

**ПОСВЯЩАЕТСЯ СВЕТОЙ ПАМЯТИ  
И 110-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ  
ПЕРВООТКРЫВАТЕЛЯ КРУПНЕЙШЕЙ В МИРЕ  
ТАЙМЫРО-НОРИЛЬСКОЙ  
ПЛАТИНОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ  
ПРОФЕССОРА НИКОЛАЯ НИКОЛАЕВИЧА УРВАНЦЕВА**

**IN BLESSED MEMORY OF  
AND TO THE 110<sup>th</sup> ANNIVERSARY  
OF PROFESSOR NIKOLAI URVANTSEV,  
THE DISCOVERER OF THE WORLD'S LARGEST  
TAIMYR-NORILSK PLATINUM PROVINCE**

THE MINISTRY OF NATURAL RESOURCES OF  
THE RUSSIAN FEDERATION

THE RUSSIAN ACADEMY  
OF SCIENCES

PROGRAM *PLATINUM OF RUSSIA*

I.S.Gramberg All-Russian Research Institute  
of Geology and Mineral Resources of World Ocean  
(VNIIOkeangeologiya)

# **PLATINUM OF RUSSIA**

## **PROBLEMS OF DEVELOPMENT, ASSESSMENT, RENEWAL AND MULTIPURPOSE UTILIZATION OF THE PLATINUM METAL RESOURCE BASE**

*Collection of Transactions*

*Volume V*

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ  
НАУК

ПРОГРАММА “ПЛАТИНА РОССИИ”

Всероссийский научно-исследовательский институт  
геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С.Грамберга  
(ВНИИОкеангеология)

# **ПЛАТИНА РОССИИ**

## **ПРОБЛЕМЫ РАЗВИТИЯ, ОЦЕНКИ, ВОСПРОИЗВОДСТВА И КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ**

*Сборник научных трудов*

*Том V*

ООО “Геоинформмарк”  
Москва • 2004

УДК 553.491.8.04

ББК 26.341

П 374

**Платина России.** Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов // Сб. научн. трудов. – Т. V. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004.– 486 с. ISBN 5-900357-94-5.

Впервые выполнена характеристика мирового минерально-сырьевого потенциала и рынка платиновых металлов с отражением роли в них России. Рассмотрены результаты исследований исполнителей программы “Платина России” по обрабатываемым и подготавливаемым к освоению платиносодержащим месторождениям, металлогеническим, рудно-формационным, минерало-, изотопно- и геолого-технологическим основам прогноза платиноносности отдельных объектов и крупных регионов Российской Федерации и прилегающих территорий, а также рудных формаций. По геофизическим данным обосновано наличие на северо-востоке Сибирской платформы погребенных крупных мафит-ультрамафитовых массивов, образующих протяженный пояс типа Бушвельда – Великой Дайки с аналогичным оруденением.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области геологии, металлогении, аналитики, минералогии, экономики платиновых металлов, банкиров и промышленников.

**Platinum of Russia.** Problems of development, assessment, renewal and multipurpose utilization of the platinum metal resource base. Collection of Transactions, Moscow, Geoinformmark L.L.C., Vol. V, 2004, 486 pp. ISBN 5-900357-94-5.

The world's platinum metal resource potential and market and the role of Russia in them are characterized for the first time. Analyzed are the data the performers of the program *Platinum of Russia* obtained during researches of platinum deposits under development and preparation for development, metallogenic, ore-formation, mineral-, isotopic- and geological-technological bases of predicting of platinum presence in individual targets and large regions of the Russian Federation and adjacent territories as well as ore formations. The presence of buried large mafite-ultramafite masses in the northeast of the Siberian platform that form an extensive belt of the Bushveld – Great Dike type with analogous mineralization is substantiated using geophysical data.

The book is intended for a wide circle of specialists in geology, metallogeny, analytics, mineralogy, platinum metal economics, bankers and industrialists.

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главные редакторы: чл.-кор. РАН Д.А.Додин  
и чл.-кор. РАН Н.М.Чернышов

Акад. РАН О.А.Богатиков, к.г.-м.н. Л.И.Гурская (зам. главного редактора),  
чл.-кор. РАН К.К.Золоев, к.г.-м.н. В.Д.Каминский, д.г.-м.н. А.Ф.Коробейников, акад. РАН  
В.А.Коротеев, акад. РАН А.А.Маракушев, д.г.-м.н. Н.В.Милетенко, к.г.-м.н. Г.Л.Митрофанов,  
акад. РАН Ф.П.Митрофанов, к.г.-м.н. Б.К.Михайлов (зам. главного редактора), акад. РАН  
В.Г.Моисеенко, к.г.-м.н. Р.Р.Мурзин, к.г.-м.н. С.С.Неручев, чл.-кор. РАН Г.В.Поляков

ISBN 5-900357-94-5

© Коллектив авторов, 2004

© ООО “Геоинформмарк”, 2004

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящей работе содержится характеристика мирового минерально-сырьевого потенциала и рынка металлов платиновой группы (МПГ), отражена роль России, приводятся описание отрабатываемых и подготавливаемых к отработке месторождений и различные аспекты оценки платиноносности крупных регионов, геологических и рудных формаций.

Детальная оценка мирового минерально-сырьевого потенциала МПГ позволяет выявить объективные возможности значительного увеличения добычи платины в ЮАР, а палладия – в США и Канаде. Это, наряду с уменьшением (почти на 40%) запасов богатых руд в Норильском районе, не может не беспокоить. Общеизвестно, что основные объемы МПГ добываются именно из богатых руд, а переход платинодобывающей промышленности России на разработку вкрапленных руд норильских месторождений приведет с учетом падения стоимости палладия (до 7,3 дол/г в январе 2004 г. при 35 дол/г в марте 2001 г.) и резкого (в тот же отрезок времени) роста цены на никель (~ 15 000 дол/т) и медь (~ 2500 дол/т) к значительному снижению прибыли Норильского комбината. Поэтому поиски новых залежей богатых руд в этом районе являются первостепенной задачей геологической службы. Эта проблема может быть решена путем разработки государственной программы “Норильск-2010” и реализации ее совместными усилиями многих организаций, имеющих опыт работы в Норильском районе.

При характеристике Сейнав-Гальмознанского рудно-россыпного узла впервые достаточно детально рассмотрены платиноносные полигенетические террасы, являющиеся, по сути дела, промежуточными коллекторами, нали-

## PREFACE

The work contains characteristics of the world's platinum metal resource potential and market performance and the role of Russia in them, description of deposits under both development and preparation for development and covers various aspects of assessment of platinum presence in large regions, geological and ore formations.

The detailed evaluation of the world platinum metal resource potential enables to reveal objective potentialities of substantial increase of platinum output in the South African Republic and palladium output in the USA and Canada. This along with a decrease (by nearly 40%) in high grade ore reserves in the Norilsk Rayon cannot but cause worry. It is common knowledge that major volumes of platinum metals are produced from just high-grade ores and switch of the Russian platinum-mining industry to development of disseminated ores from Norilsk deposits will lead to considerable reduction of profits of Norinickel taking a drop in palladium prices (to \$7.3 per gram in January 2004 vs. \$35.0 per gram in March 2001) and a sharp rise in prices (during the same period) on nickel (~ \$15,000 per ton) and copper (~ \$2,500 per ton) into account. Searches for new deposits of high-grade ores in the region are in this connection a task of primary importance for the geological survey. The problem may be solved through development of the government program *Norilsk-2010* and its realization by joint efforts of a great many organizations that have experience of the job in the Norilsk Rayon.

Platinum-bearing polygenetic terraces are for the first time considered in detail in the description of the Seinav-Galmoenansky ore-placer cluster. The terraces are in fact intermediate collectors the presence of which substantially improves prospects for platinum presence in the cluster.

чие которых значительно повышает перспективы платиноносности названного узла.

Оригинальные материалы по закономерностям распределения платиновых металлов в рудах и по моделям формирования приведены для Федорово-Панского, Чинейского и Кингашского месторождений. Эти данные характеризуют названные объекты как крупные и уникальные месторождения МПГ и явятся основными материалами для комитетов по природным ресурсам при подготовке документов для их лицензирования.

Необходимо подчеркнуть важность открытия и детального изучения многими коллективами ученых Кингашского сульфидного платиноидно-медно-никелевого месторождения. Это первый, но, мы уверены, далеко не последний крупный объект по содержанию Ni и МПГ в зеленокаменных поясах Сибири. Открытие подобных месторождений в условиях сравнительно развитой инфраструктуры Южной Сибири может наконец-то решить проблему коматиитовых месторождений никеля и золота.

Создание геолого-поисковых моделей важнейших типов платиноносных россыпеобразующих мафит-ультрамафитовых массивов открывает дополнительные возможности для поисков и оценки новых россыпных месторождений.

Убедительно показано, что устойчивый парагенезис золота с МПГ геохимически и металлогенически прослеживается во всех типах платинометалльных месторождений и, в первую очередь, связанных с базит-гипербазитовым магматизмом.

Впервые в работах подобного рода значительное внимание уделено технологиям минералогических и изотопно-геохимических исследований платинометалльных объектов, а также компьютерному прогнозированию платиноносных районов.

Целый ряд статей, посвященных оценке платиноносности Урала, Южной Сибири, Верхнего Приамурья, Якутии, Чукотки и Карело-Кольского региона с целью расширения существующих и создания новых минерально-сырьевых баз платинодобычи, заставляют нас совершенно по-другому подойти к перспективам этих регионов. Так, выделенные главнейшие комплексные золото-платиноидные и рудно-

Original materials on regularities in the distribution of platinum metals in ores and models of their forming are given for the Fedorovo-Panskoye, Chineiskoye and Kingashskoye deposits. The data characterize the above deposits as large and unique platinum metal deposits and are basic for natural resources committees during preparation of documents for their licensing.

It is necessary to emphasize the significance of the discovery of the Kingashskoye platinum metals-copper-nickel sulfide deposit and its in-depth study by many teams of scientists. It is the first but by no means the last deposit rich in Ni and platinum metals in the Siberian greenstone belts.

Creation of exploration models of major types of platinum-bearing placer-forming mafite-ultramafite masses opens up additional possibilities of searches for and appraisal of new placer deposits.

The data obtained show out clearly steady geochemical and metallogenic paragenesis of gold with platinum metals traced in all types of platinum metal deposits and first of all those that are associated with basite-hyperbasite magmatism.

For the first time the work of this kind gives special attention to technologies of mineralogical and isotopic geochemical studies of platinum metal targets and computer-based prediction of platinum-bearing areas.

A number of articles dealing with the appraisal of platinum presence in Ural, south Siberia, the Upper Amur region, Yakutia, the Chukot Autonomous Okrug and Karelia-Kola region for the purpose of enlarging existing and creating new mineral resource bases for platinum production makes us change our approaches to prospects of these regions. Major complex gold-platinum metal and ore-placer provinces distinguished in Ural and planned ways of their development enable to rate the remaining platinum-metallogenic potential of Ural high enough. The south-Siberian region becomes one of the country's leaders in prospects for platinum presence. Besides, if the discovery of a platinum-nickel prospect (the Nikelevy lot) in the Amur region is taken into account, our calculations concerning practically continuous platinum presence in the Amur-Altai belt become objective reality. Yakut geologists and geophysicists substantiated ideas of occurrence of a deep-buried analogue of the Bushveld mass in the eastern part of the Siberian plat-

россыпные провинции Урала и намеченные пути их освоения позволяют достаточно высоко оценить оставшийся платинометаллогенический потенциал Урала. Южно-Сибирский регион по перспективам платиноносности выдвигается на одно из первых мест в стране. А если к тому же учесть открытие в Приамурье сульфидного платиноидно-никелевого объекта (участок Никелевый), то наши предположения о практически сплошной платиноносности Амуро-Алтайского пояса становятся объективной реальностью. Якутские геологи и геофизики подтвердили ранние представления о наличии в восточной части Сибирской платформы глубоко погребенного аналога Бушвельдского массива – гигантского (~ 65 000 км<sup>2</sup>) Тюнгского плутона с возможными крупными запасами платиноидов, хрома и ванадия. По их данным намечается рудный пояс (~ 2700 км) от Джарского интрузива на востоке до Норильского узла на западе. Это перекликается с нашими представлениями о присутствии в пределах Балтийского щита перекрытого гипотетического платиноносного плутона – также аналога легендарного Бушвельда. При этом следует иметь в виду, что в мире только Бушвельдский плутон и Норильские месторождения являются крупнообъемными источниками платиновых металлов. А именно с подобными (крупнотоннажными) источниками могут и должны связываться перспективы значительной (по объемам руды и металла) добычи МПГ на длительный период. Именно поэтому следующий шестой том “Платина России” будет посвящен в основном новым нетрадиционным типам крупнообъемных источников платиновых металлов.

form, the giant (~ 65,000 km<sup>2</sup>) Tyungsky pluton with large possible reserves of platinum metals, chromium and vanadium. According to their data, an ore belt (~ 2,700 km) from the Dzhrasky intrusion in the east to the Norilsk cluster in the west is taking shape. This has something in common with our ideas of the presence of an overlapped hypothetical platinum-bearing pluton, an analogue of the legendary Bushveld pluton, within the Baltic shield. One should bear in mind that the Bushveld pluton and Norilsk deposits are the only large-scale sources of platinum metals in the world. Long-term prospects of large-scale platinum metal mining may be and must be associated with just such largest sources. Consequently, the next sixth volume of *Platinum of Russia* will deal with mainly new nonconventional types of large-scale platinum metal sources.

# НИКОЛАЙ НИКОЛАЕВИЧ УРВАНЦЕВ – ПЕРВООТКРЫВАТЕЛЬ КРУПНЕЙШЕЙ В МИРЕ ТАЙМЫРО-НОРИЛЬСКОЙ ПЛАТИНОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

УДК 553.43+553.48(571.511)

*Сибирский Север лежит втуне и ждет своего человека.*

Фрицьоф Нансен

**И.С.Граммберг, Д.А.Додин**

## **ПЕРВООТКРЫВАТЕЛЬ КРУПНЕЙШЕЙ В МИРЕ ТАЙМЫРО-НОРИЛЬСКОЙ ПЛАТИНОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ – ПРОФЕССОР НИКОЛАЙ НИКОЛАЕВИЧ УРВАНЦЕВ**

Последний истый полярник из когорты замечательных людей конца XIX – начала XX в.: Нансена, Амундсена, Скотта, Пири, Кука, Седова, Русанова, Вилькицкого и других, покоритель Норильска, Таймыра и Северной Земли Николай Николаевич Урванцев – великий путешественник, землепроходец и пропагандист, прошедший через лагерь и застенки ГУЛАГа, был необыкновенно талантливым человеком современной науки, ученым-самородком с огромной интуицией. Можно с полной уверенностью говорить об урванцевской эпохе в современной науке “геология и металлогения платиноидно-медно-никелевых месторождений”, месторождений, которые сейчас в России являются практически единственным поставщиком никеля, кобальта и платиноидов и важнейшим производителем никеля и палладия в мире. А если учесть, что, по мнению академика Ю.М.Шокальского, “сделанные Н.Н.Урванцевым географические исследования значительно

превосходят его геологические труды, сами по себе очень значительные”, то роль Н.Н.Урванцева в полярной геологической и географической науке XX в. становится очевидной.

Ниже мы обоснуем высказанное нами положение результатами некоторых его исследований с 1920 по 1973 г., а также проследим продолжение дел и идей Н.Н.Урванцева его многочисленными учениками.

Биография этого удивительного человека, написанная им самим 23.12.1972 г., вкратце выглядит так.

*“Родился в 1893 г. 17 января в г.Лукоянове Нижегородской губернии в семье купца. В 1903 г. я поступил в Нижегородское реальное училище, которое закончил в 1911 г. В том же году поступил в Томский технологический институт на горное отделение, окончил его в 1918 г. по первому разряду. Закончив его, был избран заведующим горным отделением Томского политехнического училища, читал там же кристал-*

логографию. В 1919 г. вошел в качестве научного сотрудника в состав Сибирского отделения Геологического комитета и в том же году был командирован в низовья р.Енисей на поиски каменного угля для Северного морского пути. В 1920 г. изучал и разведывал Норильское каменноугольное месторождение и открыл Норильское медно-никелевое месторождение типа Садбери, в настоящее время являющееся крупной никелевой базой Союза. В том же году был избран адъюнкт-геологом Сибирского отделения Геологического комитета. В 1921-1922 гг. продолжал разведку месторождения каменного угля с производством подземных работ в условиях полярной зимовки. Из местного леса построил два дома, положившие начало Норильску. Летом 1922 г. в составе пяти человек проделал лодочный маршрут по неизученной р.Пясине и побережью Ледовитого океана, нашел почту Амундсена. За путешествие был награжден медалью им. Пржевальского от Русского географического общества, а за находку почты – золотыми именьными часами от норвежского правительства. В 1924 г. был избран геологом, а в 1928 г. – старшим инженер-геологом Центрального геологического комитета и членом Полярной комиссии Академии наук, продолжал руководство геолого-поисковыми и разведочными работами на Норильском и открытом мною в 1926 г. месторождении Норильск-2. В том же году провел геолого-поисковый маршрут по неизученной р.Хантайке, а в 1929 г. обследовал бассейн р.Таймыры, открыв там новые месторождения угля и руд.

В 1930-1932 гг. принял участие в экспедиции на Северную Землю в качестве геолога и руководителя научной части экспедиции. За экспедицию награжден орденом Ленина № 430.

В 1932 г. назначен заместителем директора Всесоюзного арктического института по геолого-геодезической части, а в 1934 г. – главным консультантом Горно-геологического управления Главсевморпути. В 1933 г. впервые в истории Арктики на полугусеничных автомашинах прошел вокруг северной оконечности Таймыра и был за это премирован легковой автомашиной.

Высшей аттестационной комиссией при ЦИК СССР 11.11.35 г. присуждена степень доктора геолого-минералогических наук без за-

щиты диссертации, а 05.01.36 г. – ученое звание действительного члена института, 19.12.37 г. назначен и.о. директора Арктического института.

В Ленинграде 11 сентября 1938 г. арестован и 11 ноября 1939 г. осужден военным трибуналом ЛВО на 15 лет исправительно-трудовых лагерей по ст.58 п.7 и 11 (вредительство и участие в контрреволюционной организации). По жалобе Генеральному прокурору СССР дело пересмотрено и прекращено за отсутствием состава преступления, приговор отменен. 13 августа 1940 г. снова арестован по тому же делу и осужден на 8 лет.

В январе 1941 г. направлен на работу в Особое техническое бюро при НКВД в Ленинграде, а после его расформирования работал в Актюбинском комбинате НКВД лаборантом, а затем главным геологом донских рудников хромита.

В декабре 1942 г. направлен в Норильский комбинат НКВД в геологический отдел для руководства геолого-поисковыми работами, а 3 марта 1945 г. освобожден из лагеря по окончании срока и назначен старшим геологом, а затем начальником Геологического управления Норильского комбината. Однако уже 26 ноября 1946 г. в связи с необходимостью вести научную работу, был освобожден от этой должности и назначен главным геологом Норильского комбината. Работая в Норильске, детально изучил норильские месторождения, провел серию маршрутов по северному побережью Таймыра и на участке между устьями Енисея и Пясины. Составил геологическую карту Норильского района, а также завершил девяти томную монографию по геологии и полезным ископаемым Норильского района объемом свыше 70 п.л. Кроме того, читал в Норильском горно-металлургическом техникуме и в Норильском отделении Всесоюзного политехнического института ряд специальных предметов.

Постановлением Прокуратуры СССР, МВД СССР и МГБ при Совете Министров СССР 16 августа 1954 г. полностью реабилитирован на основании п.5 ст.4 УПК РСФСР за отсутствием в деле какого-то ни было преступления. Орден Ленина возвращен.

В 1957 г. вернулся в Ленинград в Институт геологии Арктики. Составлял и редактировал

листы Государственной геологической карты Севера масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000. В 1958 г. был награжден Российским географическим обществом Большой золотой медалью. В 1959 г. был избран начальником отдела общей геологии Института геологии Арктики. Посещал и консультировал работы института на реках Курейке, Северной, Талнахе и др. Высшей аттестационной комиссией утвержден в звании профессора. Выступал с докладами в Норильске, Иркутске, Москве. В 1963 г. награжден вторым орденом Ленина. В 1966 г. после перенесенной тяжелой болезни перешел на персональную пенсию союзного значения. Продолжаю работать в институте профессором-консультантом и научным руководителем работ по изучению медно-никелевых руд севера Сибири. Имею 130 работ, из них 88 опубликовано”.

Из этой краткой автобиографии, написанной достаточно сухо, мы не узнаем многого. Даже награды и звания мы узнаем не все. А он был и первым почетным гражданином Норильска, почетным полярником, почетным разведчиком недр, заслуженным деятелем науки и техники РСФСР, кавалером ордена Трудового Красного Знамени. А главное из этой автобиографии остается неясным, почему именно Н.Н.Урванцев олицетворял собой живую историю изучения и освоения Советской Арктики? Почему его имя, ученого и землепроходца, стоит в одном ряду с именами таких великих путешественников, как Пржевальский, Семенов-Тянь-Шанский, Обручев и другие, перечисленные в начале нашей статьи.

Но это становится абсолютно понятным, когда читаешь заметку академика Д.В.Навликина в Известиях Географического общества (1958, № 6), написанную в связи с присуждением Николаю Николаевичу Урванцеву Большой золотой медали. Вот эти слова: “Н.Н.Урванцев – замечательный исследователь природы и производительных сил Советской Арктики, чьи труды внесли достойный вклад в развитие советской географической науки. Его участие в изучении природных условий и нанесении на карту архипелага Северной Земли – выдающийся географический подвиг, сопряженный с величайшими трудностями, лишениями и опасностями. Многочисленные исследования Н.Н.Урванцева по изучению Таймырского полуостро-

ва, Среднесибирского плоскогорья, Северной Земли способствовали освоению природных богатств труднодоступных районов страны. Исключительно велика заслуга Н.Н.Урванцева в открытии Норильского каменноугольного бассейна и медно-никелевого месторождения...”.

Мы, зная Н.Н.Урванцева 30 лет, зная, сколько трудностей, лишений и несправедливостей выпало на его долю, всегда поражались его удивительной энергией и целеустремленности, его жизнестойкости и оптимизму, трудолюбию и работоспособности, поразительной геологической интуиции, непоколебимой вере в уникальность природных ресурсов Сибирского Севера. Почти то же писал о Н.Н.Урванцеве академик Д.И.Щербаков: “...Его нравственный облик – целеустремленность исканий, смелость экспериментов, личное бесстрашие, бескорыстное служение Родине и науке... Никогда не покидает (его) трудолюбие, мужество, оптимизм”. Мы также хорошо понимаем, что все тяжести и невзгоды, выпавшие на его долю, он во многом смог перенести потому, что с 1923 г. и до конца жизни с ним рядом была его верная спутница: жена и друг Елизавета Ивановна.

Итак, в 1919 г. Сибгеолком направляет Н.Н.Урванцева в район Енисейского Севера на поиски месторождений каменного угля. И он открывает и прослеживает на территории два угольных пласта рабочей мощности. Это было, как теперь принято говорить, открытие особой государственной значимости – решение острейшей проблемы обеспечения местным углем приходящих в устье Оби и Енисея морских и речных судов, которые были вынуждены до 30% своего тоннажа загружать углем для обратного рейса. “Район Норильска, – пишет Н.Н.Урванцев, – представлял в то время совершенно пустынное место... У подножья горы Рудной виднелись обвалившиеся устья двух штолен, а несколько севернее – развалины заводика Сотникова 1868 г., куски древесного и каменного угля, куски выплавленной меди и медистых сланцев”.

В 1920 г. Н.Н.Урванцев совершает одно из самых главных, если не самое главное дело своей жизни: он открывает месторождение Норильск-1 – две шпильки медно-никелевых руд на северном склоне горы Рудной. Содержание меди в рудах составило 1,5%, а никеля – 1%. Это



Н.Н.Урванцев, 1920 г.

для условий глухого Заполярья – далеко не очень высокие содержания. Но Урванцев уже тогда был настоящим ученым, блестяще владеющим методом аналогий, и он проводит параллель с хорошо известным месторождением Садбери в Канаде и через выдающегося платиниста Н.К.Высоцкого передает образцы в Горный институт в Петрограде для исследований на платиновые металлы. Но лаборатория не работает, и нужно ждать. А ждать, ничего не делая, Николай Николаевич не мог и в те далекие 20-е годы. Он решает изучить водный путь из р.Норилка через оз.Пясино и по р.Пясино до устья.

В 1922 г. Н.Н.Урванцев, Н.А.Бегичев и еще два человека выполнили это исследование. Велась съемка берегов и реки в масштабе 1:100 000, геологические наблюдения, промеры глубин фарватера, измерения скорости течения и т.д. Участники экспедиции обратили внимание, что река совершенно пустынная, но по берегам отмечались развалины изб и даже целых поселков, свидетельствовавших о том, что р.Пясино была населена. Особенно крупный поселок, судя по многочисленным развалинам изб и крестам кладбища, располагался в устье р.Дудыпта по древнему Пясинско-Хатангскому водному пути. Это место и сейчас носит название “Кресты”.

Выйдя из устья в море, маленький отряд ушел затем под парусами на о.Диксон, куда

прибыл в середине августа. По пути на Диксон, на побережье восточнее устья р.Убойная партией были найдены научные материалы, посланные Амундсеном в 1918 г. с зимовки на судне “Мод” у восточных берегов Таймыра. Почта была отправлена в Норвегию с двумя участниками экспедиции Кнутсенем и Тессемом, но оба исчезли в пути. Поисковая партия Н.А.Бегичева, организованная весной 1921 г., нашла останки одного из них в районе мыса Вильда, в самом начале их пути. Ни почты, ни второго спутника тогда обнаружить не удалось. Найденная в 1922 г. почта была передана правительству Норвегии. Н.Н.Урванцев и Н.А.Бегичев за это были награждены правительством Норвегии золотыми часами. После перехода по Пясино Бегичев писал в дневнике: *“Кончилось наше путешествие на простой рыбацкой лодке. Прошли Пясино – 850 верст и морем около 500 верст. Не буду хвастать, но пусть другие смельчаки сделают это”*.

Пока совершалось это путешествие, в норильской руде инженером Подкопаевым были обнаружены более высокие, чем в канадской, содержания платиновых металлов. По этому поводу Н.К.Высоцкий на годичном заседании научного совета Геологического комитета был сделан специальный доклад “О коренных месторождениях платины на Урале и в Сибири”. В годы войны из норильских руд уже получали платиновые металлы. Там же в 40-х годах на ручье Угольный добыли и несколько пудов платины из россыпей. С открытием Талнахского крупнейшего (1960), а затем Октябрьского уникального (1965) платиноидно-медно-никелевых месторождений в России была создана мощная минерально-сырьевая база цветных и платиновых металлов. Какова роль в этом Николая Николаевича Урванцева – как представителя современной науки, как выдающегося ученого? Каковы его важнейшие работы в области географии в этот период?

Немного истории. В 1921 г. Н.Н.Урванцев пишет работу “Норильский каменноугольный район”. В ней приводятся первые материалы о траппах Хараелахских гор, проводится их аналогия с Норильскими и дается прогноз на открытие в пределах Хараелаха аналогов Норильска-1. Когда же в 1924 г. Геолком принял решение не продолжать работы в Норильском райо-

не из-за удаленности и тяжелых климатических условий, Николай Николаевич с этим категорически не согласился и обратился со своим особым (как мы теперь знаем, совершенно правильным) мнением в Высший совет народного хозяйства. Последний полностью согласился с доводами молодого убежденного ученого и принял решение работы не только продолжить, но и расширить. И уже в 1925 г. экспедиция из 150 человек под научным руководством Урванцева была направлена в Норильский район для изучения его рудоносности. В состав экспедиции входили будущий академик И.Ф.Григорьев, геологи Е.Г.Багратуни, Б.Н.Рожков, Е.Н.Павловский, В.С.Домарев, геофизик Ю.Н.Лепешинский. В 1925 г. Н.Н.Урванцев на основании метаморфизма пород тунгусской серии по берегам оз.Лама делает вывод о возможности нахождения в низах туфолавова толщии пластовых интрузий. Таким образом, зона предполагаемых выходов руд норильского типа расширилась на восток и на север. Это уже позволяло Урванцеву говорить о новом рудном районе. Открыв в 1926 г. месторождение Норильск-2, он расширил этот район и на юг. При работах 1925-1927 гг. впервые на Севере были использованы три гусенечных трактора фирмы "Рено". В 1928 г. Норильское месторождение, главную экономическую ценность которого при существующей тогда мировой конъюнктуре составляли платиноиды, передали в ведение Союззолота. Первый подсчет запасов (миллионы тонн руды), выполненный в 1933-1934 гг. под руководством А.Е.Воронцова, и последующее в 1935 г. решение правительства о строении Норильского горно-металлургического комбината полностью подтвердили все геологические построения и интуицию Н.Н.Урванцева. Он еще в 1921-1923 гг. решил: **Норильску быть**, и Норильск становился на ноги, постепенно, но становился.

К этому времени относятся и многие из выдающихся географических открытий Николая Николаевича. Сразу же после изучения бассейнов рек Хантайка и Таймыра, Таймырского озера и Лено-Хатангского района он совместно с Г.А.Ушаковым возглавил Советскую Североземельскую экспедицию (1930-1932). "За пять маршрутов общим протяжением 3004,8 км определено 17 астрономических пунктов, по-

зволвивших составить надежные топографическую и геологическую карты в масштабе 7,5 км = 1 см", – писал Н.Н.Урванцев в своей книге "На Северной Земле" (Л.: Гидрометиздат, 1969). Отдельно Николай Николаевич составил карту Северной Земли в меркаторской проекции. Эта карта позволила ледоколу "Сибиряков" обогнуть архипелаг и совершить первое в истории плавание по Северному Ледовитому океану в одну навигацию. Достойной награды – орденов Ленина – были удостоены Урванцев и Ушаков за Североземельскую экспедицию. А вот как оценил значение этого исследования Николая Николаевича президент Географического общества СССР, академик С.В.Колесник *"... эти два года упорного и тяжелого труда, который требовал и душевных сил, и огромного физического напряжения... Если бы этот труд не был добровольным, его можно было бы подчас назвать каторжным. Но результаты его изумительны. Общая характеристика архипелага, составленная Н.Н., полностью сохранила свое научное значение"*.

Многолетние наблюдения и личный опыт работы в Норильском районе дали возможность Н.Н.Урванцеву создать совершенно уникальную монографию "Климат и условия работы в районе Норильского месторождения", изданную в трудах Полярной комиссии Академии наук. Это до сих пор настольная книга всех руководителей и главных инженеров проектов по строительству крупных предприятий (рудников, шахт) и поселений в условиях Арктики. Академик В.П.Волгин так писал об этой удивительной монографии: *"Содержание работы представляло большой научный и практический интерес уже в момент ее написания (1928). Еще более актуальным оно является в настоящее время, когда после ряда детальных разведочных работ в районе мы стоим непосредственно перед началом широкой эксплуатации его богатств. При этом, если основное внимание сосредоточивается на рудных богатствах, это отнюдь не умаляет значения и его каменноугольных залежей, ставя вопрос об их использовании лишь в несколько иную обстановку. Изложенные обстоятельства заставили Полярную комиссию принять срочные меры к опубликованию поступившей в ее распоряжение в декабре 1932 г. работы Н.Н.Урванцева,*

*единственной обстоятельно трактующей физико-географическую обстановку района... ”.* К этому мы можем только добавить, что за последующие 70 лет подобной работы так и не появилось.

В 1942 г. узник ГУЛАГа Николай Урванцев приезжает в родной Норильск, где активно включается в геологическую деятельность. Последнюю он ведет по двум направлениям: основное – детализация закономерностей строения, размещения и вещественного состава залежей медно-никелевых руд и оценка других типов полезных ископаемых в окрестностях Норильска – от р.Ангара на юге до побережья Карского моря на севере. В 1943 г. он изучил Чогдайское месторождение соли, в 1944 г. описал Таймырский угленосный бассейн, в 1946 г. обследовал месторождения железа на р.Северная, аллювиально-магниевого руд на р.Ангара, в 1948 г. стал одним из первооткрывателей крупнейшего Кайерканского угольного месторождения. Резльтирующими по этому направлению явились работы: “Полезные ископаемые правобережья р.Енисей и перспективы их промышленного освоения” и “Полезные ископаемые Енисейско-Ленской области в свете ее структуры” (Бюл. техн. информ. Норильского комбината. – 1950.– № 4). А если учесть, что в 1933- 1934 гг. он опубликовал три статьи, посвященные нефтегазоносности Таймыро-Ленского и Хатангского районов, то становится очевидным, что к 1950 г. все полезные ископаемые Енисейско-Таймырского района оказались в сфере деятельности этого многогранного ученого.

Последние шесть лет (1950-1956) работы в Норильске Урванцев полностью посвящает комплексному изучению собственно Норильского рудного района. Он составляет карту его геологической изученности, геологическую, тектоническую и карты полезных ископаемых, а также первую и пока единственную для района карту золотоносности и платиноносности.

В 1952 г. под редакцией Николая Николаевича выходит девятитомная монография по геологии и металлогении Норильского района. В этой монографии, составленной Н.Н.Урванцевым, И.А.Коровяковым, М.Н.Годлевским, Ю.М.Шейнманом, Г.М.Шешуковой, П.И.Савенко, Г.Д.Масловым и другими, Норильский район впервые рассматривается как “особая ме-

таллогеническая провинция медно-никелевых руд”, указывается на наличие двух крупных рудонесущих зон: Норильско-Тунгусской и Имандинско-Норильской, к которым приурочены месторождения.

В 1959 г. Николай Николаевич пишет статью “Енисейское рудное поле”, где, пожалуй, впервые рассматривает проблемы вертикальной и горизонтальной зональности в размещении медно-никелевых месторождений. Причем причину горизонтальной зональности Урванцев видит в наличии вертикальной температурной зональности; более глубокий эрозионный срез северных районов обуславливает появление магматических и высокотемпературных гидротермальных руд. Кроме того, он учитывает также существенную роль магматического очага и характера процесса рудообразования.

В начале 1960 г., когда еще не был открыт Талнах, в нашем институте на совещании по геологии и металлогении траппов разгорается жгучий спор: “будут ли еще открытия в Норильском районе, единственное или не единственное месторождение Норильск-1”. Многие авторитетные ученые утверждали, что во всех или почти всех рудоносных провинциях известно только одно крупное месторождение, а значит – другого Норильска не будет. Но вот: на трибуну поднимается Урванцев и совершенно спокойно доказывает собравшимся, что с позиций теории, над которой он сейчас работает, теории закономерностей размещения и формирования месторождений на окраинах трапповых платформ Норильское месторождение не единственное и единственным являться не может. Все зависит от нашего упорства в поисках и правильности гипотез, которые мы в них заложим. А потом помолчал и говорит: “Батеньки, помилуйте, разве Норильск-1 – крупное месторождение, разве оно определяет лицо Норильского рудного района. То самое, крупное, которое его определяет, мы еще не нашли, а мы с вами еще очень молодые (ему было 67 лет), мы найдем”. И летом того года был открыт Талнах.

В 1963 г. под руководством и при непосредственном участии Н.Н.Урванцева большим коллективом ученых Института геологии Арктики была выполнена тема “Дать прогнозную оценку Талнахской рудной интрузии с рекомендациями по направлению дальнейших поисковых ра-

бот”, числящаяся в перечне важнейших народно-хозяйственных научно-исследовательских работ 1963 г. В этой работе в разделе “Прогнозно-металлогеническая оценка Норильского рудного района” фактически был дан прогноз на открытие Октябрьского месторождения. Важность названного исследования для открытия месторождения, отчетливо показывающего особое прикладное значение любых работ этого уникального ученого-профессионала самой высокой квалификации, дает нам право полностью привести выдержку из раздела “Прогнозно-металлогеническая оценка Норильского рудного района” главы “Перспективы никеленосности Норильского рудного района и рекомендации на дальнейшие поисковые работы”: *“В бассейне р.Томулах скважинами КЗ-9 и КЗ-10 в девонских отложениях вскрыты две неотчетливо дифференцированные интрузии мощностью 10 и 15 м, содержащие маломощные рудные горизонты вкрапленных сульфидов с промышленным содержанием металлов. Интрузии в соответствии с общим падением вмещающих их слоев погружаются в северо-восточном направлении в сторону Хараелахского рудоподводящего разлома, от которого они отстоят на 8-9 км. Вероятно, эти интрузии представляют собой апофизы более крупной слепой дифференцированной интрузии, лежащей ближе к зоне Норильско-Хараелахского разлома, на его западном фланге. Кроме вкрапленных руд, здесь можно ждать и присутствия сплошных богатых руд. Рекомендуется поставить глубокое поисковое бурение по профилям к востоку от скважин КЗ-9, КЗ-10, КЗ-13, КЗ-16”.*

Через два года было открыто Октябрьское месторождение, а годом раньше Н.Н.Урванцев по представлению Красноярского геологического управления за большой вклад в расширение сырьевой базы цветных металлов на севере Красноярского края был награжден орденом Ленина.

В 1963 г. Н.Н.Урванцев выступает с неожиданной инициативой – создать в его родном Норильске стационарную геологическую экспедицию. И такая экспедиция была создана. В послегулаговское время это был первый очаг геологической науки в Норильске. За 37 лет своего существования экспедицией были выполнены работы, блестяще подтвердившие прогноз на от-

крытие газовых месторождений на левобережье р.Енисей, пока еще не проверенные научные рекомендации по локализации глубокозалегающих ветвей Талнаха на его северном продолжении и открыты россыпи золота на архипелаге Северная Земля и Северном Таймыре. Были также установлены закономерности строения и вещественный состав рудных залежей Талнахского и Октябрьского месторождений и предложены оригинальные модели их формирования.

Экспедиция выполнила и выполняет очень значительный объем геологосъемочных, тематических и геолого-геохимических работ от Нижней Тунгуски до о.Комсомолец на севере, и от Енисея до Анабара на востоке. Из экспедиции вышли крупные организаторы науки и производства, видные ученые: В.А.Даценко, Д.С.Сороков, В.Д.Крюков, Ю.К.Бордуков, Б.Н.Батуев, Г.Д.Гинсбург, Д.А.Додин, О.В.Петров, А.В.Тарасов, Л.Г.Сухов и др.

Николаю Николаевичу в год открытия Октябрьского месторождения было 72 года. Главное дело его жизни вроде бы сделано: его родной, близкий ему Норильск, Норильский комбинат на много лет обеспечены надежной минерально-сырьевой базой. Однако как крупный ученый-металлогенист Николай Николаевич хорошо знает, что каждое отдельно взятое месторождение конечно, и только крупные рудные пояса, провинции, области бесконечны.

В течение по крайней мере 10 лет Николай Николаевич активно работает над проблемой генезиса норильских месторождений, так как проблема эта, по его мнению, ключевая в новых подходах к решению вопроса о расширении и укреплении минерально-сырьевой базы платиноидно-медно-никелевых руд Енисейского Заполярья. Уместно подчеркнуть, что начал заниматься генезисом Норильского месторождения он еще в 1921 г., когда в отчете Сибгеолкома писал: *“... месторождение своим происхождением обязано процессам дифференциации основной магмы Норильского лакколита. При этом, вероятно, существенную роль играла магматическая дифференциация по удельному весу в первые моменты кристаллизации породы, но некоторое участие принимала также и кристаллизационная дифференциация”.* Теперь же Н.Н.Урванцев рассматривает материалы по закономерностям размещения рудных тел и месторожде-

ний в пределах провинции, по закономерностям размещения отдельных типов руд в рудных телах, привлекает данные по распределению в рудах малых и сопутствующих элементов, по изотопии серы и кислорода, по парциальному давлению последнего и многие другие оригинальные сведения вплоть до температур плавления, газовой-жидких включений и т.д.

В 1965-1973 гг. в печать выходит не менее 10 научных трудов Н.Н.Урванцева, посвященных проблемам генезиса месторождений Норильска, и среди них:

1. Геолого-тектонические особенности формирования медно-никелевых руд Норильска, 1970 г. (Урванцеву 77 лет);

2. Генетические особенности медно-никелевых месторождений Норильска как критерий для поисков богатых руд этого типа в Енисейской провинции, 1971 г. (Урванцеву 78 лет);

3. Некоторые вопросы формирования рудоносных интрузий и руд Норильска, 1972 г. (Урванцеву 79 лет);

4. Генетические особенности формирования медно-никелевых месторождений Норильска как основа поисковых прогнозов, 1973 г. (Урванцеву 80 лет).

В 1973 г. Николаю Николаевичу Урванцеву исполняется 80 лет. Этот год неожиданно является годом его нового научного расцвета. Он



Н.Н.Урванцев, 1973 г.

пишет свою программную научную работу “Северо-Сибирская никеленосная область”. Эта, на 12 страницах статья – не что иное как научно обоснованная программа геологоразведочных работ по новому витку расширения минерально-сырьевой базы Норильска. Урванцев докладывает эту работу в Мингео СССР в Москве, в Ленинграде на нашем ученом совете и, наконец, в Норильске на совещании при министре геологии СССР, посвященном сырьевой базе Норильского комбината и возможным путям ее расширения.

Важность этой работы, ее огромное научно-теоретическое значение для геологии и металлогении норильских сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений вообще дает нам полное основание напомнить главные положения этой действительно программной работы крупнейшего ученого-металлогениста.

1. Единство характера траппового магматизма на Сибирской платформе и на Таймыре обусловлено общностью их платформенного геолого-тектонического развития с древних времен вплоть до триаса, когда герцинская тектоническая активизация инверсировала Таймыр из платформы в сводово-глыбовую страну. До этого времени все громадное пространство севера Сибири от Новой Земли и Урала до Лены, Таймыр, Северная Земля, Сибирская платформа и Западно-Сибирская низменность составляли единую платформенную, но достаточно еще лабильную мегаструктуру – Северо-Азиатскую платформу.

2. Глубинные разломы играли ведущую роль в развитии базитового и ультрабазитового магматизма древней платформы, который был общим существенно синхронным и для Таймыра, и для Сибирской платформы. Очевидно, такие сверхглубокие разломы должны были быть самыми древними на Северо-Азиатской платформе. Заложение их восходило еще к периоду формирования подвижных поясов протерозоя...

3. Среди таких поясов сверхглубоких разломов выделены три субмеридиональных (Енисейский, Таймыро-Тунгусский, Восточно-Таймырский) и два субширотных (Енисей-Хатангский и Южно-Таймырский), играющие основную роль в становлении траппового магматизма, особенно рудоносного.

4. Пояса глубинных разломов докембрийского заложения, существовавшие затем весь фанерозой, стали теми полями, где оказались сосредоточены медно-никелевые месторождения севера Сибири. Особенно благоприятны были зоны пересечения древних поясов разломов субмеридионального простирания более молодыми субширотными. Здесь и возникали крупные рудные узлы с рядом месторождений медно-никелевых руд сложного генезиса.

5. На севере Сибири выделены крупные никеленосные провинции: Енисейско-Хатангская и Таймырская. Первую из них можно подразделить на три субпровинции: Енисейскую (максимально насыщенную рудоносными эманациями), Северо-Тунгусскую и Хатангскую, охватывающие полукольцом север Тунгусской синеклизы. В пределах Таймырской никеленосной провинции наметилось пока три никеленосных поля: Западно-Енисей-Пясинское, Центральное Верхне-Таймырское и Восточно-Таймырское.

6. Наиболее важное промышленное значение имеет Енисейская никеленосная провинция. Рудообразование происходило в две фазы: сыверминскую и моронговскую. Первая, видимо, была основной. Рудоносные интрузии датируются в пределах 220-250 млн лет.

7. Проявления вертикальной зональности в распределении рудоносных дифференцированных интрузии можно ждать всюду, где имело место поступление рудоносных магм по глубинным разломам. Вопрос в этом случае сводится к глубине эрозионного среза и характеру развития дифференциации в глубинном очаге. О последнем можно судить по изотопному составу серы в рудах. Большое содержание в них тяжелого изотопа  $S^{34}$  будет указывать на привнос серы, а, следовательно, очаговое происхождение.

8. Массивные богатые руды являются дериватами самостоятельной рудной интрузии, проявившейся из отдельного рудного ликванта, возникшего в глубинном или промежуточном очаге. Таким образом, прямо ставится вопрос о возможности проявления отщепленных от самой дифференцированной интрузии массивных богатых руд. А значит для их поиска нужны другие, новые поисковые критерии.

Прошло немногим более 50 лет с открытия на севере Сибири первого медно-никелевого месторождения. С тех пор учениками Урванцева – М.И.Митрошиным, Л.Г.Суховым, Е.Н.Ленькиным, В.С.Аплоновым, И.Н.Горяиновым, А.М.Виленским, Д.А.Додиним, Г.И.Кавардиним, Л.И.Кравцовой, В.А.Люлько, Ю.Н.Седых, Г.Н.Старициной, Ю.И.Томановской, А.В.Тарасовым и другими был выявлен целый ряд медно-никелевых рудопроявлений и месторождений на правом берегу р.Енисей, на востоке и севере Тунгусской синеклизы и на Южном Таймыре. Эти первоначально разрозненные сведения в свете представлений Н.Н.Урванцева о существовании в палеозое на севере Сибири гигантской Северо-Азиатской суперплатформы получили закономерное обоснование. Общая площадь выделенных им провинций достигает 300 000 км<sup>2</sup>. Таким образом, на севере Сибири Н.Н.Урванцевым выделена крупнейшая в мире никеленосная область, названная им Северо-Сибирской, минерально-сырьевые ресурсы которой должны быть очень велики. *Уже в этой работе фактически была околитурирована крупнейшая в мире Таймыро-Норильская никеленосно-платиноносная провинция.*

Так доступно на 12 страницах изложить все основные закономерности размещения и формирования медно-никелевых месторождений в пределах крупнейшей в мире по размерам и запасам сырья никеленосной провинции мог только крупный выдающийся ученый – настоящий мастер своего дела – геологии и металлогении сибирских траппов.

Пожалуй, самое главное положение, которое пытался Н.Н.Урванцев донести до нас своей статьей, то же, что и 13 лет назад, на совещании в Ленинграде, когда он говорил, что Норильск – не единственный. Он твердо верил до конца своих дней, что Талнах тоже не единственный в этой провинции. Он все время говорил нам: “Да, Северо-Сибирская никеленосная область уникальная, а Норильск, Талнах, Октябрьское только песчинки в ее бездне, мы найдем, не сомневайтесь, еще и Норильск, и Талнах, и Октябрьское”. Пока, к сожалению, этого не произошло. Не произошло потому, что поисковые и научно-исследовательские работы на никель в этой уникальной Северо-Сибирской никеленос-



Николай Николаевич и Елизавета Ивановна Урванцевы

ной области последнее время постоянно сворачиваются, количество скважин уменьшается, творческие коллективы распускаются и бросаются на другие дела. Николай Николаевич Урванцев всегда твердо верил, что равной провинции, равных объектов в мире нет и Норильску всегда при всех обстоятельствах нужно уделять максимальное внимание.

Николай Николаевич Урванцев скончался в 1985 г. Елизавета Ивановна не смогла прожить без него и пятидесяти дней. И руководство объединения “Севморгеология” и дирекция Норильского комбината выполнили устное завещание семьи Урванцевых – быть похороненными на норильской земле. Анатолий Львов писал: *“6 июля на Нулевом пикете при большом стечении народа состоялось захоронение доставленных из Ленинграда урн с прахом. Их поместили в одну нишу, которую прикрыла плита с удивительной надписью:*

*Н.Н.Урванцев [1893 – 1985]*

*Е.И.Урванцева [1893 – 1985]*

**ПЕРВЫЕ НОРИЛЬЧАНЕ**

*10 июля домик Урванцевых стал частью мемориального комплекса, который Норильск открыл в честь своих первооткрывателей”.*

Сегодня, глядя в прошлое, мы хорошо понимаем, с каким крупным Ученым столкнула

нас жизнь, с кем мы 30 лет общались, встречались и спорили на ученых и координационных советах. Сегодня мы отчетливо видим, какой большой современный Ученый был нашим учителем, другом и наставником. Ученый, который 65 лет занимался геологией и металлогенией норильских месторождений, сделал это главным делом своей жизни и блестяще его осуществил. Открыл Норильск, создал базу для открытия Талнаха и Октябрьского и за 12 лет до своей смерти предсказал открытие новых “Талнахов”. Мы ждем их. Ждем, потому что как ученики Николая Николаевича трезво оцениваем обстановку и, развивая его дело, понимаем, что необходимо для прогнозирования и открытия новых “Талнахов”, для раскрытия и оценки перспектив различных ресурсов севера Красноярского края и прилегающих территорий или для поисков сырья, которое может адекватно или почти адекватно заменить богатые руды и стать для Норильского комбината – крупнейшего предприятия России – новым источником сырья.

Дальнейшее хозяйственное развитие региона обуславливает необходимость создания фундаментальной технолого-прогнозно-металлогенической основы планируемых геологоразведочных работ. Поэтому в трудах Н.Н.Урванцева основное внимание уделено определению места и времени зарождения рудно-магматических

систем, выявлению их генетических особенностей, прогнозированию и поиску новых систем. В работах учеников Н.Н.Урванцева – А.И.Архиповой, В.С.Голубкова, Д.А.Додина, М.К.Иванова, Т.К.Ивановой, Г.И.Кавардина, И.А.Наторхина, В.Ф.Кравцова, Ю.Н.Седых, Л.Г.Сухова и многих других разработан намеченный и предложенный Н.Н.Урванцевым подход к типизации и ранжированию платиноидно-медно-никелевых месторождений. Намечена шести-этапная модель формирования главных составляющих промышленных рудно-магматических систем – массивов норильско-талнахского типа, их метасоматических и геохимических ореолов. В последний этап завершается становление метасоматических с экзоконтактовыми рудами и геохимических ореолов, а также полиметаллической, сурьмяно-мышьяковой и самостоятельной платинометалльной формации.

Выявлены петрогеохимические тенденции, определяющие главные закономерности формирования платиносно-никеленосных комплексов, а также зональных рудных полей, районов и провинции в целом, вызванные различиями очагового и камерного (первая), временного (вторая) и пространственного (третья) перераспределения рудно-магматического вещества. Учет выявленных тенденций с определенной степенью выраженности рудного тренда, оценка геолого-геофизической и геохимической ситуации в сравнении с эталонными моделями (Талнахское и Норильское рудные поля) позволили выполнить типизацию рудных и рудоносных районов с точки зрения их никеленосности (в порядке снижения): Хараелахский → Норильский → Иконо-Кыстыхтахский → Имангдинский → Вологочанский → Хантайскоозерский.

Учениками Н.Н.Урванцева выстроен ряд рудно-магматических или тектономагматических систем: планетарный (Алдано-Североземельский пояс) → трансрегиональный (Енисей-Североземельский пояс) → региональные (Таймыро-Норильская провинция, Центрально-, Восточно-, Западно-Таймырские и Кетская металлогенические области) → суперрегиональный (Норильско-Хараелахская зона) → районный (Норильский район) → локальный (рудные поля – Талнахское, Норильское, Имангдинское и др.). Выделение планетарной металлогенической структуры имеет чрезвычайно большое

значение и для сравнительной оценки входящих в нее провинций. Так, Таймыро-Североземельская золотоносная провинция, изученная учениками Николая Николаевича – Н.К.Шануренко, Б.С.Васильевым, Ю.И.Захаровым и другими, приобретает такую же значимость, как провинции Ангаро-Патомская и Енисейского кряжа. Действительно, как показано учениками Н.Н.Урванцева, Североземельско-Таймырская провинция характеризуется наличием разнотипных и разновозрастных проявлений золота, в том числе и в древних конгломератах, черносланцевых толщах и в россыпях. Из эндогенных проявлений золота более важными являются аповулканик-лиственит-березитовый и кварцево-жильный типы, с которыми в близкой геологической ситуации связаны крупные месторождения в других провинциях пояса. Сопоставима она с ними и с учетом регионально развитых черносланцевых комплексов. Сочетание коренных источников со значительными прогнозными ресурсами, промежуточных коллекторов – золотоносных конгломератов и россыпных объектов может выдвинуть эту провинцию в разряд ведущих производителей золота в России. А это значит – создание резервной базы коренного золота для Норильского комбината.

Второй резервный источник для Норильского комбината – это платиновые металлы в хвостохранилищах комбината и в верхних горизонтах норильско-талнахских интрузий. Николай Николаевич неоднократно обращал внимание на хвосты норильских обогатительных фабрик, считая, что в них сосредоточены огромные богатства, которые с успехом и “не очень накладно” (слова Н.Н.Урванцева) может извлечь Норильский комбинат. Полученные нами и другими учениками Н.Н.Урванцева – Л.К.Говоровой, Л.Н. Коваленко, Э.А.Кулаговым, Д.В.Леньчуком, А.Г.Самойловым, В.А.Шатковым данные показывают, что хвосты характеризуются устойчивыми (1-2 г/т) содержаниями платиновых металлов. А если учесть, что в старых хвостах эти содержания будут значительно выше, то общие ресурсы платиновых металлов могут достигнуть 1000 т. Вот вторая резервная база для Норильского комбината.

Трудами многочисленных учеников Н.Н.Урванцева – О.А.Дюжикова, Д.А.Додина, С.Ф.Служеникина, С.А.Гулина, Т.Г.Говердов-

ской, Д.В.Леньчука, В.В.Рябова и других в верхних и прикровельных (эндоконтактных) частях массивов рудоносного норильско-талнахского типа и в породах различных частей интрузий курейского, фокинского, моронговского, боотанкагского и таймырского типов установлено широкое распространение собственно платино-металльного оруденения, как правило, оторванного по разрезу от горизонтов сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд. Прогнозные ресурсы платиновых металлов этого горизонта – 20-30% от известных запасов природных залежей сплошных сульфидных руд. Это открытие имеет и практическое (третья резервная ресурсная база для Норильского комбината), и научное значение. Научное, так как позволяет установить закономерности распределения платиновых металлов в породах различных фаций трапповой магмы, предсказать масштаб и объем мантийных флюидов, пролить свет на причины уникальности Таймыро-Норильской трапповой провинции, единственной, с которой связан не только платиноидно-медно-никелевый, но и собственно платинометалльный рудогенез.

Определены и реальные преимущества данного платинометалльного типа оруденения: большое площадное распространение и масштабный характер развития; экологически чистый характер сырья – низкое (не более 3-4%) содержание серы при высоких и очень высоких количествах платиноидов (в сумме до 60 г/т); меньшая глубина вскрыши для платинометалльных горизонтов; хорошие во всем мире результаты по обогатимости комплексных мало-сульфидных платинометалльных руд (в России они не эксплуатируются).

К чисто прогностическим результатам исследований учеников Н.Н.Урванцева относится открытие на Таймыре ряда перспективных интрузий на сульфидное платиноидно-медно-никелевое и платинометалльное оруденение. Так, Н.Н.Нагайцевой в пределах Центрально-Таймырской никеленосной области выделено два пояса распространения никеленосных интрузий – Левлинский и Топографический, ею и Д.В.Леньчуком выполнено металлогеническое районирование указанной области и определены прогнозные ресурсы меди, никеля и платиноидов. И.А.Наторхиным, А.И.Архиповой и Н.Н.Нагайцевой построены первые среднemas-

штабные карты для указанной территории. По рекомендациям учеников Н.Н.Урванцева на Таймыре начато поисковое бурение на медно-никелевые руды. Одна из скважин, пробуренная в центре выявленной и рекомендованной нами геофизической аномалии, вскрыла мощную оруденелую трапповую интрузию. С.А.Гулиным доказана самостоятельность высокоперспективного на платинометалльное оруденение боотанкагского типа.

Вслед за Н.Н.Урванцевым, определившим взаимоотношения в норильских интрузиях изотопов серы, его ученики пошли дальше и установили специфичность массивов норильско-талнахского типа на изотопы свинца, стронция, аргона и гелия, а также целую серию флюидных компонентов – разработаны первые изотопно-геохимические и флюидно-геохимические (В.С.Аплонев, С.С.Неручев) критерии разбраковки трапповых дифференцированных интрузий по степени никеленосности. Полученные данные по изотопам свинца в галенитах показывают значительный (~80 млн лет) отрыв во времени образования свинцово-цинкового оруденения от медно-никелевого, а значит, и длительность процессов формирования рудно-магматических систем промышленной значимости.

Впервые учениками Н.Н.Урванцева установлены закономерности распределения редкоземельных элементов в трапповых интрузиях, что отражает неоднородности верхней мантии и главных фаз трапповых циклов.

Различия расслоенных массивов по изотопным характеристикам ряда элементов, очевидно, свидетельствуют о гетерогенности мантийных источников трапповых рудно-магматических систем. Скорее всего, эта гетерогенность вторична и вызвана перераспределением ряда элементов и их изотопов в ходе флюидного метасоматоза мантийных субстратов, предшествующих формированию трапповых магматических очагов в домагматический этап развития рудно-магматических систем.

Большой группой учеников и последователей Н.Н.Урванцева – Д.А.Додиним, А.М.Ивановой, Г.И.Кавардиним, Е.А.Кораго, В.И.Ушаковым, Н.К.Шануренко и другими обоснованы закономерности минерагения Российской Арктики, составлены мелкомасштабные формационные и минерагенические карты.

Таким образом, Николай Николаевич Урванцев продолжил в умах и делах своих многочисленных учеников. Они продвинули и развили его идеи по геологии и минерации траппов, предложив генетическую модель становления расслоенных массивов в рудно-магматических системах, наметили пути формирования рудоносных магм, растворов и флюидов, уровней их аккумуляции и транспортировки. Они дали трактовку высоких концентраций меди в рудах и объяснили причины внедрения промышленно-рудоносных расслоенных массивов на плечах рифтов в Таймыро-Норильской провинции (В.С.Голубков, Л.Л.Тарновецкий, А.В.Тарасов и др.), тем самым способствуя достоверности металлогенического прогноза и разработке нового научного направления “эволюция сульфидно-никеленосных и малосульфидно-никеленосных рудно-магматических систем в геологическом времени”.

Ученики Н.Н.Урванцева доказали значимость открытой ими Таймыро-Североземельской золотоносной провинции и реальность ее продолжения на шельф Карского моря.

Они расширили и расширяют минерально-сырьевую базу севера Красноярского края, что было главной мечтой Николая Николаевича.

#### *Основные труды Н.Н.Урванцева*

1. *Норильский* каменноугольный район // Изв. Сибирского отдела Геол. ком. (ГК). – 1921. – Т. II. – Вып. 1.

2. *Разведка* Норильского медно-никелевого месторождения // Изв. Геол. ком. – 1927. – Т. 44. – № 2.

3. *Маршрутные* исследования р.Хантайки летом 1927 г. // Изв. Геол. ком. – 1929. – Т. XVIII. – № 8.

4. *Таймырская* геологическая экспедиция 1929 г. // Труды ГГРУ. – 1931. – Вып. 65.

5. *Северная Земля*. Очерк исследований. – Л.: Изд-во Арктического института, 1933.

6. *Где искать нефть* в Советской Арктике // Проблемы сов. геол. – 1933. – № 3.

7. *Климат* и условия работы в районе Норильского каменноугольного и полиметаллического месторождения // Труды Полярной комиссии АН СССР. – М. – 1934. – Вып. 14.

8. *Автотранспорт* в борьбе за освоение Арктики. – Л.: Журнал. Газет. Объед. – 1934. – Вып. 5-6.

9. *Следы* четвертичного оледенения центральной части севера Сибири // Труды ГГРУ. – 1931. – Вып. 113.

10. *Геология* и полезные ископаемые Хатангского района // Проблемы Арктики. – 1937. – № 2.

11. *Полезные ископаемые* Советской Арктики и Субарктики // Труды Арктического института. – 1937. – № 87.

12. *Некоторые* закономерности формирования медно-никелевых месторождений Норильского района как критерий их поисков и промышленной оценки // Бюл. тех. инф. Норильского комбината. – 1952. – № 3-4.

13. *Государственная* геологическая карта СССР и карта полезных ископаемых масштаба 1:1 000 000. Лист R – 44,45 (Дудинка) и объяснительная записка к ним. – Л.: Госгеолтехиздат, 1956.

14. *К вопросу* о поисках нефти в Северо-западной части Сибирской платформы // Инф. бюл. НИИГА. – 1957. – № 4.

15. *Енисейское* рудное поле // Труды НИИГА. – 1959. – Т. 102. – Вып. 10.

16. *Северо-Сибирская* никеленосная область // Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышленные перспективы. – Л.: НИИГА, 1973.

17. *Открытие* Норильска. – М.: Недра, 1969.

18. *На Северной* Земле. – Л.: Гидрометеоздат, 1969.

19. *Таймыр* – край мой северный. – М.: Мысль, 1978.

20. *Открытие* Норильска. – М.: Наука, 1981.

#### *Литература о Н.Н.Урванцеве*

*Сигунов П.* Сквозь пургу, 1963.

*Львов А.Л.* Норильск. – Красноярск, 1977.

*Н.Н.Урванцев* – 100 лет со дня рождения (29 января 1893 г.). – Норильск, 1993.

*Львов А.Л.* Век Урванцева // Заполярная правда, 29.01.93 г.

*Шешукова Г.М.* Он был великим оптимистом // Заполярная правда, 29.01.93 г.

УДК 553.43+553.48(571.511)

**А.Ф.Коробейников, И.Т.Лозовский**

## **НАЧАЛО ТРУДОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ КРУПНЕЙШЕГО ИССЛЕДОВАТЕЛЯ ГЕОЛОГИИ ТАЙМЫРА ПРОФЕССОРА Н.Н.УРВАНЦЕВА**

Николай Николаевич Урванцев – замечательный ученый-исследователь геологии Арктики, известный всему миру как один из открывателей уникального медно-никелевого месторождения Норильск в Сибири, заслуженный деятель науки, почетный член многих советских и зарубежных научных обществ, награжден Большой золотой медалью Географического общества СССР, двумя орденами Ленина и другими орденами и медалями СССР – все это было потом, а сначала был Томск и его Технологический институт, в котором он учился начиная с 1911 г. и который успешно закончил в 1918 г.

Многие годы жизни и деятельности Николая Николаевича связаны с Томском, Томским технологическим институтом (ныне Политехническим университетом), в котором он учился, затем работал и который прославил своими трудами и открытиями. Благодаря его неутомимой деятельности и его открытиям наша страна заняла одно из ведущих мест в мире по производству меди, никеля и платиновых металлов.

Выбор геологической специальности у Н.Н.Урванцева оказался довольно случайным. В 1911 г. он, уроженец г.Лукоянова Нижегородской губернии, прибыл в Томск и поступил учиться на механическое отделение Технологического института. В своих воспоминаниях Николай Николаевич пишет: *“В Томске в то время уже существовало недавно открытое первое в Сибири высшее техническое учебное заведение – Томский технологический институт с четырьмя отделениями: механическим, химическим, строительным и горным. Туда я и решил поехать учиться из-за материальной необеспеченности родителей, так как я слышал, что в Томске гораздо дешевле можно прожить, чем в Москве или Петербурге. Самое же главное – меня привлекала Сибирь своей нетронутой при-*

*родой: бескрайней тайгой, горными хребтами Алтай и Саян, обширными, полноводными реками. Рассказы о природе, о путешествиях были самым любимым моим чтением с ранних школьных лет. Рассказы Карамзина, Короленко, Мамина-Сибиряка о природе Сибири произвели на меня неизгладимое впечатление. По своей натуре я любил природу, любил встречать зарю на берегу реки или в лесу у костра. Мой старший двоюродный брат, лесничий и страстный охотник, рано научил меня понимать жизнь леса, его обитателей, охотиться. Вот почему, окончив реальное училище в городе Нижнем Новгороде, я без колебаний решил ехать дальше только в Сибирь.*

*В институт я был принят без конкурса, так как имел отличный аттестат, и поступил на механическое отделение, будучи, кроме прочего, страстным любителем всякого рода механизмов и машин. В институте была предметная система преподавания, позволявшая студенту довольно свободно располагать своим временем. Пользуясь этим, я заходил в чужие аудитории и слушал лекции профессоров по другим предметам в других отделениях. Зашел однажды на горное отделение, расположенное в особом здании. Там меня прежде всего поразили большие витрины вдоль стен коридоров, заполненные образцами пород и минералов из самых разнообразных мест Сибири, в частности из Джунгарии, собранные Владимиром Афанасьевичем Обручевым. Я о нем уже слышал, знал о его увольнении министром Касо за сочувствие студентам, удаленным по неблагонадежности. Зашел однажды на лекцию по физической геологии, которую читал ассистент Обручева Михаил Антонович Усов. Он был совсем молодым, почти студентом, и читал свой предмет с увлечением. Я стал чаще*

*посещать горный корпус, все больше интересуясь программой отделения, позволяющей его слушателям обследовать наиболее глухие, неизученные территории Сибири. Владимир Афанасьевич в то время из Томска еще не уехал и выступал с лекциями и докладами по вопросам промышленного освоения Сибири и ее горных богатств. Слушая его, я понял, что именно горное дело и геология есть мое призвание, позволяющее изъездить всю Сибирь, ее наиболее глухие места. Сразу же осенью я подал заявление директору института о переводе меня с механического отделения на горное. Это допускалось, так как на первом курсе обязательными были предметы, единые для всех отделений” [2].*

И вот с нового учебного года (1912/13) Николай Урванцев стал студентом горного отделения. К сожалению, профессора В.А.Обручева в институте уже не было, но учителями Николая стали ученики Обручева — молодые профессора Павел Павлович Гудков и Михаил Антонович Усов. Он слушал их лекции, осваивал основы геологии и под их руководством в экспедициях прошел большую школу практической инженерной подготовки. За время своего обучения в вузе Н.Урванцев освоил ряд смежных специальностей, в том числе и топографию, знания которой ему затем весьмагодились.

В летний каникулярный период он устроился рабочим в топографическую партию, возглавляемую техником Томского округа путей сообщения Вячеславом Шишковым — будущим известным писателем. Но тогда им неведомо было, что пройдут годы и один из них станет крупнейшим геологом-исследователем Арктики, а другой — известным писателем России, автором знаменитого романа “Угрюм-река”.

Закончились годы учебы в институте, и в 1918 г. Николай Николаевич Урванцев получил диплом горного инженера-геолога. Поступило много заманчивых предложений поехать работать в другие регионы страны, но к тому времени Сибирь и Томск полностью захватили его, и он решил остаться работать в составе созданного в 1918 г. в Томске Сибирского геологического комитета, инициатором и душой которого являлся профессор Томского технологического института П.П.Гудков, ставший первым директором комитета. Решение о создании Сибирского геологического комитета — главного научно-

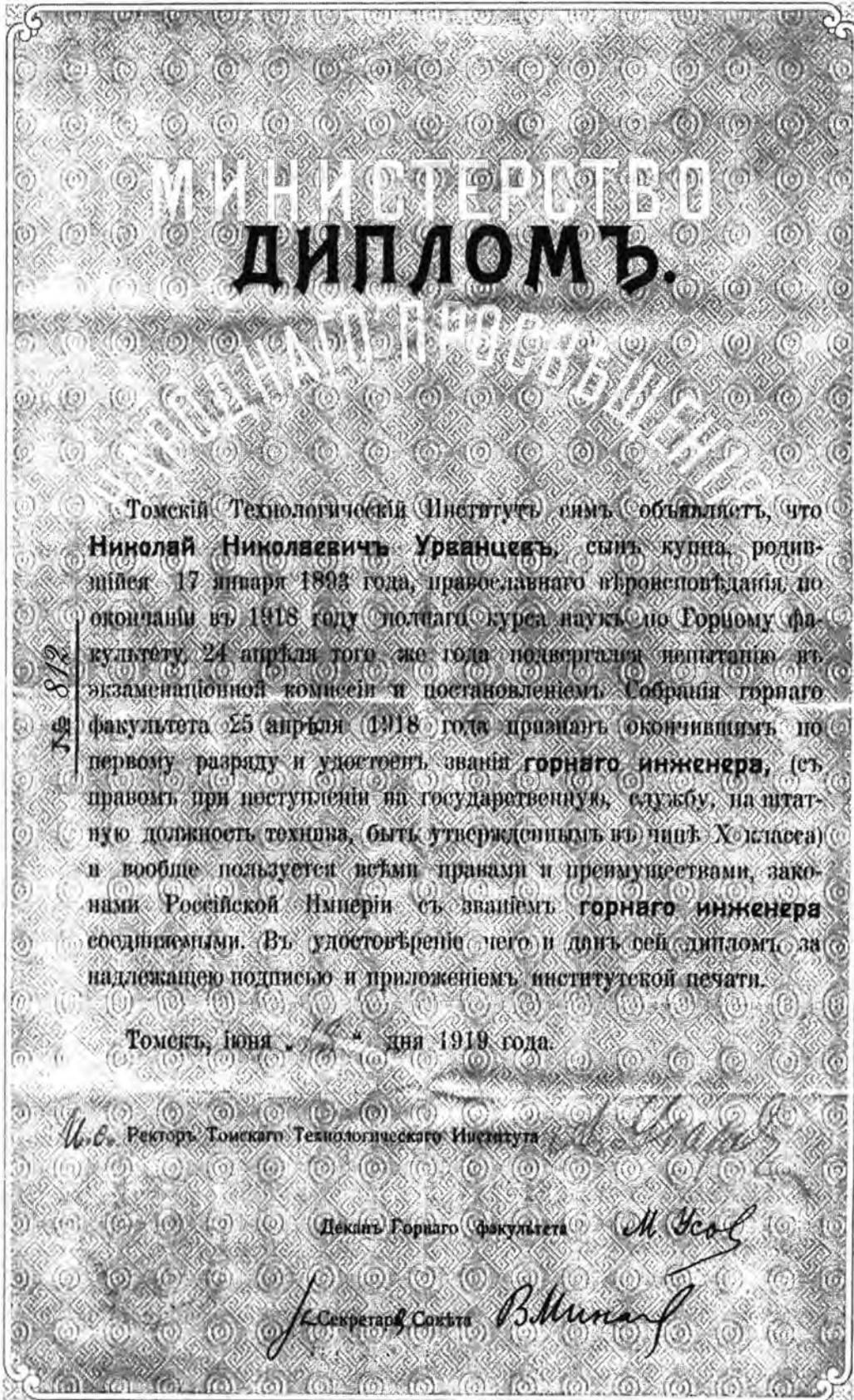
практического учреждения, координирующего все работы по изучению геологии и полезных ископаемых Сибири и проведению поисково-разведочных работ в этом крае, было принято на съезде сибирских геологов в Томске.

Еще будучи студентом, по мере повышения своей квалификации, Н.Н. Урванцев начал работать в геологических поисковых партиях на железо в Тельбесском районе Горной Шории, а в 1917 г. — в партии по поискам медных руд в Минусинском округе под руководством профессора М.А.Усова.

В своих воспоминаниях Н.Н. Урванцев отмечал, что “значительным препятствием освоению Сибири являлась слабость ее транспортно-го сообщения. Только что отстроенная Сибирская железная дорога ни в коей мере этому требованию удовлетворить не могла. Большую помощь в этом отношении мог оказать Северный морской путь, но и он тогда развивался слабо, хотя заграничные товары, привозимые этим путем в Сибирь, продавались там дешевле отечественных. Вот это-то как раз в корне и противоречило интересам российских капиталистов, и они всячески тормозили развитие Севморпути. Кроме того, приходившие в условиях сибирских рек суда вынуждены были брать уголь на обратный путь, что занимало непроизводительно до 30% полезного тоннажа” [2].

После Октябрьской революции сразу же возник вопрос о поисках каменного угля в устье р.Енисей для строительства енисейского морского порта. Тщательно обсудив эту проблему, ученые пришли к мнению, что доставка огромного количества продовольствия из Сибири в центр России и промышленных изделий в Сибирь возможна только Северным морским путем, спорадические рейсы по которому совершались еще в прежние времена. Но для обеспечения систематических беспрепятственных рейсов судов в бухты Оби и Енисея необходимо было заготовить для этих судов большой запас каменного угля.

Исходя из этого, Сибгеолком в 1919 г. снарядил в низовья Енисея геолого-поисковую партию, главной задачей которой было отыскать месторождение каменного угля, которое могло бы полностью обеспечить запас топлива на обратный путь. Возглавлять эту партию поручили



Диплом горного инженера Н.Н.Урванцева

Николаю Николаевичу Урванцеву. С этого момента и началась его арктическая эпопея.

Николай Николаевич тщательно готовился к полевым работам. Из книг и отчетов он выяснил, что еще в прежние времена из окрестностей Дудинки в легендарную Мангазею возили на оленях и собаках уголь и руду и там плавляли металл. В.А.Неволин, В.Н.Марков, А.В.Полушин [1] отмечали, что зимой 1893/94 г. дудинский купец А.К.Сотников организовал добычу нескольких тысяч тонн угля и продал его Гидрогеографической экспедиции.

Студент 1-го курса горного отделения Томского технологического института А.А.Сотников (внук купца К.П.Сотникова) в районе Норильска в 1915 г. отобрал пробы угля, горных пород и сульфидных руд. В Томске он передал эти пробы для петрографического изучения студенту 3-го курса Н.Н.Урванцеву, а результаты исследований включил в публикацию “К вопросу об эксплуатации норильского (Дудинского) месторождения каменного угля и медной руды в связи с осуществлением и развитием Северного морского пути”. На этом основании А.А.Сотников сделал важный вывод о возможности обнаружения в Норильске первичных сульфидных руд и обосновал необходимость строительства железной дороги Дудинка – Норильск.

От А.А.Сотникова Николай Николаевич Урванцев получил полезную информацию о рудоносности Норильска, о р.Норилка, в долине которой были встречены обломки медных сульфидных руд. Когда же началась Первая мировая война, казака А.А.Сотникова призвали в армию. В боях он отличался храбростью, военным умением и поэтому быстро добился офицерского звания. По окончании мировой войны он был уже командиром казачьего полка. После возвращения в Томск он продолжил учебу в институте. Но началась Гражданская война, и офицера А.Сотникова снова мобилизовали уже в армию адмирала Колчака. Н.Н.Урванцев разыскал его и добился от командования, чтобы офицера А.Сотникова прикомандировали к Норильской геолого-поисковой партии Сибирского геологического комитета. В его лице Николай Николаевич получил хорошего знатока местности и активного помощника. Другими сотрудниками полевой партии являлись студенты томских вузов.

В 1919 г. в районе Дудинки партия угля не обнаружила, но зато в долине р.Норилка были выявлены выходы его на поверхность. Одновременно были выявлены выходы медно-сульфидных руд, которые были опробованы.

Следующий год для Николая Николаевича Урванцева стал печальным. Началось с того, что по приходу в Сибирь частей Красной Армии Чрезвычайная комиссия его арестовала без предъявления конкретных обвинений. Однако действующий председатель Сибгеолкома профессор Михаил Антонович Усов заступился за него. Он обратился в ЧК с запросом, насколько серьезны предъявленные Н.Н.Урванцеву обвинения и сообщал, что он единственный, кто знает геологию угольных месторождений в окрестностях Красноярска, который так нуждался в топливе, и как долго его продержат в тюрьме. Совершенно неожиданно М.А.Усов получил ответ из ЧК: серьезных обвинений против Урванцева нет. Благодаря ходатайству М.А.Усова Н.Н.Урванцев был освобожден из-под стражи.

Но пока Н.Н.Урванцев пребывал в тюрьме, расстреляли сотрудника Норильской геолого-поисковой партии Сибгеолкома Александра Сотникова как бывшего офицера. Единственным обвинением против А.Сотникова было то, что он являлся сыном богатого купца да к тому же еще и казачьим офицером.

Насколько трудным оказалось выполнение геологического задания в Норильском районе, можно представить из воспоминаний Николая Николаевича. Он пишет: “Местность, где нам предстояло работать, представляла предгорную всхолмленную равнину, куда уступом обрывается изрезанное ущельями плоскогорье с относительными высотами до 500 м. Для работ, особенно топографической съемки, участок трудный. Мы с Е.М.Ольховским (межевой инженер) решили провести здесь мензульную съемку, так как этот метод позволяет получать сразу же в поле готовую карту со всеми нужными нам подробностями ситуации. Масштаб выбрали 1:10 000, т.е. 100 м в 1 см, с горизонтальными через 5 м. Это позволит составить достаточно подробную карту и геологии, и разведки месторождения... Только при таком методе работы нам удалось за два месяца короткого полярного лета заснять и составить по-



Н.Н.Урванцев с работниками экспедиции у первого дома в Норильске

дробную инструментальную карту Норильска с горами Шмидта, Рудная, Барьерная, Гудчиха и др. общей площадью свыше 25 км<sup>2</sup>. Разрезами и шурфами были вскрыты и опробованы угольные пласты на всей площади г.Шмидта и частью г.Надежды площадью 4 км<sup>2</sup>, выявлены мощности пластов и взяты пробы на химический анализ и на технические испытания. При геологической съемке г.Рудной на ее северо-восточной стороне был обнаружен довольно большой участок, сложенный бурыми железняками – железной шляпой. Она была вскрыта шурфами, установившими, что является верхней частью сульфидного, ранее неизвестного месторождения. Шурфами оно было околонуено, и взяты пробы на анализ. При обработке материалов по возвращении в Томск, на базе составленной в Норильске топографической карты, изготовлена пластовая карта угольного месторождения г.Шмидта и подсчитаны запасы в сумме 72 млн т угля. Анализы установили высокое качество угля с признаками его спекаемости для некоторых пластов. Под руководством Михаила Антоновича Усова был обработан материал из сульфидного Норильского месторождения. Оно оказалось при анализах медно-никелевым, типа ранее неизвестного у нас в Союзе. По составу и характеру образования оно оказалось магматическим, сходным с месторождениями Садбери в Канаде, тогда крупней-

шим месторождением никеля в мире. Анализ руд был проведен только на медь и никель, благородные металлы не определялись за отсутствием в то время кокса для плавильной лаборатории, хотя было известно, что садберийские руды содержат платину” [2].

Весной 1921 г. Н.Н.Урванцев с новой экспедицией снова отправляется в низовья Енисея. “Эти полевые работы состоялись благодаря постановлениям Сибгеолкома в Томске и Комсеверпути при Сибревкоме в Омске о продолжении работ в Норильске. Предлагалось заложить на уголь разведочные штольни, построить первое жилье и вести работы круглогодично для выяснения возможности горно-проходческих, строительных и других работ в условиях полярных зим. В Норильске были заложены две штольни на первом и втором угольных пластах, пройденные к осени более чем на 22 м. На рудное медно-сульфидное тело заложить штольню из-за отсутствия динамита не удалось, а идти в такой твердой горной породе, как диабаз, вручную было невозможно” [2].

Из завезенного зимой леса студентами Томска были построены первый жилой дом площадью около 90 м<sup>2</sup>, общежитие около 100 м<sup>2</sup>, баня и склад. Этим было положено начало пос.Норильск, выросшему потом в большой промышленный город.



Бурение скважин

*“...Проходка штолен продолжалась, велись метеорологические наблюдения по программе ГФО, проводились топографические и геологические исследования и съемки всего Норильского района, который в то время был совершенно не изучен, для него не существовало никакой карты...”*

*Уже в 1921 г. Комсеверпуть провел изыскания трассы железнодорожной колеи по варианту Устьпорт–Норильск, а летом 1921 г. – Дудинка–Норильск...*

*Весной 1922 г. пять человек нашей экспедиции спустились на лодке вниз по Пясине до устья, ушли морем на Диксон, а оттуда в Дудинку. Пясина оказалась судоходной на всем ее протяжении, как и Пясинское озеро и р.Норилка. При начале строительства Норильского комбината этим путем и были завезены грузы до р.Норилка, где сразу же возник порт Валек, а от него проведена железная дорога до Норильского поселка” [2].*

В своем отчете Н.Н.Урванцев писал, что долина р.Норилка и прилегающий район с геологических позиций представляют уникальное место и необходимо продолжить их исследования. В 1922-1923 гг. он значительно расширил геологические исследования и открыл новые месторождения медно-никелевых руд. Оказалось, что норильские руды действительно содержат платиноиды и притом, в отличие от из-

вестного месторождения Садбери, – в значительно большем количестве. Ему было предложено организовать в Норильске круглогодичные разведочные работы на медно-никелевые руды с проходкой горных выработок и бурением скважин.

В 1923-1924 гг. были заложены и пройдены две штольни (одна протяженностью 22 м с гезенком глубиной 7 м, вторая – 8 м), вскрывшие медно-никелевые руды. Ни одна из горных выработок за пределы рудных тел не вышла. Была пробурена первая скважина на рудное тело глубиной 30,2 м, из них 12 м по руде. Из первой штольни добыто 16 т неокисленной руды, которую отвезли на оленях в Дудинку, а затем в Ленинград, где она была передана для технологических испытаний в горно-металлургическую лабораторию Горного института и на исследования по обогатимости в институт “Механобр”. Исследования показали, что сплошные сульфидные руды Норильска “самоплавки” и могут разделяться на отдельные фракции меди и никеля путем обогащения. В дальнейшем эти данные были положены в основу технического проекта Норильского горно-металлургического комбината, составленного Гипроникелем.

В 1925-1926 гг. в Норильском районе работала уже крупная экспедиция численностью 150 человек, имевшая четыре буровых станка и гусеничные тракторы Рено. Из привезенного леса в Норильске был собран ряд новых домов и хозяйственных сооружений, возник настоящий рабочий поселок. В Дудинке были построены большой жилой дом, склад, механическая мастерская, лаборатория и электростанция.

Разведочные работы продолжались не только на сопке Рудной, но и на вновь открытом в 1926 г. месторождении Норильск-2.

Восемь лет Н.Н.Урванцев занимался геологическим изучением Таймыра. С коллективом геолого-поисковой партии на оленях, собаках, лодках и пешком он прошел по Таймыру свыше 10 тыс. км, пересек хр.Бырранга, где попутно открыл новые месторождения угля и руд. Он был первым человеком, кто полностью прошел и исследовал п-ов Таймыр и прилегающие территории севера Красноярского края.

В конце 20-х годов прошлого столетия остро встал вопрос об основании Северного мор-

ского пути, который должен был решить ряд важнейших народно-хозяйственных проблем страны. Были намечены меры по исследованию трассы такого пути, созданию сети метеостанций и других необходимых служб. Предстояло исследовать побережье Ледовитого океана и его островов. Николай Николаевич одним из первых высказал предположение о том, что в недрах северной части Западной Сибири имеются запасы нефти и газа и предложил первую схему размещения этих месторождений. Четверть века спустя его прогноз полностью подтвердился.

По предложению Н.Н.Урванцева Научно-исследовательский институт автотракторной промышленности (НАТИ) приступил к разработке конструкций автомобилей для работы в условиях Крайнего Севера, т.е. в условиях сильных морозов и глубоких снегов. В 1934 г. опытные образцы такой автомашины были созданы, приступили к их испытаниям. Председателем Государственной испытательной комиссии был назначен Н.Н.Урванцев. После серии испытаний и доводок была создана конструкция автомобиля, пригодного для работы в условиях Крайнего Севера. За участие в создании автомобиля в северном варианте Н.Н.Урванцев был награжден легковым автомобилем.

Николаю Николаевичу исполнилось 44 года. Он был в расцвете сил и дарований, обладал обширными знаниями в области геологии, географии и других наук, имел большой опыт работы в Арктике, был энергичным и деятельным человеком. Его назначили заместителем директора Научно-исследовательского института Арктики в Ленинграде. Как заместитель директора Н.Н.Урванцев занимался проблемами геологии и поисков полезных ископаемых на Севере страны. Непосредственно руководил начавшимися работами по разведке месторождений угля крупнейшего в мире Тунгусского угольного бассейна, открытого еще в 1924 г. бывшим студентом Томского технологического института Сергеем Владимировичем Обручевым. По поручению Н.Н.Урванцева эти работы проводил геолог Л.М.Шорохов, доцент Томского политехнического (бывшего технологического) института.

Обширны были планы исследований профессора Н.Н.Урванцева по изучению недр Крайнего Севера. Но наступил 1937 г., который

перечеркнул все его надежды и планы. Неожиданно были арестованы крупнейший знаток Севера профессор Самойлович и другие геологи. В Томске был арестован и вскоре расстрелян доцент Л.М.Шорохов. Арестовали и самого Н.Н.Урванцева. Его обвинили во вредительстве и измене Родине и требовали показаний о вредительской деятельности начальника Севморпути академика Отто Юльевича Шмидта. Такие показания Н.Н.Урванцев давать отказался, виновным себя ни в чем не признал. Но тем не менее был осужден на 15 лет лагерных работ.

По ходатайству его жены – Елизаветы Ивановны Урванцевой – Верховный Суд СССР пересмотрел дело Н.Н.Урванцева, прекратил его преследование за отсутствием доказательств в предъявленных обвинениях и освободил Николая Николаевича из тюрьмы. Но не успел он вернуться домой, как вновь был арестован по тем же обвинениям, которые отклонил Верховный Суд СССР и был приговорен особым совещанием НКВД к восьми годам заключения. Приговор ему вынесли после трех лет пребывания в тюрьме. Затем Н.Н.Урванцева отправили в один из строгих лагерей в Караганде. Там он, один из крупнейших ученых страны, занимался обычным физическим трудом, катал груженные тачки. Но и в тяжелом физическом труде он находил отраду: все же это было лучше, чем сидеть в одиночной камере без дела.

Шел год за годом. Однажды пришел приказ этапировать Н.Н.Урванцева в Норильск, в город, который он основал и в котором ранее жил. Только много времени спустя Николай Николаевич узнал, что доставлен он туда был по личному указанию начальника Норильского горно-металлургического комбината А.П.Завенягина.

С началом Великой Отечественной войны А.П.Завенягин был назначен заместителем наркома внутренних дел. Это его назначение было обусловлено тем, что Норильский комбинат обслуживали в основном заключенные. А.П.Завенягин распорядился собрать в лагерях страны всех специалистов, ранее работавших в Норильске и затем осужденных. В их числе оказался и Н.Н.Урванцев. В Норильске Н.Н.Урванцева подлечили и доставили к начальнику комбината Завенягину. Состоялась длительная деловая беседа генерала Завенягина с заключенным Урванцевым. Завенягин долго и подробно обсу-

дал с первооткрывателем и основателем Норильска многочисленные вопросы деятельности комбината и меры по ускорению производства цветных и благородных металлов, так нужных стране. Впервые после ареста Н.Н.Урванцев беседовал с высоким начальством как с человеком, чувствовал, что хотят знать его мнение по тем или иным проблемам, что к нему прислушиваются.

Вскоре после этой беседы Завенягин приказал расконвоировать ряд заключенных-специалистов и поселить их на частных квартирах. Конечно, множество ограничений по отношению к ним осталось, но их жизнь стала много легче и свободнее. Они уже трудились как специалисты. Николай Николаевич работал в геологическом отделе комбината.

После окончания войны в 1945 г. Н.Н.Урванцев продолжал работать как геолог. Росла его уверенность в блестящем будущем Норильска. Но над Норильским горно-металлургическим комбинатом нависла угроза закрытия по причине исчерпаемости сульфидных руд. Такое заключение дала правительственная комиссия во главе с крупным специалистом-геологом Г.Б.Роговером, который заявил, что сырьевые ресурсы Норильских месторождений исчерпаны и комбинат надо закрывать. Н.Н.Урванцев категорически выступил против такого заключения комиссии, утверждая, что медно-никель-сульфидные руды в окрестностях Норильска есть, только следует усилить поисково-разведочные работы. Он отстоял свое мнение, а тем самым и действующий комбинат. Вскоре были открыты крупные месторождения сульфидных руд в районе Талнаха, что еще раз подтвердило прозорливость и компетентность выдающегося геолога Н.Н.Урванцева.

В конце 40-х годов прошлого столетия в стране прошла новая волна арестов ведущих специалистов-геологов. Ряд старейших геологов Томска был арестован и отправлен в лагерь. В Норильский лагерь прибыл выпускник ТПИ профессор ТГУ В.А.Хахлов, друг Н.Н.Урванцева по учебе в Томске. Теплой была встреча старых друзей, хотя обстановка для этого и не располагала. В.А.Хахлов, человек с юмором, постоянно попрекал Н.Н.Урванцева за то, что он основал Норильск в таком холодном и ветреном месте.

Миновал срок заключения Н.Н.Урванцева, а желанная свобода так и не приходила. Многие его ученики, коллеги безуспешно ходатайствовали об освобождении Николая Николаевича. Известный ученый с мировым именем академик В.А.Обручев многократно направлял в разные инстанции письма об освобождении Н.Н.Урванцева. Но положительных результатов также не добился. Лишь после смерти Сталина дело Н.Н.Урванцева было пересмотрено, и его полностью реабилитировали. Итак, после 17 лет неволи Николай Николаевич был признан невиновным, освобожден и прибыл в Ленинград. Ему вернули все изъятое при аресте награды, а за активную деятельность в заключении по разведке медно-никелевых руд в Норильском районе наградили еще орденом Ленина, а затем и другими орденами. Ему было присвоено почетное звание “Заслуженный деятель науки и техники РСФСР”.

Вернувшись в Ленинград, Н.Н.Урванцев продолжал работать в НИИ Арктики консультантом. Учитывая его особые заслуги в изучении Арктики, Географическое общество СССР присудило ему высшую награду – Большую золотую медаль и избрало его почетным членом Географического общества СССР.

После освобождения из лагеря Н.Н.Урванцев трудился еще более 25 лет. За этот период он написал ряд монографий, статей, очерков.

Николай Николаевич скончался в Ленинграде в 1985 г., а вскоре умерла и его жена – преданный друг Елизавета Ивановна. Оба они похоронены в Норильске.

В музее Томского политехнического университета хранятся многие личные вещи, инструменты, с которыми путешествовал по Таймыру замечательный геолог. В фонде редких книг научной библиотеки ТПУ хранятся подаренные институту-университету его книги с дарственными надписями, а в музее ТПУ хранится электронная запись его воспоминаний о научно-производственной деятельности, жизни, о Таймыре.

Николай Николаевич Урванцев вошел в историю отечественной и мировой науки как крупнейший геолог – первооткрыватель уникальной никеленосно-платиноносной провинции, географ, путешественник, как человек величайшего мужества, как истинный патри-

от своего отечества, служивший ему всю свою жизнь.

Томский политехнический университет гордится своим выпускником.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Неволин В.А.* Геологоразведчики Центральной Сибири / В.А.Неволин, В.Н.Марков, А.В.Полушин. – М., 1997.

2. *Урванцев Н.Н.* У истоков Норильска // Столетие горно-геологического образования в Сибири. – Томск: Водолей, 2001.

*Томский политехнический университет, г.Томск*

УДК 553.43+553.48(571.511)

**М.Л.Верба**

## **НИКОЛАЙ НИКОЛАЕВИЧ УРВАНЦЕВ – ВБЛИЗИ И ИЗДАЛИ**

Сейчас уже мало кто может рассказать о Николае Николаевиче Урванцеве по личным впечатлениям. Его ровесники, друзья и ближайшие сотрудники, общавшиеся с ним на равных, уже ушли из жизни, многие даже раньше его самого, отметившего свой последний, 92-й день рождения в 1985 г. И теперь только ученики Николая Николаевича, смотревшие на него как на живую легенду, могут поделиться фрагментами воспоминаний. Автору этих заметок повезло в этом отношении – он по воле судьбы свою сознательную геологическую жизнь начал в Норильске и по роду занятий часто, почти каждодневно общался с ним, а потом в далеком 1969 г. имел в его лице официального оппонента на защите кандидатской диссертации. В довершение можно сказать, что для портрета в полный рост молодого Урванцева, долгое время экспонировавшегося в Норильском Доме техники, художник пригласил позировать автора этих строк.

Николай Николаевич Урванцев, начав работать сразу после освобождения в 1956 г. в Институте геологии Арктики, принял непосредственное участие в организации в Норильске экспедиции этого института и был для многих молодых геологов, составлявших основной ее контингент, в прямом смысле наставником. Формально он был членом ученого совета и редактором научных изданий института, а неформаль-

но – лидером целого направления исследований, проводившихся в районе Большого Норильска. Проблема прироста запасов медно-никелевых руд в этом районе стояла очень остро, поисковые работы проводились широким фронтом и опыт Николая Николаевича – крупнейшего знатока этой проблемы, был полностью востребован.

Опытно-методическая экспедиция, созданная в Норильске весной 1963 г., состояла в то время из двух половин, находящихся между собой в негласном соревновании. Одна – рудная, или как тогда шутили “трудная”, – занималась самой злостной, металлогенической проблематикой Норильска. Ее костяк составляли молодые, но “зубастые” геологи, большинство из которых со временем превратилось в настоящих зубров геологии. К сожалению, многие из них остались сейчас жить лишь в нашей памяти, а тогда это был блистательный букет разнообразных талантов и способностей: серьезный не по годам Гена Митенков, впоследствии ставший знатоком технологий обогащения вкрапленных норильских руд, остроумец Лева Сухов – кинолюбитель и петрограф, изучавший способность этих руд к обогащению, ироничная Виктория Изонитко, специализировавшаяся по минералогии норильских руд, Михаил Иванов, сочетавший петрологические исследования магматических формаций с занятиями живо-

писью, его спутница в геологии и жизни обаятельная Таня, в которой дар естествоиспытателя до сих пор соревнуется с поэтическим, два Владимира – Шатков и Крюков, один за другим встававшие у руля Норильской экспедиции (а второй до сих пор возглавляет старейшую морскую геофизическую экспедицию страны – Полярную), первооткрыватель Талнаха Давид Додин, который, пробежав глазами пару страниц текста, мог на следующий день воспроизвести его почти дословно, ныне член-корреспондент Российской академии наук, и еще два десятка подобных индивидуумов, судьба которых сложилась не столь ярко. А руководил этим созвездием талантов невозмутимый и немногословный Владимир Александрович Даценко, который в отличие от перечисленных был постарше и уже имел опыт административной работы с молодыми гениями.

Другая половина экспедиции – “горючая”, переделанная шутниками в “горячую”, возглавлялась взрывчатым и трудолюбивым как муравей Даниилом Соломоновичем Сороковым, который был очень весомым и в прямом, и в переносном смысле слова. Он руководил небольшой группой молодых геологов, изучивших перспективы нефтегазоносности прилегающей к Норильску северо-западной окраины Сибирской платформы с целью выяснения возможности газификации металлургического производства и газоснабжения населения. Эта группа только-только составила первую карту Норильского региона, на которой была показана оценка прогнозных ресурсов углеводородов, и очень гордилась, что этим она внесла достойный вклад. Через полтора десятилетия этот вклад действительно принес дивиденды, но до этого было еще далеко. К “горячим” тематически примыкали стратиграфы, среди которых выделялись гвардеец Валентин Марковский, прошедший с противотанковой пушкой путь от Ялты до Потсдама, а с геологическим молотком весь Таймыр с прилегающими островами, и его ровесник Юра Гор – “певец пермской флоры”.

Вся эта публика находилась в постоянном движении, внешне напоминавшем броуновское, но внутренне преисполненном глубокого смысла. А смысл заключался главным образом в самом общении, в обмене информацией, обсуждении идей, публикаций, отчетов и планов.

Все эти молодые ученые, естественно, влюблялись и разводились, ходили в магазины и в плавательный бассейн, строили глазки и козни, но главным, что превращало их в коллектив, оставалось все-таки дело. Деловые обсуждения начинались утром на работе и продолжались на вечерних посиделках.

На этом фоне и состоялось у нас летом 1963 г. более близкое, домашнее знакомство с Николаем Николаевичем, когда он впервые после освобождения посетил место своего многолетнего заключения. Пройдя через изрядные сомнения и колебания, мы пригласили его в гости.

Для того, чтобы были понятны наши сомнения и колебания, нужно мысленно вернуться в те времена, когда Норильск уже перестал быть лагерем, но еще не стал обычным советским городом. Он и сейчас не такой, как все, но это своеобразие стало как-то больше относиться к географической сфере, чем социальной, а в те времена Норильск был и вовсе на особицу. Тем более необычным он казался для уроженцев Ленинграда, который называли Питером и который не без успеха воспитывал нас в духе социалистического реализма. Мы уже выяснили, что такое культ личности, но о мытарствах Ивана Денисовича знали только по слухам и редкому тогда еще самиздату. Попав сразу из аудиторий Горного института на один из главных островов архипелага ГУЛАГ, в котором даже воздух был пропитан прошлой эпохой, мы конечно были дезориентированы.

Попасть в город можно было только по пропуску, для получения которого нужны были весомые основания. Мы работали в геологической организации, проводившей здесь поисковые работы, и потому получали эти пропуска беспрепятственно. Получали их и многочисленные посланцы комсомола, направляемые в бывший гулаговский лагерь для того, чтобы налаживать в нем новую жизнь. И таких посланцев было много, они нужны были в местной газете, на телевидении, в горно-геологической службе, в металлургическом производстве, строительстве – везде. Но как бы много их ни прибывало, а костяк населения все равно был представлен старой “гвардией”, проверенной на охранных вышках, в конвойных подразделениях, в службе лагерей. Они, понятное дело, о прошлом не распространялись. Редкую вкрапленность со-

ставляли бывшие заключенные, по какой-то причине не уехавшие “на материк”. В своем абсолютном большинстве они отбывали сроки, как мы сейчас знаем, не за реальные преступления или преступные намерения, а за превратно истолкованное или неосторожно сказанное слово. Так что их немногословность тоже можно было понять. А мы, новички в этой пестрой среде, еще только разобрались – кто есть кто.

Наше положение осложнялось еще и тем, что в городе уже давно сложились сильные коллективы геологов-практиков, которые весьма настороженно восприняли появление в их “экологической нише” новой ученой братии, этих “питерских пижонов”, как они частенько нас называли. Тем более, что среди “коренных” были такие незаурядные личности, как первооткрыватели Талнаха Валерий Старосельцев, ныне заместитель директора СНИИГиМСа, Василий Нестеровский, который в огромном кернохранилище, в штабелях ящиков из многих сотен скважин мог с закрытыми глазами найти любой нужный интервал, Екатерина Суханова, Виктор Кравцов, Владимир Люлько. С большинством из них у нас быстро завязались дружеские контакты, но на официальном уровне отношения между организациями были довольно прохладными, порой даже ревностными.

И вот в городе появился один из самых легендарных эзков, с именем которого связаны не только отчеты в местных геологических фондах, но и само существование всего этого промышленного узла с его 25 заводами, карьерами, хвостохранилищами, плавильными цехами, железной дорогой, самой северной в мире, вокзалом, самым неудобным во всей стране, столовыми, открытыми в любое время суток (для рабочих смен) и многим другим, самым-самым. Психологическое расстояние между нами, недавними студентами и поголовно комсомольцами с одной стороны, а с другой – корифеем геологии и недавним сидельцем, было огромным. К тому же, чтобы звать в гости такую личность, нужно было иметь приличествующее случаю угощение. А это в те времена было едва ли легче, чем поздороваться за руку с Богом.

Не будем вдаваться в детали, но нам удалось раздобыть здоровенный шмат свежего, не размороженного мяса – мы хотели выдать его за медвежатину, каких-то овощей, дежур-

ную емкость спирта и, на всякий случай, ни весть каким путем добравшуюся до Полярного круга бутылка болгарского “сухаря”. С таким набором сокровищ можно было встречать даже норвежского короля.

Помещение, в котором должно было состояться поглощение этих запасов, представляло собой двухкомнатную квартиру в одном из новых пятиэтажек на улице Комсомольской. Сейчас такой дом называли бы “хрущобой”, но тогда это было последнее слово норильской строительной техники.

Отвлекаясь от темы, скажем, что нигде за рубежом проблема возведения промышленных и жилых зданий на многолетнемерзлых грунтах не была решена столь кардинально, надежно и до гениальности просто, как в Норильске. Один из создателей этого “северного чуда” – архитектор В.С.Непокойчицкий – был ленинградцем, он внес в облик строящегося города интонации, знакомые всем питерцам, что немного облегчало нам адаптироваться в новой среде. Строительство современного многоэтажного города на железобетонных сваях шло полным ходом, и мы, “распределенные”, уже через два месяца получили для своих общежитий первые квартиры. Такая оперативность была в немалой степени результатом той дипломатической работы, которую провели с местным начальством руководители нашего института. Для встреч с директором комбината В.И.Долгих в город несколько раз специально приезжал заместитель директора НИИГА по научной работе, профессор М.Г.Равич. Большую роль в этих переговорах сыграл и Николай Николаевич. Итогом стало выделение экспедиции служебного помещения в бывшем здании главного механика комбината, бокса для наших вездеходов, а также лабораторного корпуса в 17-м микрорайоне и нескольких квартир в новострое для расселения приехавших специалистов.

Вернемся, однако, к тем дням, когда в одной из этих квартир ждали в гости самого Николая Николаевича. О том, чтобы купить стол или стул, не могло быть и речи, даже если бы на нас пролился золотой дождь, поэтому для приема на VIP-уровне были приготовлены, не без изыска, самодельные столешница и кресла из грубых досок, покрытых, как у Джека Лондона, шкурами зверей, роль которых исполняли вы-

вернутые наизнанку собачьи спальные мешки. Колорит этого интерьера спустя годы отразил в одной из книг Анатолий Приставкин, тоже бывавший у нас в гостях.

И вот раздается звонок, и в дверях появляется рослая, чуть сутулая фигура в легком плаще и берете. Добродушная улыбка, губы во все лицо, сильные очки – казалось бы ничего необычного. Бодрая походка, энергичный жест, твердый, уверенный взгляд – и все это несмотря на то, что полгода назад Николай Николаевич разменял восьмой десяток лет.

Что мы в то время могли бы знать об этой необыкновенной личности?

Его имя лишь однажды было вскользь упомянуто в книге Г.Ушакова “По нехоженой земле”, в которой рассказывается об истории их совместного открытия и изучения Северной Земли, но которая вышла в свет за пять лет до реабилитации Урванцева. По правилам того времени имя заключенного не могло быть названо в открытой печати независимо от его заслуг в долагерной жизни. Поэтому многое из того, что было сказано в старинном питерском особняке Российского географического общества на торжественном заседании по случаю 70-летнего юбилея Николая Николаевича, было для большинства присутствовавших полным откровением. Одновременно к юбилею было сдано в набор и первое его жизнеописание “Сквозь пургу”, написанное нашим товарищем и коллегой Петром Сигуновым в основном со слов жены Урванцева Елизаветы Ивановны. Книга еще не вышла, но мы много слышали о ней от самого автора.

Родился Н.Н.Урванцев 17 января 1893 г. в г.Лукоянове Нижегородской губернии. В 1918 г. закончил горное отделение Томского технологического института. В том же году избран заведующим горным отделением Томского политехнического училища. Через год едет в экспедицию в низовья Енисея на поиски угля. И сразу же открывает месторождение каменного угля в районе р.Норилка. В 1919 г. вычисляет координаты астрономического пункта, который известен всем жителям Норильска как автобусная остановка “Нулевой пикет”. В 1920 г. на северном склоне горы, названной им Рудной, обнару-

жил выходы халькопирит-пирротиновых руд, в которых при анализе определено высокое содержание никеля и платиноидов (месторождение Норильск-1).

С этого открытия, естественно, и начался наш разговор. В его подтексте звучали кулуарные разговоры, ходившие по Норильску, что будто бы Н.Н.Урванцев и не открывал здесь никакого месторождения, что оно было известно и раньше, а ему оставалось только уточнить кое-какие детали. Говорили даже, что один из потомков Сотникова предъявляет свои права на месторождение.

Николай Николаевич подробно рассказал нам, как в действительности обстояло дело. Нас поразила та обстоятельность, с которой он докапывался до исторических подробностей, проливающих свет на уходящую корнями в средние века историю горного дела в этом крае. Потом мы узнали, что он в то время работал над рукописью, вышедшей вскоре в виде отдельной книжки.

Николай Николаевич рассказал, что еще задолго до Сотникова медь из норильской руды выплавляли жители сибирского города Мангазея. Он нашел образцы этой меди, сделал анализы и по характерным примесям установил ее норильское происхождение. Узнал также, что академик А.Ф.Миддендорф, упомянув в 1842 г. о пласте угля на правом берегу Енисея далеко за полярным кругом, сделал это не по собственным наблюдениям, а со слов местных жителей, что тоже свидетельствовало об известности этого месторождения. Другой академик Ф.Б.Шмидт, дважды посетив это место, только подтвердил наличие в нем медной руды и оставил свое имя горе. Он отметил в публикации 1872 г. наличие “сланцев, обильно пропитанных по трещинам медной зеленью и синью”, содержание меди в которых достигало 5%. И только после этого К.П.Сотников, купец из Дудинки, попытался разрабатывать эту руду.

У подножия горы Рудная в 1868 г. были заложены две штольни и построена шахтная печь, в которой выплавляли около 200 пудов черновой меди. Рудник получил громкое название “Александро-Невские копи”, но просуществовал не-

\* Урванцев Н.Н. Норильск (История открытия и освоения медно-никелевых руд Сибирского севера). – М.: Недра, 1969.

долго. Печь вскоре разрушилась, как утверждают оттого, что была сложена из кирпичей с разобранной церкви\*. Еще через 25 лет племянник купца вывез к Енисею на оленях около полусотни тонн (несколько тысяч пудов) каменного угля, который потом очень пригодился А.Вилькицкому. Об этом упоминает Ф.Нансен, отметив превосходное качество угля, “не хуже кардифского”, но ошибочно преувеличив добычу в 10 раз. Наконец, только в 1915 г. еще один родственник Сотникова догадался-таки выставить заявочные столбы на это месторождение, но последующие бурные события спутали его планы.

Весь дальнейший ход истории, теснейшим образом связанной с деятельностью Н.Н.Урванцева, может служить примером стремительного создания в условиях Крайнего Севера крупнейшего горно-металлургического производства. В 1923-1924 гг. он заложил первую скважину, которая позволила определить мощность рудного тела и выявить вкрапленные руды. Анализ проб, выполненный в лаборатории Геолкома, показал присутствие, кроме меди, еще и никеля, платины, а потом и других металлов. Этот момент, по существу, и был рождением новой горно-рудной базы страны.

Таким образом, неоспоримая заслуга и приоритет Н.Н.Урванцева состоят в том, что он первым показал присутствие в Норильском районе не крохотного полупромышленного медно-рудного проявления, а гигантского полиметаллического рудного узла, главное богатство которого составляют не медная зелень в песчаниках, как полагали ранее, а жильные руды, содержащие никель, платину и ряд других полезных компонентов – половину таблицы Менделеева. Только благодаря результатам его исследований началась детальная разведка нового месторождения, освоение которого составило одну из самых ярких страниц летописи горного дела России.

Едва ли не каждый год приносил Урванцеву новые открытия. Во время своей третьей зимовки 1925/26 г. он выявил месторождение Норильск-2 в 6 км от первого. В результате маршрутов по р.Хантайка в 1928 г. и по Таймыру в 1929-1930 гг. он составил первые геологиче-

ские карты Таймырской складчатой области, которые были изданы в 1931 г. и которые позволили организовать поиски различных минеральных добавок для металлургического производства и строительных материалов. Таким образом, прирост разведанных запасов не прекращался ни на год.

“За это меня и посадили, – беззлобно заметил Николай Николаевич, – за занижение запасов. При этом “они” действовали безошибочно. Если детальная разведка показывала, что первоначальные оценки ниже, чем окончательные, а так обычно и было в самом деле, то значит, действительно, – вредитель занижал. Но если наоборот, что было значительно реже, то все равно вредитель – вводил в заблуждение”. Говорил об этом спокойно, как будто не о себе. И вообще держал себя за нашим столом просто и естественно. К водке отнесся спокойно, выпил две рюмки и не допустил дальнейших дискуссий на эту тему. Наши хитрости с медвежатинной разоблачил без ущерба для самолюбия хозяев: “Кто из вас так хорошо приготовил оленя?” Мясо ел с аппетитом, и было видно, что он понимает в этом деле не меньше, чем в сульфидных рудах.

Потом разговор перешел на автомобильную тему. Еще в Питере было замечено, что иногда Николай Николаевич подъезжал к институту на светлой “Победе”, но тут оказалось, что это только видимая часть длинной и драматической истории. Выяснилось, что он один из первых автолюбителей в стране. Собственный автомобиль у него появился еще перед арестом. Это был подарок правительства за первые успешные опыты использования механического транспорта на Крайнем Севере. А дело было так.

В 1925 г. Н.Н.Урванцев организует перевозку строительных материалов и дизельного топлива на тракторах из Дудинки в Норильск. Расстояние в 85 км по заснеженной тундре три машины фирмы “Рено”, одна из которых даже не имела закрытой кабины, преодолели за 34 дня, обеспечив доставку к месту назначения 12,4 т полезного груза и став первым опытом эксплуатации гусеничного транспорта в условиях зимнего бездорожья. Спустя восемь лет Николай Николаевич повторяет этот эксперимент.

\* Устинович Н. Северные встречи. – М.: Советский писатель, 1958.

Когда на горизонте замаячили первые контуры металлургического производства в будущем Норильске, он задумывается о неизбежной в перспективе потребности в жидком топливе и предпринимает экспедицию в район Нордвика с целью провести там нефтепоисковые работы. До первой плавки никеля еще три года, но исследователь уже занят проблемами, с ней связанными. До устья Хатанги, где к тому времени были известны признаки нефти, добраться за одну навигацию не удалось: пароход “Правда”, на который была погружена вся тяжелая буровая техника, а также попутные лесовозы “Тов.Сталин” и “Володарский” смогли пробиться только до о.Самуила на севере Таймыра, где в сентябре 1933 г. и вынуждены были остаться зимовать. Для строительства жилья нужно было перебросить имеющиеся на борту материалы на ближайший берег, располагавшийся на расстоянии 26 км. Вот здесь Урванцеву и пригодился опыт с французскими тракторами. На этот раз у него были четыре отечественные машины, собранные на опытном производстве НАТИ инженером Г.А.Сонкиным специально для работ в арктических условиях, и грамотные механики. За четыре месяца тракторы сделали полторы сотни рейсов, преодолев в общей сложности 2480 км и доставив на берег 200 т грузов. Таким образом, техника выдержала испытания, тем более, что в их “программу” был неожиданно включен подъем одной из машин со дна моря с глубины 37 м.

По итогам этой экспедиции Н.Н.Урванцев написал книгу, изданную весной 1935 г.<sup>\*</sup>, за которую и получил от правительства подарок в виде автомобиля. При аресте он, естественно, был конфискован, а после освобождения Николай Николаевич купил новый, уже на свои кровные.

Кстати сказать, в упомянутой брошюре среди технических рассуждений о пользе транспорта для освоения будущих месторождений можно прочесть такие слова: *“есть весьма веские геологические основания предполагать, что нефтеносная зона с Хатанги протягивается на запад к устью Енисея, поперек Таймырского полуострова, а оттуда, возможно, идет далее к нижнему течению Оби и Иртыша... Если это*

*подтвердится, хотя бы частично, мы будем иметь на Севере огромный нефтеносный район площадью в сотни тысяч квадратных километров”*. До большой западносибирской нефти, которая сейчас кормит всю страну, еще 30 лет. Можно ли найти лучшее доказательство того, что хороший прогноз обеспечивается не хорошими данными, а хорошими мозгами? В других работах, опубликованных в 1925 и 1960 гг., он пишет о возможности присутствия руды в тех местах, где позднее было открыто Талнахское медно-никелевое месторождение. В 1963 г. он предсказал открытие месторождения Октябрьское.

Шел разговор и о главном достижении Н.Н.Урванцева как первопроходца – о составлении первой географической карты Северной Земли. Об этой экспедиции он сам напишет яркую и высокохудожественную книгу, увидевшую свет через шесть лет после нашего ужина. Экземпляр этой книги с автографом автора хранится сейчас как напоминание об этой удивительно теплой встрече.

“На самом деле, – сказал нам Николай Николаевич, – эта экспедиция началась на десять лет раньше, летом 1922 г., когда мы спустились на лодке вниз по Пясине до устья, а оттуда морем дошли до Диксона”. Во время этой экспедиции Н.Н.Урванцев нашел почту Руаля Амундсена, отправленную четыре года назад с двумя спутниками, а потом обнаружилось и тело одного из них. За эти находки он получает золотые часы от правительства Норвегии, а вместе с ними широкую известность и авторитет полярного исследователя. Только благодаря этому обстоятельству ему было доверена честь принять участие в Североземельской экспедиции и тем самым совершить последнее крупное географическое открытие на планете. Результаты этой экспедиции сейчас хорошо известны.

Одним из них, кстати, вполне можно считать и тот факт, что она послужила основанием другому полярному первопроходцу Борису Христофоровичу Егiazарову предпринять вторую экспедицию на Северную Землю, вслед за которой последовало открытие на архипелаге россыпей золота и организация его добычи – самого высокоширотного горно-добывающего

<sup>\*</sup> Урванцев Н.Н. Автотранспорт в борьбе за освоение Арктики // Библиотека “За рулем”, – 1935. – Вып. 5-6.



Н.Н.Урванцев на Северной Земле. Фото Г.Ушакова

предприятия на Земле. В этой связке поколений первые шаги были сделаны геологом Николаем Урванцевым.

После успешного завершения двух подряд зимовок на этом архипелаге начинается короткий – всего пять лет – триумфальный период жизни Николая Николаевича. Он награждается орденом Трудового Красного Знамени, орденом Ленина, в 1933 г. становится заместителем директора Всесоюзного научно-исследовательского института Арктики, в 1935 г. ему без защиты присуждается ученая степень доктора геолого-минералогических наук. А в 1938 г. он арестован и осужден за вредительство при освоении угольных месторождений на Крайнем Севере.

Судьбы других участников зимовки на Северной Земле оказались разными.

Георгий Александрович Ушаков, начальник, оказался самым благополучным. Он руководил эвакуацией челюскинцев, возглавлял высокоширотную экспедицию на ледокольном пароходе “Садко”, открыл остров, названный его именем, а в конце жизни работал в администрации Главсевморпути. Урна с прахом Г.А.Уша-

кова захоронена в 1965 г. на о. Домашнем, где прошли два его “звездных” года.

Василий Васильевич Ходов, самый молодой из участников экспедиции, работал радистом на Диксоне, потом в качестве директора Московского радицентра Главсевморпути руководил радиообеспечением перелетов В.Чкалова и М.Громова через Северный полюс, но в поисках пропавшего самолета С.Леваневского он участвовал уже в качестве бортрадиста в составе экипажа В.Молокова. Добровольцем ушел на фронт, неоднократно переходил в тыл к немцам с разведзаданиями, прямо в лесу был принят в ВКП(б). После войны работал в аппарате Главсевморпути и скончался, разменяв восьмой десяток.

Сергей Прокофьевич Журавлев – самый противоречивый персонаж в этом коллективе. “Высокий, широкоплечий, поджарый, словно сплетенный из канатов, с золотистыми, чуть поредевшими кудрями и озорными чертиками в глазах, в свои 37 лет был в расцвете сил”, – так пишет о нем Николай Николаевич. После североземельской эпопеи Журавлев организовал на Таймыре, в бухте Марии Прончищевой, промысловую артель, но не смог побороть страсти к алкоголю и на одном из санных переходов в ноябре 1937 г. умер. Похоронен он на мысе Портовом в 8 км от пос. Кожевникова.

О времени, проведенном в неволе, мы у Николая Николаевича не спрашивали, а он и не рассказывал. Потом мы узнали, что сначала он отбывал срок в Актюбинске, в 1942 г. его перевели главным геологом донских хромитовых рудников, а затем – в Норильск, вероятно, не без участия А.П.Завенягина, собиравшего в городе команду специалистов. В эту команду входили такие видные личности, как член-корреспондент АН СССР Николай Михайлович Федоровский (1886-1956), известный минералог, член КПСС с 1904 г., участник революции 1905 г., член ВЦИК, основатель и директор ВИМСа; Александр Иванович Мильчаков (1903-1973), генеральный секретарь ЦК ВЛКСМ (1928-1929); Елизавета Яковлевна Драбкина (1901-1974), секретарь Я.М.Свердлова; Андрей Петрович Старостин, заслуженный мастер спорта и многие другие.

О судьбе заключенного Н.Н.Урванцева говорят сухие строчки документов. В приказе

№ 18 от 1944 г. сообщалось: "...объявляя о решении Особого совещания НКВД СССР всему лагерному населению, указываю, что каждый заключенный за отличную работу и примерное соблюдение лагерного режима может быть представлен руководством комбината к условно-досрочному освобождению, либо к снижению срока наказания". А в приказе № 579 от 18 августа 1944 г. говорилось о сокращении на два года срока наказания Н.Н.Урванцеву. Через год он назначается начальником Геологического управления и главным геологом Норильского комбината. Начинается новый этап в его геологической жизни: в 1947 г. он работает на побережье Харитона Лаптева, в следующем полевом сезоне – открыл и разведвал Кайерканское месторождение каменного угля.

Несмотря на все лишения лагерной жизни, Николай Николаевич вспоминал эти годы без надрыва. В книге "Норильск", вышедшей в 1969 г., он пишет, что в комбинате долго еще сохранялся "...дух высокой технической культуры, традиции преданности и любви к делу, высокой моральной ответственности за порученное, заложенные еще в период работы А.П.Завенягина". Авраамий Павлович Завенягин (1901- 1956), в 1938 г. назначенный начальником строительства и директором Норильского горно-металлургического комбината, на седьмой день после прибытия в Норильск издал приказ о создании проектного отдела, численность которого вскоре достигла 600 человек. Этот отдел, как написала И.Червакова (Кров. – М., 1988), стал "спасительной гаванью для многих интеллектуалов высшего класса, которых судьба привела в Норильск". Игорь Шадхан, создав замечательный фильм о норильчанах "Снег – судьба моя", сказал в одном из писем, что это фильм "...об удивительной способности человека создавать, творить, если он получает эту возможность, даже в страшных, трагически страшных условиях".

Почетный академик Ю.М.Шокальский так отзывался об Урванцеве: "как геолог он много сделал в смысле открытия и первой постановки использования полезных ископаемых около Нижнего Енисея и в других местах севера Сибири. Но если им добросовестно и умело исполнено его прямое дело – геологическое, то сделанные им географические исследования... значи-



Н.Н.Урванцев в маршруте. Рисунок М.Иванова

тельно превосходят его геологические труды, сами по себе очень значительные".

В свои 90 лет, будучи спрошенным, что есть главное в жизни, Николай Николаевич ответил: "...конкретное практическое дело. Но не только...", и рассказал о якуте Горохове, который убедил Э.Толля взять его в экспедицию на поиски земли Санникова, сказав: "раз ступить, и можно умереть".

Урванцев вспоминал: "...мне приходилось бывать в разных районах Сибири и Урала и на Алтае работать. Но именно попав на Таймыр, я понял, что это моя земля. Знаете, так бывает – любовь с первого взгляда и на всю жизнь. Край, который помог мне окончательно поверить в свои силы, определить свое назначение на Земле..."

Как признание заслуг Н.Н.Урванцев после освобождения получит второй орден Ленина, орден Трудового Красного Знамени, в 1958 г. его находит Большая золотая медаль Географического общества СССР, ведомственный знак "Отличник разведки недр". Он становится заслуженным деятелем науки и техники (1974), почетным разведчиком недр, почетным полярником, почетным гражданином Норильска (1974). Именем Урванцева будет названа скала в горах Мюлих-Кофман в Антарктиде и бухта на о.Олений в Карском море.

На память о нашей встрече Николай Николаевич оставил нам свою фотографию – он снят перед первым маршрутом на Северной Земле. Перед маршрутом, который привел его в историю арктических открытий.

Закончить этот рассказ хотелось бы сегодняшним взглядом издала на дела давно минувших дней. Если сопоставить геологические построения Н.Н.Урванцева, которые полвека назад казались новаторскими, с концептуальными работами наших современников, то многое может показаться упрощенным, наивным или даже безнадежно устаревшим. Мощная карбонатная толща низовьев Хантайки, отнесенная им к силуру, сегодня датируется кембрием, идея об енисейской фазе складчатости, выделять которую предлагал Урванцев в своих первых работах, дальнейшего развития не получила. Геология – наука динамичная, она развивается быстро, а в те годы, когда был открыт Талнах, обнаружена Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция и начаты поиски нефти на шельфах, когда Министерство геологии СССР было одним из ведущих в стране и последовательно осуществляло государственную стратегию наращивания сырьевого потенциала, она развивалась особенно быстрыми темпами. Поэтому вполне естественно, что некоторые выводы, сделанные даже такими выдающимися личностями, как Карпинский, Обручев, Губкин и Урванцев, в последующем были откорректированы или полностью отклонены следующим поколением исследователей. Заслуги этой блистательной когорты геологов этим сравнением, однако, ничуть не умаляются. При этом главный результат их деятельности состоит не в том, что они, заложив, образно выражаясь, фундамент современных знаний, сделали тот первый шаг, без которого не бывает второго, а в том, что, несмотря ни на какие жизненные коллизии, создавали вокруг себя необыкновенную обстановку творческого соревнования, атмосферу ответственности, строгой и, одновременно, свободной дискуссии, вне которых, собственно, развитие науки трудно себе представить.

Доказательством этого тезиса служат судьбы упомянутых выше моих товарищей, которые прошли эту школу творчества – кто у Н.Н.Урван-

цева, кто у его оппонента М.Н.Годлевского или Н.М.Федоровского, Ю.М.Шейнмана и других личностей – таких разных и таких одинаковых в своей самоотверженной преданности интеллектуальному труду. На защите своей кандидатской диссертации автор этих воспоминаний выдвинул тезис, что верхнепалеозойская “тунгусская” серия отделяется от подстилающих осадочных толщ региональным несогласием, которое он предлагал называть “дотунгусским”. Николай Николаевич, бывший на защите основным официальным оппонентом и прекрасно владеющий данной проблематикой, не был в полной мере согласен с этими утверждениями. Он возражал, диссертант пытался отстаивать свои построения, что-то доказывал, а в итоге Николай Николаевич сказал, что не столь уж важно, верным или неверным представляется сегодня то или иное утверждение, а важно, что идет творческий процесс, когда новое поколение, опираясь на достижения предшественников, выдвигает свежие идеи, происходит их естественный отбор, идет поиск решений, среди которых рано или поздно находится нужное. И ученый совет Горного института согласился с ним.

В наши дни, когда геология постепенно и неумолимо превращается в разновидность прибыльного бизнеса, вывод о деградации ее творческого содержания должен звучать не как ностальгическая сентенция, а как сигнал SOS, как клич возмущения и несогласия. Этот разрушительный процесс еще можно остановить, пока еще живы ученики великих первопроходцев, пока бразды правления этой важнейшей отрасли народного хозяйства еще не перешли безраздельно в руки менеджеров. Страна, которая даже в самые трудные времена давала мировой науке такие самородки, к числу которых принадлежит и Николай Николаевич Урванцев, достойна того, чтобы традиции творческого поиска в геологии не прервались бы под давлением сиюминутных настроений, подобно тому, как “древнеримская дорога кончается в болоте”.

# МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ ПОТЕНЦИАЛ И РЫНОК ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ МИРА

УДК 553.491.8.04

*Д.А.Додин*

## **МИРОВОЙ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ ПОТЕНЦИАЛ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ**

Металлы платиновой группы (МПГ) являются ценнейшими полезными ископаемыми, находящими все более широкое применение в промышленности (автомобильной, химической, электронной, нефтяной, стекольной, ювелирной и др.), научных приборах и новейших технологиях, выступая мощным двигателем мирового технического прогресса. Особые физико-химические свойства: высокие стойкость и каталитическая активность, стабильные теплофизические, термоэлектрические и механические характеристики при высоких температурах дают веские основания считать, что МПГ невозможно (по крайней мере, достаточно долгое время) заменить другими металлами и материалами.

Ежегодное в последние 10 лет превышение на 50-150 т потребления платиновых металлов над их производством дает основание утверждать, что разведанная минерально-сырьевая база ведущих стран-производителей МПГ – ЮАР, России, США и Канады – не может обеспечить растущие потребности мирового народного хозяйства.

В связи с отмеченным, а также учитывая экспертные оценки автора и других ученых [3, 9-11, 13, 14, 23, 25, 29-33], свидетельствующие о том, что темпы роста мирового потребления

платиноидов будут возрастать и в дальнейшем, необходимо максимально достоверно проанализировать минерально-сырьевой потенциал МПГ мира и обосновать оптимальную стратегию его развития, воспроизводства, комплексного использования и оптимального сохранения в долгосрочной перспективе.

Именно потому, что речь идет о столь длительном периоде времени, было бы неправильно ограничиться рассмотрением только минерально-сырьевой базы МПГ, надо обосновать возможности ее расширения, детально рассмотреть их минерально-сырьевой потенциал. Он включает платиновые металлы, заключенные в месторождениях: разведанных и обрабатываемых; разведанных и подготовленных к отработке; высокоперспективных, опоискованных и частично разведанных; потенциально перспективных. Потенциал первых двух групп принято называть запасами, третьей – ресурсами и частично запасами, четвертой – ресурсами категории  $P_3$  и платинометаллогеническим потенциалом. Первые две группы месторождений и составляют минерально-сырьевую базу (МПГ) мира (табл. 1). Месторождения платиноидов сосредоточены:

в малосульфидных платинометаллических, платиноидно-хромитовых и сульфидных плати-

Таблица 1

Подтвержденные запасы МПГ и платины (в т) в ведущих странах мира [9]

Страны	1991 г.		1995 г.		1998 г.	
	МПГ	Pt	МПГ	Pt	МПГ	Pt
В целом по миру (без РФ)	51 010	24 415	51 820	24 770	52 070	24 880
ЮАР	49 920	23 950	49 920	23 950	49 920	23 950
Зимбабве	411	229	411	229	630	364
Канада	345	127	520	200	520	200
США	267	72	310	110	394	102
Финляндия	5	2	300	83	248	67
Китай	–	–	200	120	200	120
Прочие*	62	35	159	78	158	43

\* Гренландия, Австралия, Колумбия, Бразилия, Югославия. Сведения о запасах МПГ в Болгарии, Индонезии, Папуа-Новой Гвинее, Индонезии в литературе не приводятся.

ноидно-медно-никелевых рудах рифов Меренского, UG-2 и Плэтриф Бушвельдского плутона;

сульфидных платиноидно-медно-никелевых рудах Норильска, Мончи и Печенги (Россия), Садбери (Канада), Цзиньчуань (Китай), Камбалды (Австралия) и других объектов;

малосульфидных платинометаллических рудах Стиллуотера (США), Великой Дайки (Зимбабве), Уиндимурра, Пантон, Итменс-Бор, Ламбу, Манни-Вуэлд-Рейндж (Австралия), Скаергаарда и Кэп-Эдвард-Холмса (Гренландия);

золотоносных конгломератах Витватерсранда; медьсодержащих карбонатитах Палаборского массива;

золотых рудах Мурунтау (Узбекистан); колчеданно-полиметаллических рудах Усть-Каменногорского месторождения (Казахстан);

медистых песчаниках Казахстана (Джезказган);

платиносодержащих хромитовых рудах Финляндии;

медно-порфировых рудах США (Бингхем), Югославии и других стран;

россыпях России, Эфиопии, Колумбии, США и др.

Минерально-сырьевая база МПГ, несмотря на значительные объемы добычи, постоянно возрастает за счет открытия и ввода в строй новых объектов (Гренландия, Финляндия и др.), а также прироста запасов на известных место-

рождениях и использования новых источников сырья:

в 1996 г. компания Rustenburg Platinum Holdings (группа Amplats) начала строительство предприятия “Боскоппи” на западном крыле Бушвельда, проектная мощность которого в 2003 г. достигнет 7,8 т, общее количество МПГ – 37 т при среднем содержании 6,1 г/т;

компания Kroondal в 2001 г. ввела в производство предприятие мощностью 3,11 т Pt в год;

на комплексе Стиллуотер вводится в разработку месторождение Ист-Боулдер (в 2005 г. прогноз добычи ~ 60-70 т МПГ);

на месторождении Садбери строятся рудники “Виктор” и “Мак-Риди-Ист” с возможным увеличением запасов МПГ на 73 т (сейчас – 520 т);

в ЮАР при освоении первого собственно никелевого объекта “Эйткомс” может быть попутно получено около 18 т МПГ;

в Китае предполагается получать МПГ из платиноидно-медно-никелевых руд месторождений Байцзяцзуйцзы, Цзиньбаошань, Янлюпин, Хуншилла и россыпей Гайосытай, Мьяньян-Люэян, Дунцяо и Унюогоу.

Подъем цен на МПГ на мировом рынке обусловил активную деятельность многих фирм и компаний по поискам и разведке платиноидных объектов. Количество таких компаний только в 2000 г. составило 64, что на 26 больше, чем в 1999 г. [9]. Наиболее интенсивно геологораз-

ведочные работы на платиноиды ведутся в ЮАР, Канаде, США и Китае. По научно-исследовательским работам в этом направлении, безусловно, лидирует Россия, реализующая программу "Платина России" [10, 13, 14, 29-33]. Насколько известно авторам, подобной программой, объединяющей около 200 специалистов-платинистов из 40 организаций 22 городов России [14], не располагает ни одна страна мира.

### **Южно-Африканская республика**

В ЮАР массивные геологоразведочные работы с полупромышленными испытаниями и строительством новых рудников проводятся на ряде объектов. Так, компания Anapa Resources Corp. с февраля 2000 г. выполняет буровые работы на участке Плэтрифа площадью 74 км<sup>2</sup>. Этот участок находится к северу от рудника "Потгитерсруст" компании Plateau Resources – дочернего филиала Pinnacle Resources Ltd. (США). В ряде пересечений установлена минерализация, содержащая 3,09-5,62 г/т МПГ (44% Pt, 51% Pd, 2% Rh, 6% Au) и 0,25% Ni, Cu и Co. Головной компанией четырем годами ранее, в 1998 г., получены первые положительные результаты при бурении на ферме "Дрент Форт", что дало основание для продолжения геологоразведочных работ на других участках предполагаемого наличия Плэтрифа (Engineering and Mining Journal, 1998. – Vol. 201. – № 6). Одновременно компания Potgietersrust Platinum планирует реконструкцию обогатительной фабрики для увеличения ее мощности до 375 тыс. т руды в месяц на 50% для передела складированных бедных руд в целях повышения извлечения платиноидов на 1240 кг/год.

Impala Platinum проводит геологоразведочные работы в пределах месторождения Вейл (также Бушвельдский комплекс) с ориентировочным производством 6,2 т платины в год.

Компания Aquarius Platinum (Австралия) ведет работы в пределах Бушвельда на трех участках: Эверест Саус, Эверест Норс и Чифтенеиз Плейн. На первом участке оцененные запасы составляют 119 т, а ресурсы – 15,5 т МПГ. Платинометаллогенический потенциал третьего участка оценивается в 778 т, в том числе 70 млн т руды из рифа Меренского и 90 млн т из рифа UG-2 (South African Mining, 2000. – № 10).

Продолжается создание технологической схемы переработки хвостов хромитовых рудников Бушвельда, содержащих около 30 т МПГ, заключенных в лаурите и других минералах, преимущественно внутри силикатов.

Некоторый дополнительный объем МПГ, безусловно, может быть получен попутно при отработке первого собственно сульфидного платиноидно-медно-никелевого месторождения Эйткомс в ЮАР [56]. Оно связано с одноименным массивом площадью около 15 км<sup>2</sup>, залегающим на древних гранитах и прорывающим толщу карбонатных и перекрывающих терригенно-вулканогенных пород. В разрезе массива снизу вверх вскрыты: базальные габбро (мощность до 7 м), пироксениты-I (20-40 м), хромсодержащие пироксениты (30-65 м), массивные хромиты (до 5 м), перидотиты (200-300 м), пироксениты-II (60-80 м), нориты (250-300 м), габбро (10-20 м). Установлены два горизонта хромитового и четыре сульфидного оруденения. *Платиноиды содержатся также в массивных и рассеянных хромитах.* На месторождении разведано 3 млн т руды с содержанием: 2,04% никеля, 1,13% меди, 0,008% кобальта, 1,65 г/т платины, 4,18 г/т палладия, 0,16 г/т родия, 0,18 г/т золота. То есть в месторождении, кроме 65 тыс. т никеля и 35 тыс. т меди, содержится около 18 т МПГ.

По мнению авторов, в ЮАР необходимо развернуть поиски новых гортонолитовых трубок, аналогичных отработанным в 30-е годы [5], а также платиноносных кварцевых жил, установленных в районе Набумспрейт (Центральный Трансвааль) и рассекающих фельзиты и песчаники трансваальской серии. В 20-е годы в образцах на руднике "Ватерберх" были определены уникальные (до 1 кг/т) содержания платины. С кварцем, спекуларитом, реже монацитом ассоциирует преимущественно самородная платина в виде однородных кристаллов или почковидных выделений совместно с платино-палладиевыми сплавами (Pt<sub>0,66</sub>Pd<sub>0,34</sub> или Pt<sub>0,84</sub>Pd<sub>0,16</sub>). По мнению П.А.Вагнера [5], минералогия кварцевых жил обусловлена циркуляцией флюида с очень высокими концентрациями платины, палладия и золота. Их выделение происходило при снижении Eh и/или увеличении pH флюида.

### Канада

\* Продолжается строительство новых рудников – “Виктор”, “Мак-Риди-Ист”, “Тоттен”, “Коппер Клифф Норс” и “Келли Лейк” в районе главного продуцента платиноидов в Канаде – месторождения Садбери – что может увеличить его запасы МПГ на десятки тонн [9, 14]. На участке рудника “Виктор” на глубине около 3 км при бурении встречены пентландит-халькопиритовые руды мощностью более 4 м, содержащие до 100 г/т МПГ, и очень похожие на таковые месторождений Талнах и Октябрьское. Компания Inco Ltd с 1999 г. проводит геологоразведочные работы в поле законсервированного в 1970 г. предприятия “Totten” по добыче медно-никелевых руд (Mining J., 2000. – Vol. 334. – № 8579). При этом было открыто новое рудное тело мощностью 21 м, из которых в 13,7 м установлено содержание МПГ – 3,6 г/т, Ni – 1,76% и Cu – 1,74%, а в 7,3 м – соответственно 4,9 г/т, 2,6% и 4,8%. По Д.А.Додину с соавторами [9], ресурсы этого объекта оценены в 39,48 т МПГ (усредненное содержание МПГ – 4,7 г/т), в том числе 9,12 т МПГ со средним содержанием 5,7 г/т.

В рудном теле Келли Лейк [9], также открытом компанией Inco Ltd, подсчитано 37,8 т МПГ при их среднем содержании 3,6 г/т, а также 669 тыс. т никеля (среднее – 1,77%) и 506 тыс. т меди (среднее – 1,34%). На участке рудника “Мак-Риди-Ист” выявлены маломощные жилы богатых платинометаллических руд. Месторождение Коппер Клифф Норс полностью подготовлено к отработке. Его запасы составляют 4,92 т МПГ и золота, 27 тыс. т никеля и 14 тыс. т меди. На месторождении Доулин в Садбери на глубине 2255 м подсечены руды с содержанием 1,9 г/т МПГ, 2,38% никеля и 1,66% меди [24]. На о.Ньюфаундленд разведано три месторождения группы Войси-Бей с ориентировочными запасами 70-100 т МПГ. При предполагаемой карьерной отработке (отнесена за 2004 г.) месторождений Войси-Бей будет попутно извлекаться ежегодно 0,5-1 т платиновых металлов.

Продолжается и промышленная оценка нового сульфидного платиноидно-медно-никелевого месторождения Никель-Рим, руды которого содержат до 11 г/т МПГ.

Компания Pacific North West Capital Corp., финансируемая компанией Anglo-American Platinum, активизировала геологоразведочные работы на месторождении Ривер-Вэлли (Mining J., 2000. – Vol. 334. – № 8580), приуроченном к расчлененному габбро-анортозитовому массиву. Подсечен ряд интервалов с повышенными содержаниями, г/т: Pt – 0,39-1,04; Pd – 1,15-3,38; Rh – 0,02-0,8 и Au – 0,07-0,22.

На участке Ист-Булл-Лейк (Program with Abstr. – Vol. 16 / Geol. Assoc. Canada and Miner. Assoc. Canada) проводит работы компания Mustang Minerals Corp. Здесь установлено, что нижняя часть одноименного раннепротерозойского лополита образована тонким чередованием слоев анортозитов, лейконоритов и пироксенитов. Эта часть интрузива, названная “анортозитовой зоной”, содержит платинометаллическую минерализацию палладиево-платино-родиевого состава.

Компании McVicar Minerals Ltd и BHP World Exploration Inc. ведут поисково-разведочные работы на платиноиды в районе оз. Верхнее (Mining J., 2000. – Vol. 334. – № 8577).

Компания North American Palladium продолжает доразведку поля предприятия “Lac des Ples” в провинции Онтарио (Mining J., 2000. – Vol. 334. – № 8580) к востоку от зоны Роби в пределах проектируемого расширения горного отвода карьера. Рядом пробуренных скважин подсечены платиноносные зоны в следующих интервалах: 852,0-776,9 м (среднее содержание Pd и Pt – 2,39 и 0,19 г/т); 776,9-795,1 м (7,14 и 0,41 г/т); 405,0-438,8 м (5,60 и 0,26 г/т); 522,5-564,0 м (5,74 и 0,32 г/т). Содержание золота при этом составляет 0,07-0,33 г/т, меди – 0,03-0,08% и никеля – 0,04-0,07%. По зоне Твилайт, открытой в 1999 г., оруденение связано с габбро и габбро-норитовой брекчией, аналогичной зоне Роби. В целом приращенные ресурсы платины составили 4,23 т, палладия – 34,31 т, золота – 2,6 т, меди – 1175 т, никеля 12 220 т.

На Тиб Лейк – продолжении массива Лак-дез-Иль – компанией Houston Lake Mining установлена минерализованная зона протяженностью более 2 км, аналогичная зоне Роби, а при проведении работ в районе зеленокаменного пояса Ред Лейк в ходе алмазного бурения компанией Rubicon Minerals установлены повы-

шенные содержания платиноидов (Northern Miner., 2000. – Vol. 86. – № 3).

Выявлены значительные концентрации МПГ в потоке базальтовых коматитов Бостон-Крик в поясе Абитибби в Квебеке [53]. Во втором слое, перекрывающем контакт габбро и клинопироксенитов, содержится 0,05 г/т Pt, 0,075 г/т Pd, 10 г/т Au, в базальной части клинопироксенитового слоя сконцентрировано 0,02 г/т Pt, 0,023 г/т Pd и 0,049 г/т Au, а в аналогичной зоне перидотитового слоя установлено 0,015 г/т Pd и 0,003 г/т Ir. Обогащенные участки клинопироксенитов и габбро содержат зерна висмутотеллурида, антимонидов и арсенидов платины, палладия и родия, а также минералы золота и серебра.

С комплексом щелочных пород Порт-Колдуэлл (Онтарио) связано месторождение Маратон. По данным Гуда и Крокета [47], этот объект приурочен к интрузиву Ту-Дак-Лейк, состоящему из верхней расслоенной и нижней нерасслоенной зон. Для последней, сложенной габбро и пегматитами с примесью гранофира, характерно повышенное содержание платины, палладия и родия, а также золота.

В южной части складчатого пояса Кейп-Смит (2,03-1,92 млрд лет) расположен силл Дельта, сложенный перидотитами, пироксенитами, габбро-норитами и анортозитами (типичный представитель перидотит-пироксенит-габбро-норит-анортозитовой формации) общей мощностью 215-275 м [52]. В нем выделяются три рифа: первый – в перидотитах, второй – в нижних габбро-норитах и третий – в верхних габбро-норитах. Последний риф обогащен платиновыми металлами, а нижние два содержат незначительные количества МПГ. Одновременно в верхнем рифе повышаются содержания железа и титана. В перидотитах установлена изоферроплатина.

С 1994 г. компания Muskoх Minerals Corp. постепенно скупает площади, охватывающие все обнажения одного из крупнейших в мире массива Маскоккс. По данным Т.Н.Ирвина [18], Л.Д.Кабри и А.Д.Налдретта [19] и Д.А.Додина с соавторами [13], интрузив представляет собой дайкообразный лополит, переходящий в южной половине в маломощную вертикальную дайку. Видимая протяженность – около 120 км, ширина по гравимагнитным данным – около 60 км, мощность – 2,3 км. По мнению авторов [43],

рассматриваемый интрузив Маскоккс (ИМ) сформировался на северо-западе Канадского щита 1270 млн лет назад в рифтогене в ассоциации с платобазальтовым магматизмом в связи с проявлением мантийного плюма, центр которого расположен в 400 км к северу от ИМ. В его краевой части установлено сульфидное платиноидное медно-никелевое оруденение, близкое к норильско-галнахскому типу [43] и содержащее до 16% меди и до 200 г/т в сумме платины, палладия и золота. В пределах этой части ИМ выявлены (Mining Magazine, 2000. – Vol. 182. – № 3) многочисленные проявления платины (4,05-33,8 г/т), палладия (36,3-100 г/т), золота (2,3-28,34 г/т), меди (5,26-10%), никеля (0,72-1,00%). Преимущественные содержания МПГ в сульфидных рудах составляют 1-10 г/т при концентрации 3-10% никеля с медью. Количество МПГ в сульфидных рудах возрастает от краевых частей ИМ к внутренним. Вкрапленные сульфидные руды тесно связаны с обогащенными хромитом ортопироксенитами расслоенной серии и отличаются стратиформным расположением, присущим классическим рифам, прослеженным в ИМ на десятки километров. Представляется, что ИМ вмещает весьма крупное, если не уникальное, месторождение платиновых металлов. Вполне вероятно, что продолжающиеся геофизические и буровые работы компании Muskoх Minerals Corp. подтвердят это авторское предположение.

Компания Band-Ore Resources открыла площадь платиноидного оруденения в районе Тимминса, провинция Онтарио (Mining J., 1999. – Vol. 332. – № 8517). На площади 44 км<sup>2</sup> платиноидная минерализация тяготеет к типичной расслоенной ультрамафит-мафитовой интрузии, в какой-то мере аналогичной Бушвелду или Стиллуотеру.

## США

В США продолжается прирост запасов в районе Стиллуотера (SEG Newsletter, Oct. 2000. – № 43; Alaska Miner., 2000, Apr., Sept., Oct.); был в значительной мере раскрыт платинометаллогенический потенциал Дулута, проводились исследования комплекса Гуднюкс-Бей и сделан ряд новых открытий.

Компания Polimet Mining Corp. проводила исследования на двух участках комплекса Ду-

лут [9]. На участке Northmed подсчитанные и прогнозные ресурсы составили 28,77 т платины (при содержании 0,07 г/т), 102,75 т палладия (0,25 г/т), 822 тыс. т меди (0,2%), 287,7 тыс. т никеля (0,2%), 16,44 т золота (0,04 г/т). На месторождении Dunka Road общие ресурсы палладия оценены в 623,5 т (в том числе для открытой разработки 344 т), платины – 168,2 т (92,8 т), меди – 6,235 млн т (3,44 млн т), никеля – 1,595 млн т (880 тыс. т), золота – 88,45 т (48,8 т), серебра – 2175 т (1200 т), кобальта – 87 тыс. т (48 тыс. т). В составленном компанией ТЭО указывается, что стоимость оцененных в комплексе Дулут ресурсов всех названных металлов составляет около 15 млрд дол., и что при стабильных, а в последнее время растущих ценах на МПГ проект отработки указанного месторождения будет рентабельным в течение 30 лет при годовом производстве 7,15 т палладия, 18 тыс. т никеля, 73 тыс. т меди и 80% извлечения Pd, Cu и Ni в концентрат. Ориентировочные капиталовложения составляют 525 млн дол. [9].

В районе Гудньюс-Бей (Аляска) магнито-разведкой и донным опробованием околурено погружающееся в югу линзообразное тело, протягивающееся на 5 км от береговой линии [42]. Вероятно, этот платиноносный плотик – продолжение одноименного концентрически зонального ультрамафитового комплекса, т.е. существенно расширен россыпной район, в котором с 1926 г. добыто более 20,2 т платины и ее спутников. Шлихо-геохимическая съемка, проведенная в 3 км южнее Буффалло-Лейк (Флоренс-Крик, Юкон), позволила околурить предполагаемые по аэромагнитным данным интрузии ультрамафитов и наметить контуры россыпей платиноидов и золота [41]. Неманитная часть тяжелой фракции содержит до 1 кг/т золота и до 70 г/т платины. Минералы МПГ представлены сплавом Pt<sub>3</sub>Fe, бреггитом, фазой Rh,Cu,Pd,S и самородным осмием. Обнаруженные россыпи рекомендованы для дальнейшего изучения.

Компании Quaterra и NANA выполняют геологоразведочные работы на участке Asik Mauntin, где в отдельных образцах установлены повышенные количества платины (1,1 г/т), палладия (0,8 г/т) и меди (0,23%). Компания International Freegold Mineral Development проводит геологоразведочные работы на сумму 42 млн дол.

на площади Tonsina (юг центральной Аляски), направленные на околуривание платиноидного оруденения; ранее в ряде проб были выявлены содержания палладия (2,1-11,9 г/т). Здесь же уточняется палладийметаллогенический потенциал месторождения Солт Чак, из которого на 1992 г. было добыто 300 тыс. т руды, содержащей 0,95% меди, 1 г/т золота, 2 г/т палладия и 6 г/т серебра [55]. Из платиновых минералов выявлены котульскит, сперрилит, антимониды палладия, почти постоянно отмечается самородное золото. Объект представляется авторам перспективным и более детально будет рассмотрен ниже.

### Китай

Весьма значительными разведанными и оцененными запасами и ресурсами МПГ (из них 54,8% запасов платины и 39,5% палладия) обладает Китай (Mineral Resources, Beijing, 1993). В настоящее время платиноиды получают на платиноидно-медно-никелевом месторождении Цзиньчуань (93% всего производства МПГ) и из шлаков фосфоритовых заводов. МПГ накапливаются также в хвостах при добыче молибдена из руд месторождения Цзуньи [44]. Дальнейшие резервы наращивания добычи платиновых металлов в Китае связаны с сульфидными платиноидно-медно-никелевыми и гидротермальными регенерированными месторождениями, платиносодержащими черными сланцами и россыпями. Первые считаются ликвационно-магматическими и являются основным типом платиноидных месторождений страны (Mineral Deposits China, 1992. – Vol. 2). Они приурочены, как правило, к окраинным частям платформ (месторождения Байцзяцзуйцзы, Цзиньбаошань и Янлюпин). Первое из них расположено в Луншоушаньской зоне на юго-западном фланге Сино-Корейской платформы и относится к мультиинъекционному ликвационно-магматическому типу (Mineral Deposits China, 1992. – Vol. 2). Сама рудоносная зона сложена нижнепротерозойскими (1719 млн лет) метаморфитами. Руды приурочены к многофазной лерцолит-вебстерит-дунитовой интрузии и представлены четырьмя промышленными типами:

ликвационно-магматическими *in situ*, концентрирующимися в нижней и средней частях массива и содержащими 0,9 г/т Pt, 0,28 г/т Pd,

0,61 г/т Au, 0,085% Co, а также Se, Te при соотношении пирротина, халькопирита и пентландита, равном 5,9:5,6:1;

инъекционными ранних стадий, образующими наиболее крупные залежи протяженностью от сотен до тысяч метров в лежачем и висячем боках интрузива и содержащими при соотношении пирротина, халькопирита и пентландита, равном 4,8:2,6:1, до 1 г/т Pt, Pd, Au и Ag, а также Co, Se, Te, Ga, Ge, Ir, Tl, Re, Cd, Sb, Bi при отношении Pt : Pd : Os : Ru : Ir : Rh : Au : Ag = 46:23:2,5:2,1:1:31:640, Se/S = 1:3057;

инъекционными поздних стадий, слагающими богатые рудные жилы (более 100 м в длину и мощностью более 20 м при соотношении пирротина, халькопирита и пентландита, равном 43:1:1), содержащими относительно первых двух типов большие количества Co, Se, Os, Ir, Ru и меньшие – Pt, Pd и Au;

контактово-метасоматическими, сложенными пирротином (41%), пентландитом и виоларитом (24%), халькопиритом, кубанитом и валлериитом (35%); в них отмечаются максимальные количества платины (0,98 г/т), палладия (0,88), осмия (0,156), рутения (0,153), иридия (0,132), родия (0,066), золота (0,29) и серебра (7 г/т). Руды содержат также 0,079% Co, 0,0043% Se, 0,0007% Te;  $\delta^{34}\text{S} = -0,3 \dots -3,1$ . Абсолютный возраст – 1509-1526 млн лет.

Месторождение Цзиньбаошань связано с рифтовой зоной Хунхэ (Красная река), тяготеющей к юго-западному флангу параплатформы Янцзы, и приурочено к герцинскому метаморфизованному гипербазитовому силлу перидотит-пироксенитового состава. Малосульфидные платино-палладиевые руды в верхней и средней частях силла содержат 0,1–0,2 г/т платины и палладия (Pt/Pd = 1:1–1:2,6, иногда до 1:13) и 0,01–0,02 г/т осмия, иридия, родия, рутения при отношении (Pt+Pd)/(Os+Ir+Ru+Rh), равном 1:13–1:18; максимальное количество никеля равно 0,45%, а меди – 0,08%. Из платиновых минералов установлены сперриллит, мончеит, Ви-мончеит, Ви-Pd-мончеит, садберит, майченерит, Ви-котульскит, Ви-меренскиит, станнопалладинит, As-станнопалладинит, иридосмин, тетраферроплатина, самородная платина. В других подобных рудах отмечаются также тестибиопалладинит, масловит и др.

Наиболее характерным представителем гидротермально-регенерированного типа является месторождение Хуншилла, приуроченное к силлообразному гипербазитовому телу протяженностью около 7 км, мощностью до 420 м. МПГ тяготеют к диопсидовым фациям силла. Согласно линзообразные рудные тела содержат 0,1–0,2 г/т платины и палладия, более 2 г/т осмия и рутения при отношении Pt : Pd : Rh : Ir, равном 395:80:1,2:1. Зерна платиновых минералов размером до 0,6 мм представлены куперитом и сперриллитом, а также арсенопалладиитом, фенглуанитом, As-фенглуанитом, стибнопалладиитом, хонгшитом, Pt-Fe сплавами. В коренных породах, почвенном слое и аллювии отмечаются платино-палладиевые геохимические поля низкого и среднего концентрирования (J. Changchun Univ. Earth Sci., 1998. – Vol. 24. – № 4).

Характерным примером платиносодержащих ликвидационных месторождений является Колотонк (Сев. Сынцзян), описанное в последнее время российскими исследователями А.И.Глотовым, А.П.Кривенко, Г.В.Поляковым и Е.А.Уваровой. Это месторождение отрабатывается. Возраст его – поздний карбон-ранняя пермь (285-298 млн лет по Rb-Sr и 273-295 млн лет по K-Ag методам). Месторождение приурочено к одноименному массиву площадью 210 тыс. м<sup>2</sup> и мощностью около 600 м, сложенному биотит-амфиболовыми габбро-диабазами, норитами, оливин-двупироксеновыми долеритами и пикритовыми долеритами с прослоями кортландитов. Богатые руды содержат 3,5% никеля, 6,1% меди и около 0,82 г/т платины, 0,48 г/т палладия, 4,7 г/т золота и 160 г/т серебра. В медистых богатых рудах устанавливается до 2,2% Ni, 7,2% Cu, 0,057% Co, 0,82 г/т Pt, 0,48 г/т Pd, 4,7 г/т Au и 160 г/т Ag. Среднее содержание никеля во вкрапленных рудах – 0,63%, меди – 0,96%, платины – 0,18 г/т, палладия – 0,055 г/т, золота – 0,26 г/т, серебра – 14 г/т. При значительных объемах руд ресурсы платиноидов могут достигать нескольких тонн.

Несомненное промышленное значение в будущем будут иметь платиносодержащие черносланцевые комплексы, расположенные в платиноносном поясе протяженностью до 2000 км при мощности рудоносных горизонтов в первые десятки метров [44].

По нашему мнению, безусловный интерес могут представлять мощные никельсодержащие (до 2,2-9,2% Ni) железные шляпы на некоторых месторождениях, например, Лашуйся в провинции Цинхай. Этот объект – небольшая (100 × (1-10) м) залежь сплошных, на флангах – брекчиевидных руд, содержащих до 4,2% Ni, 0,57% Cu и 0,11% Co. В самих рудах отношение Pt:Pd:Os:Ru:Rh:Ir равно 1:1,25:1:1,56:0,37:0,43; количество рутения и палладия выше, чем таковое платины (Miner. Deposits China, Beijing, 1992. – Vol. 2).

Связанные с хромитсодержащими ультрабазитами россыпи платиноидов установлены в районах Гайосытай, Мьяньян-Люэян, Дунцяо и Унюгоу (Miner. Deposits China, Beijing, 1992. – Vol. 2). В них платиноиды ассоциируют с золотом, которое еще в глубокой древности служило объектом кустарной добычи. В россыпях в зернах размером более 0,1 мм диагностированы самородные иридий, осмий, родий, платина, палладий, осмирид, Pt-осмирид, иридосмирид, рутениридосмирид, Ru-Os, Pt-рутеносмид, Fe-Pt, Ir-Fe-Pt, Pt-Fe сплавы, тетраферроплатина, а в зернах размером до 30 мкм – сперрилит, андуоит, куперит, лаурит, Os-лаурит, эрлихманит, Ru-эрлихманит, Ir-эрлихманит, Ni-эрлихманит, (Ir,Ru)S<sub>2</sub>, (Ir,Pt)S<sub>2</sub>, (Ru,Os,Ir)S<sub>2</sub>, ирарсит, Ru-ирарсит, Os-ирарсит, Ir-платарсит, руарсит, синчжунит. Отмечены и случаи обогащения платиной остаточных кор выветривания медно-никелевых месторождений.

### Австралия

Значительные объемы платиновых металлов могут быть получены при планируемой обработке малосульфидных платинометалльных руд в месторождениях Манни-Вуэлд-Рейндж, Уиндигурра, Пантон, Итменс-Бор, Ламбу в расслоенных массивах докембрия (1,84-2,94 млрд лет) Австралии [13]. Здесь насчитывается от 0,5 до 30 млн т руды с содержанием МПГ – 1-6 г/т, Ni – 0,1-0,3%, Cu – 0,2-0,3%, Au – 0,1-0,5 г/т. Могут извлекаться Pt, Pd, Au, Ir, Rh, попутными элементами являются – Cu, Cr, Ni, As, Bi, Te, Rh, Hg, Sb, Sn. Руды приурочены к лежащему боку мощных (> 5 км) расслоенных массивов в 150-500 м выше контакта. Среди платиновых минералов установлены сульфиды, арсениды, теллу-

риды, антимоиды, соединения с ртутью, сплавы платиноидов. Потенциальные ресурсы МПГ рассмотренных месторождений составляют ориентировочно 200-500 т [49]. По экспертным оценкам авторов, добыча МПГ может составить 5-10 т ежегодно (в 1996 г. – около 0,7 т).

В Австралии проводятся исследования также в районе платинового прииска Файфилд (Южный Уэльс). Здесь с 1887 г. добыто 650 кг платины и 325 кг золота из россыпей (Ore Deposits, Beijing, 1994). В настоящее время исследуется источник россыпных металлов – мафит-ультрамафитовый массив и пространственно связанные с ним латериты, которые могут стать предметом самостоятельной добычи.

К золото-платиноидному типу относится месторождение Коронейшен-Хилл (северные территории), расположенное в пределах палеопротерозойского выступа Пайн-Крик и приуроченное к кислым вулканогенным породам [51], выявленным ниже главного несогласия. Последнее разделяет породы фундамента и чехла. Запасы месторождения составляют ~ 31 т золота, 2,5 т платины и 5,3 т палладия при содержаниях соответственно 10,9, 2,5 и 5,3 г/т.

Изучение платинометаллогенического потенциала гипербазитового комплекса Джайлс показало, что он при установленных максимальных содержаниях платины и палладия до 30 мг/т весьма невелик (AGSO Bul., 1996. – № 239).

В Западной Австралии в латеритном реголите (Ora-Branda) в его верхних частях и “железной шляпе” выявлено около 2 г/т МПГ, причем большая часть платины и палладия находится во фракции менее 2 мкм. При этом значительная часть платины и в меньшей степени палладия связана с вторичными оксидами железа (Gray, Shorin, Butt, 1996).

R.Pratt (1984) полагает, что существует возможность освоения месторождения Камбалда (Западная Австралия) с ресурсами до 1 тыс. т МПГ. При этом он учитывал, что добыча никеля ограничена существующими мощностями перерабатывающего предприятия, но тем не менее названные ресурсы дают основание говорить о ежегодном попутном получении 5-10 т МПГ. В настоящее время платиноиды получают здесь попутно, но в небольших количествах.

### Другие страны

В Зимбабве компания Delta Gold планирует вложить часть своих активов в компанию Limpitlats. Последняя намечает строительство предприятия по добыче МПГ в южной части комплекса Хартли с проектной мощностью 3 млн т руды, 6,22 т платины и 4,35 т палладия (Mining J., 1998. – Vol. 330. – № 8482). По экспертным оценкам авторов, при соответствующем увеличении капиталовложений (более предполагаемых 250 млн дол.) названные цифры могут возрасти в 1,2-1,3 раза. Здесь же компания Zimanco Consolidated Enterprises приступила к освоению месторождения Мимоза [3] с начальной производительностью 300 кг МПГ в год (Mining J., 1998. – Vol. 330. – № 8468) и ожидаемым расширением добычи до 3 т/год (Mining J., 2000. – Vol. 334. – № 8564). Общие же запасы и ресурсы Великой Дайки Зимбабве оцениваются в 3250 т платины, 2340 т палладия и 130 т родия.

В Индии открыто крупное платиносодержащее (до 20 г/т) месторождение в латеритных кобальтово-никелевых корах выветривания [2]. Предварительно оцененные ресурсы платины на площади 450 км<sup>2</sup> (шестая часть общей площади коры выветривания) превышают 30 тыс. т. Этот объект нуждается в постановке крупных финансово-геологоразведочных работ.

В Бразилии компании Altoro Gold Corp. и Rockwell Ventures Inc. продолжают геологоразведочные работы на месторождении Педра-Бранка (Mining J., 2000. – Vol. 334. – № 8580; Engineering and Mining J., 2000. – Vol. 201. – № 5). Первая из названных компаний также начала поисково-разведочные работы на МПГ на участке Ринкол-дель-Тигре в восточной части Боливии. Здесь развиты породы одноименного расслоенного интрузива площадью около 730 км<sup>2</sup> и мощностью 4,5 км.

Палладиевые охры (PdO в гематите) издавна известны в штате Минас-Жерайс в Бразилии (Jedwab, Cassedanne, 1998).

В расслоенном комплексе Фритаун в Сьерра-Леоне максимальные концентрации платиноидов тяготеют к ультрамафитовым пегматитам с соотношением Pt:Pd = 5,5:1 и Pt:Au = 3,3:1 при наибольшем содержании платины до 20 г/т (Mining J., 1998. – Vol. 330. – № 8478).

Весьма перспективным в отношении платиноносности представляется комплекс Лонгвуд –

расслоенные габбро, диориты, трондьемиты и гранитоиды (Miner. and Petrol., 1990. – Vol. 42. – № 1-4). Из россыпей здесь добыто 46,5 кг МПГ. Содержание платины в породах плотика достигает 3 г/т, а палладия – 3,3 г/т. Минерализованные троктолиты и оливковые габбро сходны с анортозит-троктолит-оливиновыми породами Стиллуотерского комплекса. Площадь платиноносных горизонтов – 60 и 27 км<sup>2</sup>. Однако в настоящее время геологоразведочные работы, проводимые компанией Azex Resources, из-за отсутствия достаточного финансирования приостановлены. Но они ведутся на проявлении Anglem с аналогичной геологической обстановкой.

В габбровом комплексе Стурмиютплуттен норвежских каледонид установлено магматическое сульфидное оруденение (Mining and Met., 1995. – Vol. 104. – May-Aug.), содержащее до 2 г/т МПГ, до 3% меди и 0,3% никеля.

В Финляндии на участке компании Outokumpu Оу бурение на интрузивных комплексах Пеникат и Портимо выполняет компания Gold Fields Ltd (ЮАР). Ранее здесь была выявлена зона платинометалльного оруденения мощностью более 1 м [9].

Названные компании оценили ресурсы Arctic Platinum в 92,2 т. Отработка оруденелой зоны в принципе возможна открытым способом.

В Испании геологические запасы платиноидно-медно-никелевого месторождения Агуабланка оценены компаниями Presag и Atlantic Copper в 26,25 т платины, палладия и золота, 245 тыс. т никеля, 210 тыс. т меди и 7 тыс. т кобальта (Engineering and Mining J., 2000. – Vol. 201. – № 5). По экспертному мнению авторов, приведенные материалы заслуживают внимания, но не позволяют в настоящее время считать это месторождение первоочередным объектом. На Филиппинах медно-порфировое месторождение Санто-Томас II (о. Лусон) характеризуется повышенным содержанием золота (среднее – 1,8 г/т), палладия (0,16 г/т) и платины (0,039 г/т). Благороднометалльная минерализация представлена меренскиитом, котульскиитом, мончеитом, самородным золотом, электрумом, гесситом и петцитом (Таркиан, 1994).

В четвертичных золотых россыпях пяти плейстоценовых террас бассейна Верхнего Чиндуина (Северная Бирма) установлены зерна Pt-Fe-

и Os-Ir-Ru-сплавов, а также брэггита, платарсита, холлингвортита, боуэнита, кейтконнита, куприридсита, маланита, стибнопалладинита, геверсита, кашинита и других платиновых минералов; текстурные взаимоотношения минералов указывают на их магматическое происхождение [48]. Источник россыпей пока не найден.

Достаточно широко развиты платиноносные перидотит-троктолит-анортозит-габброноритовые массивы в Монголии [13]. Они образуют протяженные линейные поля и, вероятно, связаны с фракционированием высокоглиноземистых, высокомагнезиальных базальтовых расплавов. По А.Э.Изоху и др. (1994), при насыщении последних серой на ранних стадиях кристаллизации формируются ликвационные медно-никелевые руды с незначительными количествами платиноидов, а при позднем насыщении – малосульфидное платиновое оруденение. Ярким представителем первого типа является Орцоголинский массив Хангайского нагорья Центральной Монголии. Медно-никелевое оруденение (Cu ~ 2,5%, Ni – 0,8%) тяготеет к плагиодунитам, в них отмечается 0,17 г/т палладия и 0,15 г/т платины. Из платиновых минералов выявлен сперрилит. Малосульфидное платинометаллическое оруденение (до 2,0 г/т МПГ) установлено в Номгонском массиве среди лейкогаббро, троктолитов и анортозитов, где оно образует маломощные горизонты – “риффы”, обогащенные халькопиритом и борнитом. Платиновые минералы представлены As- и Sb-мертиитом-II, стибнопалладинитом, маякитом, изомертиитом, теллуридами, меренскиитом, мелонитом, майченеритом и сперрилитом (до 12% Rh).

В последние годы достаточно детально изучено распределение платины, палладия и золота в медных месторождениях Болгарии [46], представленных преимущественно порфировым, массивно-сульфидным и жильным типами, подразделяющимися по составу на несколько подтипов, а также скарновым и стратиформным типами. В месторождениях всех типов содержания золота выше, чем платины и палладия. При этом медно-порфировые объекты несколько обогащены платиновыми металлами. Так, запасы медно-порфирового месторождения Elatsite [40] оценены в 55 т золота (содержание – 0,3 г/т) и 4,6 т палладия (0,025 г/т). Наиболее высокие содержания палладия достигают 1,9 г/т, а пла-

тины – 0,31 г/т. В магнетит-борнит-халькопиритовых рудах этого объекта установлены меренскиит, палладоарсенид, палладиевый раммельсбергит, меренскиит-мончеитовый твердый раствор. Руды названного объекта отличаются также повышенными количествами молибдена (0,0046%), рения (375 г/т) и серебра (0,68-1,9 г/т). Содержания платины и палладия в месторождениях массивно-сульфидного и жильного типов снижаются, а золота – возрастают относительно других типов. На распределение названных металлов изменения Eh и pH флюидов оказывали более существенное влияние, чем их температура и соленость.

Исследованы весьма перспективные золото- и платиноносные россыпи региона Луберо (Киву, Заир), обнаружен даже новый минерал – лубероит Pt<sub>5</sub>Sb<sub>4</sub> (Jedwab et al., 1992). Минерал тесно связан с платиной и, вероятно, они имеют один первичный источник, скорее всего – массив градиоритов, который необходимо оконтурить.

Автор статьи считает, что в целом платинометаллогенический потенциал месторождений важнейших промышленных типов Австралии, Китая, Бразилии, Боливии, Испании, Филиппин, Финляндии, Норвегии, Колумбии, Эфиопии, Болгарии, Индонезии, Югославии, Папуа-Новой Гвинеи, Новой Зеландии, Заира не превышает 1-2 тыс. т.

Не исключено, что в будущем в связи с возможностью попутного извлечения платиновых металлов будут представлять интерес железомарганцевые конкреции, глубоководные полиметаллические сульфидные руды и железомарганцевые корки. По данным С.И.Андреева и Л.И.Аникеевой, в комплексных железомарганцевых рудах концентрация платины достигает 4,5 г/т (обычно – 0,1-1 г/т), родия – 0,01-0,1 г/т, причем максимальные содержания ассоциируют с их вернадитовыми разностями. Учитывая, что общие прогнозные ресурсы упомянутых руд оцениваются в 110-120 млрд т [48], их платинометаллогенический потенциал может превышать 20-40 тыс. т.

В гидротермальной минерализации хр. Хуан-де-Фука установлено 0,0095-5,043 г/т золота, до 0,002 г/т палладия [45]. Большая часть проб с высокими содержаниями золота отобрана из подводной горы Акекал. По данным Крокета [45], в Срединно-Атлантическом рифте количе-

Прогнозные ресурсы МПГ месторождений различных рудных формаций на 1989-1996 гг. [13, 23, 24]

Рудная формация	Тип месторождения	Месторождение	Ресурсы, тыс. т/%
Малосульфидная плати- нометаллическая	Стиллиуотерский Рифа Меренского	Стиллиуотер	1,06/1,39
		Лак-дез-Иль, Маратон	0,10/0,13
		Бушвельд	16,96/22,32
		Великая Дайка	7,89/10,38
<i>Итого</i>			26,01/34,22
Сульфидная платиноидно-медно- никелевая	Норильско-талнахский Садберийский Плэтрифский Австралийский	Норильск-Талнах	6,20/8,16
		Садбери	0,22/0,30
		Бушвельд	11,38/14,97
		Камбалда	0,01/0,01
<i>Итого</i>			17,81/23,44
Платиносодержащая хромитовая	Бушвельдский	Бушвельд (UG-2)	32,05/42,17
Платиносодержащая медно-порфириновая	Бингхемский	Бингхем и др.	0,03/0,04
Платиносодержащая россыпная		США, Колумбия и др.	0,10/0,13
<b>Всего</b>			76,00/100,00

ство золота в сульфидах гидротермальных бугров и близлежащих осадков превышает 1 г/т, а палладия составляет 0,0026-0,136 г/т, иридия – 0,0005-0,00077 г/т. Таким образом, отношение золота к иридию в сульфидах обоих рифтов колеблется от 1700 до 41 000. По данным А.С.Егорова, Г.И.Бекова и В.Н.Радаева (1988) в сульфидных рудах и баритах содержится 0,05-0,1 г/т золота, 0,07-0,12 г/т платины и 0,0007-0,002 г/т родия. При этом концентрация тех же металлов в поверхностных водах составляет 0,5-5; 0,5-1 и 0,01-0,5 мг/л, а в иловых водах она повышается до 4,5 мг/л платины и 3,5-5,8 мг/л золота.

В то же время существует точка зрения, что платиновая минерализация, установленная в кобальтоносных корках и конкрециях на дне Тихого океана, имеет космическое происхождение [50]. Этот вывод сделан на основании нахождения пяти предположительно космических железо-никелевых шариков с осмиево-иридиево-платиновым ядром в углублениях поверхности базальной части железомарганцевых корок района Туамоту (Французская Полинезия).

По данным Геологической службы США, мировые ресурсы МПГ на начало 2000 г. оцени-

ваются в 100 тыс. т. Более ранние оценки для конкретных месторождений и рудных формаций составляют 76 тыс. т (табл. 2).

### Россия

В России – второй платиновой державе мира [3, 4, 9, 10, 13, 14, 23, 24], в последние годы преимущественно в результате исследований по программе “Платина России” [10, 13, 14, 29-33] минерально-сырьевой потенциал МПГ (ресурсы  $P_3$ ) вырос ориентировочно на 12 тыс. т (табл. 3). Минерально-сырьевая база платиновых металлов России состоит в настоящее время только из запасов платиноидов ( $Pd \gg Pt$ ) крупнейших сульфидных платиноидно-медно-никелевых Норильского, Талнахского и Октябрьского месторождений и в значительно меньшей степени Печенгского рудного узла, россыпей Алдана, Корякии, Якутии и Урала. В общем объеме запасов палладий резко преобладает над платиной. Запасы сосредоточены преимущественно в одном регионе – Арктическом [10, 13, 14]. Минерально-сырьевая база МПГ норильских месторождений при постоянном

Таблица 3

Развитие минерально-сырьевого потенциала МПГ России за 1992-2002 гг. [29-33]

1992 г. Месторождения	2002 г. Месторождения (открытые и предварительно оцененные)
<p><b>Платиносодержащие медно-никелевые</b> Норильские Воронежские Йоко-Довыренское Печенгское Мончегорское <b>Россыпные</b> Уральские Кондер Инагли Чад Корякские Вилуйские Норильские <b>Платиносодержащие титаномагнетитовые</b> Качканарское Гусевогорское Волковское Чинейское <b>Техногенные</b> Уральские</p>	<p><b>Платиносодержащие медно-никелевые</b> Те же (включая Черногорское и Норильск-2) Кингашское <b>Техногенные</b> Норильское Талнахское <b>Малосульфидные платинометалльные</b> Федорово-Панское Норильское Талнахское Имангдинское Йоко-Довыренское <b>Полиметалльные и МПГ-Au-углеродистого типа</b> Тимское Суходожское Онежские Олимпиадинское <b>Платиносодержащие хромитовые</b> Бураковское Рай-Из, Сьум-Кеу Сопчеозерское Имандровское <b>Платиносодержащие ванадий-титаномагнетитовые</b> Пудожгорское Койкарско-Святнаволоцкое <b>Платиносодержащие нефелиновые</b> Кия-Шалтырское Горячегорское Крестовское <b>Платиносодержащие апатит-магнетитовые</b> Ковдорское <b>Платиносодержащие медно-рудные</b> Игарское Удоканское <b>Платиноносные коры выветривания</b> Уфалейское Сахарихинское Елизаветинское <b>Платиносодержащие колчеданно-полиметаллические</b> Гайское</p>

уменьшении в товарной массе доли богатых руд (и ухудшении их качества – снижении средних содержаний МПГ в общей извлекаемой из недр рудной массе) в совокупности с падением добычи платины из россыпей ни в коей мере не сможет обеспечить (естественно, без крупных заимствований из государственных стратегических резервов) объемы экспорта на уровне 1997-2000 гг. (180 т, по экспертным оценкам). Это, безусловно, требует развития, качественного обновления, *в первую очередь повышения доли платины в запасах*, минерально-сырьевой базы страны путем разведки и постановки на баланс открытых и изученных в рамках программы “Платина России”, а также ряда других объектов [11].

Материалы различных авторов [6-8, 10, 11, 13, 14, 17, 25, 27-35, 37, 38] убедительно свидетельствуют о необходимости и реальной возможности развития, воспроизводства, комплексного освоения и сохранения в XXI в. минерально-сырьевой базы платиновых металлов России. Руководители программы “Платина России” неоднократно указывали, что для этого необходимо расширение Норильской, Корякско-Камчатской и Алданской, возрождение Уральской и создание Карело-Кольской, Курско-Воронежской и Южно-Сибирской сырьевых баз платинодобычи [10, 13, 14, 29-33]. Это может быть достигнуто путем освоения или подготовки к освоению ряда рассмотренных в монографиях [10, 14] платиноидных объектов. С позиций наиболее оптимального выбора направлений геологоразведочных работ и научных исследований весьма существенное значение имеет расположение большинства открытых и изученных по “Программе” месторождений (в том числе и потенциальных) в регионах с развитой инфраструктурой, а также то, что для многих из них разработаны технологии извлечения платиновых металлов.

Таким образом, Россия входит в XXI в. с обрабатываемыми сульфидными платиноидно-медно-никелевыми рудами среднего качества норильских и печенгских месторождений, россыпями Корякии, Алдана и Урала, а также со значительным числом разноперспективных платиноносных объектов. Среди последних выделяются собственно платинометалльные и платиносодержащие месторождения. Первые –

объекты самостоятельной добычи платиновых металлов. Из вторых добыча платиновых металлов может вестись только попутно.

Полученные впервые данные о закономерностях локализации и внутреннего строения аномальных геохимических полей и потоков платиноидных месторождений, региональной и локальной геохимической зональности должны быть использованы при прогнозировании и поисках соответствующего типа оруденения. Это уже позволило с высокой степенью достоверности включить в разработанные трехэтапные технологии прогнозирования, поисков и оценки рассмотренных объектов методы прикладной геохимии [10, 14]. Высокие разрешающие способности придают им максимальное прогнозно-поисковое значение при открытии новых платиноносных районов, узлов, а также залежей в Норильском, Талнахском, Федорово-Панском, Имангдинском, Сухоложском, Олимпиадинском, Пудожгорском, Бураковском и других рудных полях.

Широкое использование при прогнозировании, поисках и оценке платиноидных месторождений, зон и участков известных объектов недорогих наукоемких с высокой разрешающей способностью методов и приемов прикладной геохимии, может и должно уже в первом десятилетии XXI в. привести к существенному расширению минерально-сырьевой базы страны.

Расширение Норильской базы платинодобычи возможно за счет прироста запасов богатых сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд на флангах и глубоких горизонтах Талнахского и Норильского рудных полей, прогнозирования и поисков аналогичных объектов на рекомендованных в работах [10, 11] площадях, а также вовлечения в отработку малосульфидных платиноносных рудных тел, переработки техногенных месторождений и повышения извлечения МПГ из руд. В промышленных рудных полях вероятен прирост запасов богатых руд в отдельных блоках на 5-10%. Необходимо предусмотреть отработку верхнего платиноносного горизонта на действующем карьере “Медвежий ручей” и предлагаемом нами карьере “Талнах”.

С учетом целого ряда факторов нами впервые предложен вариант стратегии развития, комплексного освоения, восстановления и сохранения минерально-сырьевой базы платино-

вых металлов на 2000-2025 гг. и последующие годы (табл. 4). Его реализация может привести к существенному росту добычи платиновых металлов, восстановлению и сохранению минерально-сырьевой базы МПГ в России с тем, чтобы при полном удовлетворении потребностей внутреннего рынка сохранить роль крупнейшей в мире платиновой державы и обеспечить совместно с ЮАР, США, Канадой и некоторыми другими странами соответствие мировых объемов потребления и производства платиноидов.

Важнейшими проблемами, от которых зависит реализация намеченной стратегии, являются:

создание совершенных методов анализа руд нетрадиционных типов и вмещающих их пород;

разработка высоконаучекомых технологий прогнозирования, поисков, оценки платиноидных месторождений и извлечения из них платиновых металлов;

достаточные объемы инвестиций в платинодобывающую отрасль;

своевременное принятие оптимальных управленческих решений.

Для прогнозирования и поисков глубокозалегающих (до 3 км) богатых руд на ограниченных площадях необходимо выполнить по новой разработанной трехэтапной технологии [10, 14, 29, 33] комплекс геологоразведочных работ, включающий:

невзрывную сейсморазведку и глубинные МТЗ по профилям через 30, 10 и 5 км – 600 км;

пространственно-совмещенные съемки методом заряда (ПСС-МЗ) масштаба 1:200 000 с измерением магнитной составляющей электромагнитного поля кабеля (МПК) – 200 км<sup>2</sup>;

атмо- и гидро-литоплатиногеохимические съемки по профилям МОГТ – 600 и 1200 проб, сейсмопрофилирование ПМ ВСП – 300 км;

тотальную сейсморазведку и специализированные магнитотеллурические зондирования в поисковом варианте – 100 км<sup>2</sup>;

структурно-поисковое бурение (90 тыс. м) с геолого-геохимико-геофизическими и минералогическими исследованиями скважин.

Предварительная оценка прогнозных ресурсов МПГ высоких категорий в малосульфидных платинометаллических рудах юго-восточной части Талнахского рудного поля потребует проведения специализированной платиногеохими-

ческой съемки масштаба 1:5 000 по серии мелкоглубинных (до 100 м) скважин на площади 30 км<sup>2</sup>. Необходимо также провести разведку Норильского техногенного платинометаллического месторождения путем бурения скважин глубиной до 50 м по сети 100 × 50 м, рекогносцировочные геологоразведочные работы на месторождениях Норильск-1, Норильск-2, Черногорском и Имангдинском месторождениях с целью новой оценки вкрапленных платинометаллических руд и шлихо-минералого-геохимические поиски россыпей платины в пределах Талнахского, Норильского и Имангдинского рудных узлов на площади 300 км<sup>2</sup>. На проведение всего комплекса предлагаемых работ потребуется 5-7 лет. При успешной реализации намеченного комплекса работ можно рассчитывать на прирост запасов МПГ в 10-15%, что в сегодняшних мировых ценах составляет около 10 млрд дол.

Расширение Алданской минерально-сырьевой базы платинодобычи предполагается путем прироста запасов россыпной платины на 10-20 т при доизучении Кондеро-Чадской площади [29] и платино-золотых россыпей, а также исследования и оценки ресурсов МПГ платиноносных мафит-ультрамафитовых массивов Алдано-Становой провинции [29-33].

Для возрождения Уральской базы платинодобычи необходимо выполнить [7-8, 10, 13, 14, 17, 25, 27, 29-33, 37]:

*переоценку расслоенных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов на хромититы с МПГ и попутным золотом;*

*промышленную оценку платиноносности крупных хромитоносных ультрамафитовых массивов Рай-Изского, Войкаро-Сыйнинского, Сарановского и др.;*

*подсчет запасов МПГ техногенных россыпей и россыпных лежалых отвалов прошлых лет переработки уральских россыпных объектов с пылевидным металлом;*

*поиски и оценку платиновых россыпей в Пермской области и на Полярном Урале;*

детальные минералого-геохимические исследования месторождений платиносодержащих калийных солей с последующей оценкой их промышленной значимости;

оценку перспектив промышленной платиноносности Воронцовского золоторудного и других месторождений.

## Стратегия развития, комплексного освоения, восстановления и сохранения минерально-сырьевой базы платиновых металлов России в XXI в. (вариант)

Этап, годы	Производственные работы	Научные исследования, в том числе и технологические	Разработка технико-эколого-экономических обоснований
Первый, 2000-2005	<p>Ускоренная разведка и отработка платиносодержащих хвостотвалов Норильского техногенного месторождения</p> <p>Разведка и отработка Уральских техногенных, Федорово-Панского, Норильского малосульфидных платинометаллических, Мончегорского сульфидно-платиноидно-медно-никелевого и Рай-Изского платиносодержащего хромитового месторождений</p> <p>Коренная переоценка запасов МПГ вкрапленных и "медистых" руд Талнахского узла</p> <p>Опытная отработка Сухоложского платиноидно-золоторудного и Кингашского сульфидного платиноидно-медно-никелевого месторождений</p> <p>Создание металлургических секций по производству феррованадия, феррохрома, титана, МПГ на Тихвинском заводе</p> <p>Попутное извлечение МПГ из алюминийсодержащих руд Кия-Шалтырского месторождения</p>	<p>Разработка методики и создание объемных петролого-металлогенических моделей важнейших платиноносных регионов и крупных месторождений</p> <p>Установление закономерностей распределения МПГ в породах и рудах ряда объектов, в первую очередь Кингашского месторождения</p> <p>Создание теории аномальных геохимических и геофизических полей платиноидных месторождений</p> <p>Усовершенствование технологии извлечения МПГ из сульфидных платиноидно-медно-никелевых и создание технологических схем для углеродистых, хромитовых, ванадий-титаномагнетитовых, нефелиновых, апатит-магнетитовых и прочих типов руд на основе их современной наноминералого-технологической оценки</p>	<p>Строительства карьеров "Талнах", "Имангда", "Норильск-2" для отработки малосульфидных и вкрапленных руд Талнахского и других месторождений</p> <p>Комплексного освоения Пудожгорского, Тимского, Падминского, Сухоложского и других месторождений</p> <p>Широкомасштабной добычи вкрапленных сульфидных платиноидно-медно-никелевых и малосульфидных платинометаллических руд в Норильском районе</p>
Второй, 2006-2010	<p>Попутное получение МПГ из ванадий-титаномагнетитовых руд Пудожгорского и Чинейского, медистых песчаников Игарского и Удоканского, месторождений железных руд Курско-Белгородского района</p> <p>Строительство карьера "Талнах" и эксплуатация его и карьера "Медвежий ручей"</p> <p>Отработка Норильского техногенного месторождения</p> <p>Выход на полную мощность Федорово-Панского и Сухоложского месторождений</p> <p>Опытная промышленная эксплуатация месторождений г. Генеральская и ряда объектов в Южно-Сибирском, Корякско-Камчатском и Центрально-Российском регионах</p> <p>Оценка перспектив промышленной платиноносности золоторудных месторождений Таймыро-Североземельской и других провинций</p> <p>Широкомасштабная добыча вкрапленных сульфидных МПГ-Cu-Ni руд в Норильском районе</p>	<p>Выявление новых нетрадиционных типов платиносодержащих месторождений (железные, алюминиевые, апатит-магнетитовые руды, каменные угли, нефти, калийные соли, бокситы и др.)</p> <p>Разработка совершенных технологий прогнозирования, поисков и ускоренной оценки платиноидных месторождений важнейших промышленных типов</p> <p>Создание государственных стандартных образцов нетрадиционных типов руд МПГ</p> <p>Составление Атласа разномасштабных прогнозно-платинометаллогенических карт крупных регионов, провинций и областей</p>	<p>Создания Карело-Кольской и Курско-Воронежской баз платинодобычи</p> <p>Создания Южно-Сибирской, расширения Карело-Кольской, Курско-Воронежской, Уральской и Норильской минерально-сырьевых баз платинодобычи</p> <p>Комплексного освоения месторождений ряда нетрадиционных типов</p>

<p>Третий, 2011-2025</p>	<p>Оценка запасов МПГ в малосульфидных, полиметалльных и других месторождениях Южной Сибири, Дальнего Востока и Урала Ввод новых мощностей сплошных богатых МПГ руд</p>	<p>Исследование процессов экстракции МПГ из силикатных расплавов Оценка роли первичной магматической расплоенности в концентрировании МПГ</p>	<p>Расширения Корякско-Камчатской и Южно-Сибирской, создания Североземельско-Таймырской и Чукотской минерально-сырьевых баз платинодобычи</p>
<p>Четвертый, после 2025 г.</p>	<p>Опытная промышленная отработка малосульфидных месторождений Южной Сибири, МПГ-Cu-Ni и других Дальнего Востока и Урала Оценка активных запасов МПГ России (выполняется в завершении каждого этапа)</p>	<p>Обоснование системы рационального природопользования в платиноносных регионах</p>	<p>Восстановления и сохранения в долгосрочной перспективе минерально-сырьевой базы платиновых металлов России</p>

*Примечание.* В течении всех этапов продолжатся поиски богатых МПГ-Cu-Ni руд в пределах Талнахского, Норильского и Мончегорского рудных узлов и добыча МПГ из открытых залежей в рентабельных пропорциях.

Карело-Кольская (Северо-Западная) база платинодобычи с *хромом, титаном*, ванадием, золотом, серебром и ураном может быть создана на основе малосульфидных платинометалльных, *платиноидно-хромитовых, платиноидно-титаномагнетитовых* руд Балтийского плутона, уран-благороднометалльно-ванадиевых, платиноидно-золоторудных и стратиформных платиноидно-полиметалльных руд в черносланцевых толщах Прионежья и *благороднометалльносодержащих ванадий-титаномагнетитовых руд в габбро-долеритовых массивах (Пудожгорский и др.) с ориентировочным значительным металлогеническим потенциалом платиновых металлов, хрома, титана, ванадия* и урана, попутным золотом и серебром. Потенциал МПГ может возрасти при установлении платиноносности апатит-нефелиновых и апатит-магнетитовых руд ийолит-карбонатитовых массивов Балтийского щита. Для доизучения и более убедительной оценки ресурсов МПГ и других металлов в массивах Печенга-Имандро-Варзугской и Южно-Карельской ветвей Балтийского плутона необходимо выполнить:

геолого-геохимико-минерагеническое доизучение в масштабе 1:100 000 (~ 6000 км<sup>2</sup>) с детализацией в масштабе 1:25 000 (~ 1800 км<sup>2</sup>) для отдельных интрузий и их частей;

высокоточную аэромагнитную съемку масштаба 1:10 000 – 1800 км<sup>2</sup>;

профильные комплексные геолого-геофизические и геохимические работы, геологическое обследование аномалий – 1200 км;

специализированные электроразведочные (100 км<sup>2</sup>) и магниторазведочные (300 км<sup>2</sup>) работы и платиногеохимические поиски (300 км<sup>2</sup>) масштабов 1:5 000-1:1 000;

профильную сейсморазведку МОГТ (24<sup>x</sup>-48<sup>x</sup>); электроразведку МТЗ-АМТЗ в комплексе с магниторазведкой, гравиразведкой и специализированной геохимией – 750 км;

горные работы – 2000 м<sup>3</sup>;

бурение структурно-поисковых, поисково-картировочных и разведочных скважин – 20-30 тыс. м;

тематические и научные исследования по изучению закономерностей размещения, вещественного состава и технологических свойств

платиноидных руд вышеназванных массивов с завершением разработки технологии оконтуривания платиноносных горизонтов [10, 14, 29-33].

*На онежских и пудожгорских месторождениях следует провести разведку с переоценкой ресурсов и запасов, а также проведением полупромышленных технологических испытаний.*

*Весь намеченный комплекс работ (см. табл. 4) может быть реализован за 5 лет с ожидаемым приростом запасов и обоснованием прогнозных ресурсов категорий  $P_1$  и  $P_2$  в количестве 5-10% от норильских.*

Создание Южно-Сибирской базы платинодобычи возможно в первую очередь за счет попутного извлечения МПГ при отработке Олимпиадинского, Саралинского, Коммунарковского, Советского, Ирокиндинского и других золоторудных месторождений в черносланцевых комплексах, а также Кия-Шалтырского и других алюминиевых объектов. Серьезное развитие она получит при вводе в строй крупнейшего в России платиноидно-золоторудного месторождения Сухой Лог. Необходимы переоценка всех расслоенных массивов на малосульфидное платинометалльное оруденение и доизучение Кингашского и Чинейского месторождений. Особое внимание должно быть уделено аналитико-минералого-технологическим и геолого-экономическим исследованиям.

Наиболее важное значение в создании Центрально-Российской МСБ благородных металлов, помимо известных сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений еланского и мамонского типов, будут иметь широкое развитие комплексные золото-платиноидные руды в черных сланцах и их метасоматитах, а также золото и платиносодержащие железистые кварциты и продукты их передела. В пределах предварительно изученного Курско-Воронежского района предлагается выполнить:

разномасштабное геолого-геофизическое, геолого-минералогическое и геохимическое доизучение Тим-Ястребовской зоны с оконтуриванием горизонтов платиноносных черных сланцев, оценкой их ресурсов по категориям  $P_2$ - $P_3$  и созданием оптимальной технологии проведения таких работ;

поиски и оценку по разработанной технологии прогнозирования платиноносных черно-

сланцевых горизонтов в пределах структур, аналогичных Тим-Ястребовской зоне;

разноплановые научно-технологические исследования по установлению закономерностей размещения, вещественного состава и технологических свойств золото-платиносодержащих руд в железистых кварцитах, черных сланцах и их метасоматитах с завершением обоснования методологии прослеживания и оконтуривания наиболее продуктивных платиноносных горизонтов;

разработку ТЭО освоения золото-платиносодержащих руд КМА.

Для расширения Корякско-Камчатской базы платинодобычи необходимо провести:

доизучение известных платинометалльных россыпных объектов с наращиванием запасов платины;

поиски новых аналогичных месторождений;

*комплексную оценку платиноносности многочисленных мафит-ультрамафитовых массивов, в первую очередь дунит-клинопироксенит-габбровой формации в пределах Олюторской (площадь массивов составляет около 20% от площади зоны, в одном из них – Гальмознанском установлено до 50 г/т МПГ), а также сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений и проявлений Центрально-Камчатской (Шануч, Кувалорог, Квинум и др.) металлогенических зон;*

комплексное использование продуктов деятельности современных вулканов, являющихся уникальным возобновляемым платиносодержащим сырьем (Разин, 1996).

### Страны СНГ

Как неоднократно отмечали авторы и другие исследователи [10-12, 14, 21, 22, 28-32, 36, 39], минерально-сырьевой потенциал стран СНГ чрезвычайно велик (рисунок). Некоторые объекты изучены более или менее детально, большинство же практически не исследовано совсем.

Перспективы открытия крупных платиносодержащих и платинометалльных месторождений установлены в Узбекистане, Казахстане, Киргизии, на Украине; предполагаются в Таджикистане и Армении. Так, Р.Г.Юсуповым и др. [39] для Узбекистана намечены следующие ве-

дущие платиноидно-(продуктивные) рудно-минеральные парагенезисы:

самородно-металльные (мафит-ультрамафитовые комплексы);

интерметаллидные (мафит-ультрамафитовые комплексы и умеренно-кислые гранитоиды калиевой щелочности);

сульфидно-(сульфоарсенидно)-теллуридно-платинометалльные (магматизм гранитоидный орогенного типа);

углеродисто-сульфоарсенидные и самородно-металльные.

Представителем последнего парагенезиса, безусловно, является крупнейшее в мире золоторудное месторождение Мурунтау, из которого получают попутно очень небольшое количество МПГ, реальные же возможности его в отношении добычи платиноидов значительно больше. Так, по данным [20], "Мурунтау и более мелкие месторождения рудного поля (Мюntenбай, Восточный Бесапан, Ташкумыр и др.) формировались на фоне региональной геохимической аномалии, обусловленной обогащением углеродистых алевролитовых пород золотом, мышьяком, вольфрамом, платиноидами". Преобладающие концентрации последних находятся в пределах 2,0-3,0 г/т [16, 30]. Отмечаются и редкие ураганские (до 50 г/т Pt и Pd) содержания в породах, обогащенных высокоуглеродистым веществом. Выделяются две разновозрастные группы руд: субпластовые ранние сульфидно-вкрапленные, содержащие 0,3-3 г/т Au, 0,01-0,08 г/т Pt и 0,01-1%W [21]. В более поздних штокверковых рудах содержится 3-26 г/т Au, 0,5-3 г/т Ir и 0,98 г/т Pd. Максимальные концентрации МПГ установлены в осевой части штокверка [10]; в графитистых тектонитах содержится до 8,7 г/т Pd, 4,22 г/т Os и 13,6 г/т Pt [21]. МПГ присутствуют в качестве примесей, а также сперрилита, иридарсенида, ирарсита [29]. По мнению Н.П.Ермолаева с соавторами [16, 29], наибольшее количество платиноидов связано с серицитом, обогащенным битумами, высшими антраколитами, графитом. Главным концентратом МПГ является переотложенное органическое вещество. Учитывая огромное количество последнего, ресурсы платиновых металлов месторождения Мурунтау могут быть весьма и весьма значительны. Для их выявления необходима достоверная

аналитика, а в последующем – специальная технология извлечения МПГ. Н.П.Ермолаев, Н.А.Созинов и др. по этому поводу делают вывод "о необходимости проектирования новых технологий заводской переработки такого сырья с утилизацией не только тяжелого концентрата, но и гравитационного легкой графит-гидрослюдистой составляющей руд" [15]. Безусловно, именно эта проблема имеет первостепенное значение. Наверное, не будет преувеличением сказать, что разработка технологии извлечения платиновых металлов из платиносодержащих руд в черносланцевых комплексах является одной из важнейших научных проблем первого десятилетия XXI в.

Перспективы платиноносности Казахстана связываются преимущественно с месторождениями подиморфных хромититов Кемпирсай, медно-никелевых руд златогорского и умуртайского комплексов, золоторудными объектами Западной Калбы и медистыми песчаниками Джезказгана [1, 11, 12, 26, 30].

В хромитовых рудах Южно-Кемпирсайского района Кемпирсайского дунит-гарцбургитового массива суммарное содержание МПГ доходит до 0,8 г/т (в том числе Os – 0,1-0,15, Ru – 0,08-0,3, Ir – 0,05-0,25, Rh – 0,01-0,05, Pt – 0,01-0,09, Pd – 0,001-0,01 г/т). В богатых хромовых рудах количество платиноидов составляет 0,7-2,0 г/т. Они, по данным В.В.Дистлера и др. (1989), представлены твердыми растворами Os-Ir-Ru, Ir-Os-Fe-Ni (самородные иридий и осмий), Ru-Os-Ir (лаурит, эрлихманит), Ru-As (рутенарсенид и RuAs<sub>2</sub>), Ir-Ru-As,S (ирарсит, руарсит и др.), Ni-As (платиносодержащие орселит и маухерит). Устанавливаются также ксингцхонгит и кашинит (Волченко, Коротеев, 1998). По мнению авторов, рассматриваемые месторождения являются крупными платиносодержащими объектами. При средних содержаниях МПГ 0,4-0,6 г/т количество платиноидов в контурах разведанных запасов составит около 250 т (Абдрахманов, Петров, 1998). Во флотационном концентрате – сульфидно-хромшпинелидовом продукте содержится до 10 г/т МПГ (преобладают осмий, иридий и рутений) с извлечением 10-12%. Авторы считают, что уже сейчас с учетом весьма значительных (более 1 млн т товарных хромовых руд) объемов добычи на Донском комбинате технологические

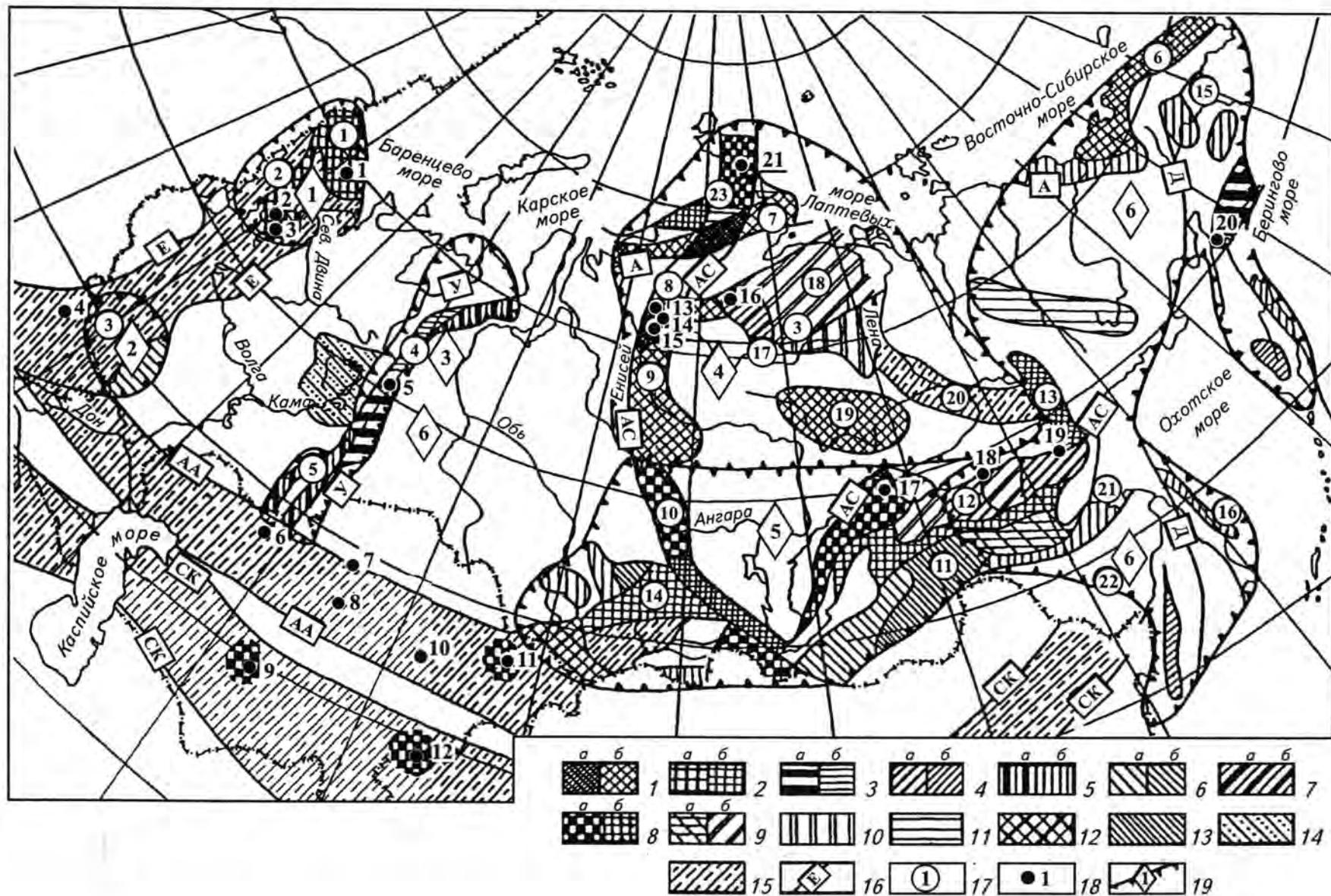


Схема прогнозно-платинометаллогенического районирования территории СНГ

1-15 – рудно-формационные типы платиноносных провинций и областей (а – установленные, б – предполагаемые): 1 – норильско-талнахский, верхнеталнахский, неконгдоконский, норильские россыпной и техногенный, талнахский техногенный, наталинский (на Чуколке); 2 – федорово-панский, бураковский, пудожгорский, печенгорский, мончегорский и др.; 3 – уральские россыпной и техногенный, корякский россыпной и россыпной, 4 – алданские коренной и россыпной; 5 – кемпирсайско-рай-изский, 6 – еланский, мамонский; 7 – маймеча-котуйский и ковдорский, гулинский россыпной; 8 – сухоложский, мурунтауский, западно-калбинский; 9 – россыпной, связанной с древними толщами; 10 – южно-китайский (куонамский); 11 – таймырский; 12, 13 – кугу-тегерекский, рудно-алтайский, сорские коренной и техногенный; 14 – верхнекамский; 15 – смешанные (тимская, онежская, южно-китайский, стилуотерский и др.); 16 – платиноносные пояса: Е – Восточно-Европейский, У – Уральский (отрезок Урало-Бушевельдского планетарного пояса), АС – Алдано-Гренландского), Д – Дальневосточный (Тихоокеанский), А – Арктический, АА – Амуро-Алтайский, СК – Среднеазиатско-Китайский; 17 – платиноносные провинции: 1 – Кольская, 2 – Карельская, 3 – Воронежская, 4, 5 – Восточно- (4) – Западно (5) – Уральские, 6 – Чукоотско-Анойская, 7 – Таймырская, 8 – Таймыро-Норильская, 9 – Курейско-Тунгусская, 10 – Енисейского края, 11 – Байкальская, 12 – Алдано-Становая, 13 – Сетте-Дабанская, 14 – Алтае-Саянская, 15 – Корякско-Камчатская, 16 – Сахалинская, 17 – Маймеча-Котуйская, 18 – Енисейско-Оленекская, 19 – Вилюйская, 20 – Куонамская, 21 – Монголо-Охотская, 22 – Амуро-Приморская, 23 – Таймыро-Североземельская; 18 – платиноидные месторождения: 1 – Федорово-Панское, 2 – Падминское, 3 – Бураковское, 4 – Среднеднепровское, 5 – Денежкин Камень, 6 – Кемпирсай, 7 – Джаркаингач, 8 – Жезказган, 9 – Мурунтау, 10 – Боцакуль, 11 – Западно Калбы, 12 – Кумтор, 13 – Талнахское, 14 – Верхнеталнахское, 15 – Норильское техногенное, 16 – Гулинское, 17 – Сухой Лог, 18 – Инагли, 19 – Кондер, 20 – Левтыриновская, 21 – Гольшевецкое; 19 – платиноносные регионы, рассматриваемые в монографии: 1 – Карельский, 2 – Курско-Воронежский, 3 – Уральский, 4 – Северо-Сибирский, 5 – Южно-Сибирский, 6 – Дальневосточный

исследования необходимо продолжить с ежегодным получением 300-400 кг платиновых металлов. Успешная разработка технологии позволит значительно (в 5-6 раз) увеличить количество добываемых платиноидов.

В дунитах и серпентинизированных дунитах Златогорского массива Н.П.Михайловым [26] установлено 6,1 г/т платины и палладия.

В черносланцевых каменноугольных комплексах Западной Калбы в западной части Зайсанской складчатой области расположены крупные платиносодержащие золоторудные месторождения: Акжальское, Боко-Васильевское, Бакырчихское, Костобе-Эспинское и др. [21]. Платиновые металлы располагаются зонально по отношению к Чарскому поясу. Во вкрапленных золото-платиноидно-пирит-арсенипиритовых рудах содержится, по данным А.Ф.Коробейникова [21], до 3,4 г/т осмия и 47,6 г/т платины, а в лиственизированных породах наиболее удаленного от пояса Костобэ-Эспинского блока установлено до 6 г/т палладия. Гравиконцентрат содержит 8,0 г/т Pt, 0,43 г/т Pd и 0,002 г/т Os, а флотоконцентрат – 7,4 г/т Pt, 0,02 г/т Pd и 7,912 г/т Os. Рассмотренные месторождения четко отражаются геохимическими полями элементов-индикаторов (Au, Pt, Pd, Cu, Pb, Zn, Bi, Te, Ag, Sb и др.) и элементов-спутников (Ti, Cr, V, Mo, W и др.). Протяженность некоторых полей достигает 8 км, ширина – 1200 м. От внутренней зоны Чарского офиолитового пояса к внешней геохимические поля (АГП) сверхинтенсивного ( $K_H = 2000-2900$ ) сменяются АГП интенсивного ( $K_H = 860-230$ ) и слабого ( $K_H = 2$ ) концентрирования МПГ в золото-пирит-арсенипиритовых ассоциациях, площадных метасоматитах и черносланцевых толщах.

Прогнозируемые уровни объемов добычи из рассмотренных руд при наличии соответствующей технологии – десятки тонн.

В Кыргызстане платиносодержащее оруденение связано со скарнами кугу-тегерекского типа (Тимофеева, 1968), жилами кичик-каиндинского типа и золоторудными объектами в черных сланцах предположительно сухоложского типа. К последним относится уникальное месторождение Кумтор [10]. В его сульфидных вкрапленных золото-вольфрамовых рудах содержится от 0,6 до 2,0 г/т платины и 0,9-5,3 г/т палладия. В субпластовых рудах платиновые

металлы сосредоточены главным образом в высокоуглеродистом субстрате, а в секущих рудных телах – в основном в позднем пирите. В нем, кроме рассеянной формы, устанавливается примесь платины и палладия в дисперсных включениях теллуридов золота, серебра и никеля, а также в самородном золоте. Последнее содержит до 0,8% платины, до 0,4% палладия; мутманнит (Ag,Au)Te – до 1% платины и 1% палладия, а мелонит – до 2,5% платины. Преобладающая (до 70%) часть золота и палладия входит в графит-серицитовую фракцию. Рассчитанный баланс палладия для месторождения Кумтор [32] практически полностью определяет принципы создания новой технологии извлечения МПГ из платиноидно-золотых руд в черносланцевых комплексах.

В Таджикистане перспективы платиноносности связаны с золоторудными месторождениями в черных сланцах, а также с Гишунским медно-никелевым проявлением (северо-западный Памир). Последнее приурочено к одноименному двухфазному массиву (Лаврусевич и др., 1986). Первая фаза образована габбро, габбро-анортозитами и анортозитами, вторая – серпентинитами, плагиоклазсодержащими и габбро-перидотитами. Породы первой фазы составляют около 95% пород массива. Рудоносные гипербазиты содержат 0,5-3% Ni, 0,2-1,3% Cu, менее 0,01-0,07% Co, 0,05-5 г/т МПГ. Основные перспективы выявления промышленных сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд связаны с опосредованным глубоким (до 600 м и более) горизонтом в прикорневой части интрузива с целью выявления залежей рудных (около 40% сульфидов) гипербазитов размером не менее 4 × 0,2 × 0,2 км. Открытие таких тел в пределах полосы от руч.Хукас до Северного Гишуна на глубинах 600 м и более вполне вероятно. Необходимость проведения крупномасштабных поисковых работ на этом участке сомнений не вызывает. Рудные гипербазиты этого проявления по составу (39,40% SiO<sub>2</sub>; 25,51 MgO; 4,80 CaO; 0,09 K<sub>2</sub>O; 0,40 Na<sub>2</sub>O и 15% суммарного железа) могут быть сопоставлены с плагиоклазсодержащими оливинитами или меланотроктолитами массивов норильско-талнахского типа.

Наиболее системно к настоящему времени изучены перспективы платиноносности Украин-

ны [17, 22, 40], в пределах которой первые находки платины на Украинском щите (УЩ) и в Днепровско-Донецкой впадине (ДДВ) были сделаны в 1951 г. в гипербазитах (0,1-0,2 г/т) и в 1954 г. в циркон-ильменитовых россыпях. Сейчас платинопроявления известны в мафит-ультрамафитовых комплексах, россыпях, а также в метаморфитах, метасоматитах, гидротермалитах, гипергенных и прочих образованиях. Наибольший интерес, по мнению авторов, представляют платиноносные железисто-кремнистые формации Украинского щита: "...железные руды, железистые кварциты и сопряженные с ними сланцы и другие породы, *отрабатываемые в больших количествах в Кривбассе и Приднепровье*" [22]. В пределах последнего железорудные образования зеленокаменных структур (Белозерский рудный район) содержат до 14 г/т МПГ (Pd > Pt) и до 1 г/т золота. Преобладают содержания 0,1-0,23 г/т. Повышенные содержания платиноидов ассоциируют с пиритом, пирротинном, марказитом, халькопиритом, арсенопиритом. Такие же количества МПГ (до 3 г/т) устанавливаются и в железистых кварцитах Криворожья, особенно в богатых рудах ингулецкого типа. Особый интерес представляют древние коры выветривания мафит-ультрамафитов криворожской серии (до 0,5 г/т МПГ) – терригенно-карбонатные и железистые образования саксаганской и гданцевской свит протяженностью до 70 км. В тальковых, тремолитовых и других сланцах по гипербазитам содержится до 0,4 г/т МПГ при наличии самостоятельных минеральных форм – платины, поликсена, палладия, невянскита, иридомина и др. Получение МПГ и попутных золота и серебра при добыче и переработке железных руд и сопряженных с ними пород абсолютно вероятно. *Необходимо подчеркнуть, что огромные объемы хвостов передела железных руд Кривбасса в отношении платиноносности абсолютно не изучены.*

Безусловного внимания заслуживают широко развитые ильменитовые россыпи, титаномагнетитовые руды Коростеньского и Корсунь-Новомиргородского плутонов, черносланцевые, фосфоритоносные и красноцветные эвапоритовые толщи. Ведь запасы титана в ильменитовых россыпях составляют около 6 млн т, годовое производство концентратов –

около 400 тыс. т [24], а находки платины известны с 1954 г.

Повышенные концентрации платины (до 4,9 г/т) и других платиноидов выявлены в Прутовском, Железняковском и Каменском массивах УЩ, они обычно возрастают в малосульфидных зонах. Как указывается в работе [22], "по набору рудных формаций интрузивные образования перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации Северо-Западного района УЩ коррелируются с платиноносным Федорово-Панским массивом... и характеризуются следующим набором рудных фаций: сульфидная Cu-Ni → титаномagnetитовая и ильменитовая → малосульфидная платинометаллическая". Здесь установлены хараелакит, масловит и инсизвант, причем иногда масловит образует наноминеральные (< 1 мкм) зерна в хедлейите. В пегматоидах отмечаются также тетраферроплатина и высокопробное самородное золото. Иногда в массивах прослеживаются маломощные (до десятков сантиметров) прерывистые малосульфидные "риффы". С Прутовским массивом связаны одноименное сульфидное платиноидно-медно-никелевое и Верхнепрутовское малосульфидное платинометаллическое рудопроявления. Содержание МПГ достигает 5 г/т.

В Среднеприднепровском мегаблоке известна серия дунит-пироксенит-гарцбургитовых массивов (Александровский, Софиевский и др.), характеризующихся высокими и повышенными содержаниями осмия (до 4 г/т), иридия (до 0,8 г/т), рутения (до 1 г/т) и родия (до 0,25 г/т).

Определенный интерес представляют и платиносодержащие россыпи УЩ и ДДВ, в которых количество МПГ достигает 0,3 г/т. Кулиш и др. [22] в пределах Украины выделяют платиноносные провинции: Украинского щита, Донбасса, Днепровско-Донецкой впадины и Карпат.

Авторские материалы и литературные источники [1, 15, 22, 26, 40] дают определенное основание предполагать, что потенциальные ресурсы платиноидов стран СНГ сопоставимы с запасами и ресурсами Бушвельдского массива и других платиновых месторождений мира (см. табл. 1, 2), причем заключены они преимущественно в крупных и уникальных объектах. К подобным, включая прогнозируемые, относятся месторождения сульфидной платиноид-

ной медно-никелевой, малосульфидной платинометаллической, платиносодержащих хромитовой, титаномagnetитовой, черносланцевых полиметаллической и золоторудной, техногенной, россыпной и других формаций (табл. 5).

Для целенаправленного решения проблем развития минерально-сырьевой базы МПГ стран СНГ и внедрения намеченных приоритетов геологических работ предлагается разработать и реализовать под эгидой Межгосударственного экономического комитета первую целевую комплексную научно-производственную программу "Платина СНГ" с акцентированием внимания на изучение и ускоренное освоение платиноидных объектов нетрадиционных типов. Главные составляющие (блоки) программы: создание научных основ прогноза; составление специализированных методических пособий и рекомендаций для проведения научно-исследовательских, геологоразведочных и эксплуатационных работ; техническое и аппаратурно-аналитическое обеспечение; региональная и локальная оценка ресурсов и запасов; технологи-минерагеническое картирование рудных районов, полей и месторождений; создание основ современной малоотходной технологии переработки руд, хвостов, отвалов и других промпродуктов разрабатываемых месторождений; разработка и внедрение многоуровневой информационной системы с составлением первой "Карты платиноносности стран СНГ".

Важнейшими факторами реализации программы "Платина СНГ" должны стать:

постепенное возрастание роли государств в освоении, воспроизводстве и продаже МПГ;

создание межгосударственного научного центра "Платина СНГ", выполняющего, помимо обычных функций, роль координатора при разработке и реализации программы;

благоприятный инвестиционный климат для подготовки и освоения новых крупных платиноидных объектов на основе соглашений о разделе продукции; прямой финансовой помощи фирмам и физическим лицам, принимающим участие в освоении месторождений МПГ; наличия в налоговых кодексах разделов, регулирующих налоги на инвесторов в изучении и освоении месторождений МПГ;

формирование крупных частно-государственных корпораций и холдингов;

Содержание МПГ и золота (в г/т) в месторождениях ведущих типов стран СНГ [10]

Формация	Тип	Страна	Pt	Pd	Rh	Ir	Au	
1	2	3	4	5	6	7	8	
Сульфидная МПГ-Cu-Ni	Норильско- дулутский	Россия	0,1-58	0,2-2000	0,01-17	До 1	0,17-11	
		Украина	До 1 и более	До 1 и более				
	Плэтрифско- мончегорский	Россия	0,1-11,9	0,4-10,5				
		Украина	0,3	0,18	0,004	0,01	0,62	
		Казахстан	До 6					
Малосульфидная платиноме- талльная	Верхнеталнах- ский	Россия	0,2-12	0,2-64	0,01-0,95			
		Украина	До 4,8	До 4,8				
Платиносодер- жащая хромитовая	Кемпирсайско- рай-изский	Россия	До 5,4		0,02			
		Украина	0,04	0,02				
		Казахстан	0,01-0,54	0,001-0,1	0,01-0,05	0,05-0,25		
Платиносодер- жащая титано- магнетитовая	Пудожгорский	Россия	0,23-0,51	0,59-1,11			0,19-0,35	
		Казахстан	0,2-0,5					
Платиносодер- жащая золото- железородная (скарновая)	Кугу-тегерек- ский	Россия	0,007-33,2	0,009-44	0,8	До 4	До 38	
		Армения	0,5	0,17	0,03			
		Кыргызстан	0,2	0,2				
		Узбекистан	1,2	0,16	0,02 (в мине- ралах)		До 3,2	
	Украина	До 1	До 2	0,04				
	Криворожский	Россия	До 0,4	До 0,55	До 0,01		До 41,7	
		Украина	До 14 (Pd:Pt = 2:1-10:1)					
Платиносодер- жащая молиб- ден-медно- порфировая	Сорский (битгемский)	Россия	0,01	0,1	0,01			
		Украина	0,03	0,12				
		Армения	До 0,12	0,2 (в молибденитах)				
		Казахстан	0,4	0,3				
Реннево-радио- генно-осмиевая меденосная	Удоканско- жезказганский	Россия	До 8	До 4,1			До 1	
		Казахстан	До 4			До 4 г/т Os, в том числе Os-187		
Платиносодер- жащая полиме- таллическая кол- чеданная	Рудно- алтайский	Россия	0,084	0,049	0,035			
		Армения	0,08	0,05	0,03			
		Туркменистан	0,002	0,032				
		Казахстан	1,8-2	2,0			3-10	

1	2	3	4	5	6	7	8
Платиносодержащая полиметаллическая черносланцевая	Онежский	Россия	0,5-30	0,05-420	До 0,6	До 1	До 25
		Казахстан	5-6				3-10
	Сухоложский	Россия	До 24	До 18	До 8	До 16	До 50
		Украина	До 3			До 4	До 187
		Казахстан	До 47,6	До 6,3		До 4	До 12
		Узбекистан	До 13,6	До 8,7		До 3	До 26
Кыргызстан	Кыргызстан	До 2	До 5,3	До 0,2	0,28	До 14	
	Любинский	Украина	0,05-1,3	0,03-2	0,3	0,9	0,05-3
		Казахстан	1,6-13	1,14		0,8	
Платиносодержащая жильная	Кичик-каиндинский	Казахстан	До 2				
Платиноидная россыпная		Россия	До 250 г/м <sup>3</sup>				
		Украина	До 3 г/м <sup>3</sup>				
		Кыргызстан	До 51 г/м <sup>3</sup>				

образование специальных региональных кредитных фондов для изучения и освоения платиноидных месторождений;

создание внутренних и межгосударственного рынков МПГ для производства платиноидных катализаторов, радиотелефонов, персональных компьютеров, современной телевизионной техники, ювелирных изделий, специальных препаратов на основе Os-187;

развернутая рекламная кампания по продвижению на рынок платиновых ювелирных изделий, в том числе замене золотых обручальных колец платиновыми (в Японии ежегодно для производства таких колец (>1,4 млн штук) расходуется более 5 т платины, в 1995 г. 78,3% японских женщин владели платиновыми ювелирными украшениями).

Разработка и реализация на основе рационального природопользования программы "Платина СНГ", базирующейся на научно-техническом взаимодействии стран СНГ и субъектов Российской Федерации приведет к существенному расширению минерально-сырьевой базы МПГ России и созданию таковой в ряде других стран СНГ, в первую очередь на Украи-

не, в Казахстане, Кыргызстане, Узбекистане с превращением их в последующем в ведущие платиновые державы мира.

Естественно, что программа "Платина СНГ" должна явиться составным блоком программы "Платина мира", реализуемой под эгидой ООН, ЮНЕСКО и Международного геологического комитета. Именно ученые нашей страны, имеющие большой опыт коллективных научных исследований по межведомственной программе "Платина России", должны стать главными инициаторами и соруководителями этого гигантского международного проекта, имеющего огромное межгосударственное народнохозяйственное значение.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абдрахманов К.А. Эпигенетическое сульфидное оруденение расслоенных интрузий умуртайского типа и перспективы их платиноносности / К.А. Абдрахманов, К.У. Маденков // Геология и разведка недр Казахстана. – Алматы. – 1999. – № 2.

2. Беневольский Б.И. Минерально-сырьевая база и конъюнктура платиноидов зарубежных стран / Б.И. Беневольский, Л.И. Зубатарева. – М.: МГП "Геоинформмарк", 1993.

3. *Боярко Г.Ю.* Благородные металлы. Применение, цены, спрос и предложение, запасы в недрах и прогноз развития рынка. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 2001.
4. *Боярко Г.Ю.* Платиноиды в 2000 г.: спрос, предложение, цены (мировой обзор) // Тез. докл. Общесер. семинара 20-21 сентября 2001 г. – Красноярск, 2001.
5. *Вазнер П.А.* Месторождения платины и рудники Южной Африки. – М.: Цветметиздат, 1932.
6. *Волченко Ю.А.* Платина Урала (платинометалльное оруденение и перспективы его освоения) / Ю.А.Волченко, К.К.Золоев, В.А.Коротеев // Горный журнал. Уральское горн. обозрение. – 1994. – № 6.
7. *Голдин Б.А.* Магматические формации западного склона севера Урала и их минералогия / Б.А.Голдин, Е.П.Калинин, В.Н.Пучков – Сыктывкар: Коми науч. центр УРО РАН, 1999.
8. *Гурская Л.И.* Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
9. *Додин Д.А.* Конъюнктура минерального сырья: Металлы платиновой группы / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, Л.Ф.Мызенкова, В.И.Найбородин – М.: ВИЭМС, 2001. – Вып. 31.
10. *Додин Д.А.* Металлогения платиноидов крупных регионов России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, О.И.Чередникова. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 2001.
11. *Додин Д.А.* Минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов России на пороге XXI века / Д.А.Додин, Л.В.Оганесян, Н.М.Чернышов, Б.А.Яцкевич. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1998.
12. *Додин Д.А.* Платина СНГ: ресурсы, перспективы и освоение новых месторождений на основе современной инвестиционной политики / Д.А.Додин, А.Ф.Коробейников, Н.М.Чернышов и др. // Минеральные ресурсы Украины. – 2000. – № 1.
13. *Додин Д.А.* Платинометалльные месторождения в ритмично расслоенных комплексах / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, Д.В.Полферов, Л.Л.Тарновецкий. – М.: АО “Геоинформмарк”, 1994.
14. *Додин Д.А.* Платинометалльные месторождения России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, Б.А.Яцкевич. – СПб.: Наука, 2000.
15. *Ермолаев Н.П.* Механизмы концентрирования черных сланцев в терригенно-углеродистых отложениях / Н.П.Ермолаев, Н.А.Созинов, Р.П.Котин и др. – М.: Научный мир, 1999.
16. *Ермолаев Н.П.* Формы нахождения платиновых металлов в рудах золота из черных сланцев / Н.П.Ермолаев, Н.А.Созинов, В.А.Чиненов и др. // Геохимия. – 1995. – № 4.
17. *Золоев К.К.* Платинометалльное оруденение в геологических комплексах Урала / К.К.Золоев, Ю.А.Волченко, В.А.Коротеев и др. – Екатеринбург, 2001.
18. *Ирвин Т.Н.* Первичные окисные минералы в расслоенной серии интрузива Маскоккс // Магматические месторождения, 1973.
19. *Кабри Л.Д.* Природа распределения и концентрации элементов платиновой группы в различных геологических средах / Л.Д.Кабри, А.Д.Надретт // Материалы XXVII МГК. Минералогия. – М.: Наука. – 1984. – Сер. 10. – Т. 10.
20. *Ковалев А.А.* О генезисе и геодинамической обстановке формирования золоторудных месторождений Мурунтау, Кумтор и Олимпиада / А.А.Ковалев, А.Э.Китаенко // Изв. секц. наук о Земле РАЕН. – 2000. – Вып. 5.
21. *Коробейников А.Ф.* Нетрадиционные комплексные золото-платиноидные месторождения складчатых поясов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999.
22. *Кулиш Е.А.* Платиноносность геологических комплексов Украины / Е.А.Кулиш, С.А.Галий, И.Л.Комов и др. // Аспекты минералогии Украины. – Киев: ОНЗ, 1998.
23. *Минеральные ресурсы мира на начало 1996 г.* / Ред. Л.В.Оганесян. – М.: ГНПП “Аэрогеология”, ИАЦ “Минерал”, 1997.
24. *Минеральные ресурсы мира на начало 1997 г.* / Ред. Л.В.Оганесян. – М.: ГНПП “Аэрогеология”, ИАЦ “Минерал”, 1998.
25. *Митрофанов Ф.П.* Основные результаты исследований платинометалльной рудоносности ультрамафит-мафитового интрузива Федорово-Панских тундр / Ф.П.Митрофанов, А.У.Корчагин, Н.Л.Балабонин и др. // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002.
26. *Михайлов Н.П.* Петрография Центрального Казахстана / Н.П.Михайлов, М.В.Иняхин, Г.Ф.Ляпичев и др. – М.: Недра, 1971.
27. *Петрология и металлогения базит-ультрабазитовых комплексов Камчатки* / Отв. ред. Г.А.Карпов. – М.: Научный мир, 2001.
28. *Платина в геологических формациях Сибири* / Ред.: Д.А.Додин, А.Г.Еханнин, С.С.Сердюк // Тез. докл. Общесер. семинара 20-21 сентября 2001 г. – Красноярск, 2001.
29. *Платина России.* Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов // Сб. науч. трудов. – М.: АО “Геоинформмарк”, 1994.
30. *Платина России.* Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов // Сб. науч. трудов. – М.: АЗОТ “Геоинформмарк”. – 1995. – Т. 2. – Кн. 1; Кн. 2.
31. *Платина России.* Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI веке // Сб. науч. трудов. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”. – 1999. – Т. III в 2-х книгах.
32. *Платина России.* Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI веке (минералогия, генезис, технология, аналитика)

// Сб. науч. трудов. – М.: ЗАО "Геоинформмарк". – 1999. – Т. IV.

33. *Платина* России. Программа комплексных исследований по развитию и рациональному освоению минерально-сырьевой базы металлов платиновой группы России. – М.: Роскомнедра, 1993.

34. *Разин Л.В.* Месторождения платиновых металлов // Рудные месторождения СССР. – М.: АН СССР, 1978. – Т. 3.

35. *Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология* / Ред.: Д.А.Додин, В.С.Сурков. – СПб.: ВНИИОкеангеология.

36. *Россытные месторождения России и других стран СНГ* / Ред. Н.П. Лаверов, Н.Г. Патык-Кара. – М.: Научный мир, 1997.

37. *Рудные месторождения и физические поля Урала* / Ред. К.К. Золоев. – Екатеринбург: УРО РАН, 1996.

38. *Салихов Д.Н.* Полезные ископаемые Республики Башкортостан (металлы платиновой группы) / Д.Н.Салихов, С.Ш.Юсупов, С.Г.Ковалев и др. – Уфа: Экология, 2001.

39. *Юсупов Р.Г.* Проблемы платиноносности Республики Узбекистан / Р.Г.Юсупов, В.С.Полыковский, А.Г.Лузановский // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Тез. докл. Междунар. симпоз., посвященного 100-летию со дня рождения акад. А.Г.Бетехтина. – М., 1977.

40. *Юшин А.А.* Платина Украины: история, состояние, перспективы / А.А.Юшин, Н.И.Лебедев // Мин. журнал. – 1998. – № 1.

41. *Ballantyne S.B.* An investigation of platinum-bearing alluvium from Florence Greek, Yukon / S.B.Ballantyne, D.C.Harris // Geol. Surv. Can. – 1991. – № 10. – 1A.

42. *Barker J.C.* Offshore extension of platinumiferous bedrock and associated sedimentation of the Goodnews Bay ultramafic complex, Alaska / J.C.Barker, K.Lamal // Miner. Mag. – 1989. – Vol. 8. – № 4.

43. *Barnes S.J.* The distribution of platinum-group elements, nickel, copper and gold in the Muskox layered intrusion, Northwest Territories, Canada / S.J.Barnes, D.Francis // Econ. Geol. – 1995. – Vol. 90. – № 1.

44. *Corenev R.M.* Ni-Mo-PGE-Au rich ores in chine black shales and speculation in possible analogous in the United States / R.M.Corenev, N.Chen // Mineral. Deposita. – 1991. – Vol.26.

45. *Crocket J.H.* Noble metals in seafloor hydrothermal mineralization from the Juan de Fuca and mid-Atlantic ridges: a fractionation of gold from platinum metals in hydrothermal fluids // Can. Miner. – 1990. – Vol.28. – № 3.

46. *Eliopoulos D.G.* Gold, platinum and palladium content in Cu-deposits from Bulgaria: a study in progress / D.G.Eliopoulos, M.Economou-Eliopoulos, S.Strashimirov et al. // 15 Congr. Carpatho-Balcan. Geol. Assoc. Athens., Sept. 17-20, 1995: Proc. Athens, 1992. – Pt. 2.

47. *Good D.J.* Genesis of the Maraton Cu-platinum-group element deposit, Port Coldwell alkaline complex Ontario: a mid-continent rift-related magmatic sulfide deposit / D.J.Good, L.H.Crocket // Econ. Geol. – 1994. – Vol. 89. – № 1.

48. *Hagen D.* Platinum-group minerals in quaternary gold placers in the Upper Chindwin Area of northern Burma / D.Hagen, Th.Weiser, T.Htay // Miner. and Petrol. – 1990. – Vol.42. – № 1-4.

49. *Hoatson Dean M.* Platinum-group element mineralization in Australian Precambrian layered mafic-ultramafic intrusions // AGSO J. Austral. Geol. and Geophys. – 1998. – Vol.17. – № 4.

50. *Kosakevitch A.* Presence de spherules cosmiques ferro-nickeliferes a platinoides dans un enroulement pollimellique sous-marin de Tuamotu (Polinesie francaise) // C. r. Acad. sci. – 1987. – Ser. 2. – Vol.305. – № 2.

51. *Mernach T.P.* Chemistry of low-temperature hydrothermal gold, platinum and palladium ( $\pm$  uranium) mineralization at Coronation Hill, Northern territory, Australia / T.P.Mernach, C.A.Heinrich, J.F.Leckle et al. // Econ. Geol. – 1994. – Vol.89. – № 5.

52. *Picard C.* Physical and chemical constraints on platinum-group element behavior during crystallization of a basaltic komatite liquid: example of the Proterozoic Delta sill, New Quebec, Canada / C.Picard, J.Amosse, M.Piboule, D.Giovenazzo // Econ. Geol. – 1995. – Vol. 90. – № 5.

53. *Stone W.E.* Sulfide-poor platinum group mineralization in komatitic systems: Boston Creek flow, layered basaltic komatite, Abitibi belt, Ontario / W.E.Stone, J.H.Crocket, M.E.Fleet // Econ. Geol. – 1993. – Vol. 88. – № 4.

54. *Gruenewaldt G.von.* Platinum group metals – a resource in the tailings of chromium mines in South Africa / G.Gruenewaldt von., G.I.Hatton // J.S. Afr. Inst. Mining and Met. – 1987. – Vol. 87. – № 9.

55. *Watkinson D.H.* Hytrotermal origin of platinum-group mineralization in low-temperature copper sulfide-rich assemblages, Salt Chuck intrusion, Alaska / D.H.Watkinson, D.R.Meeling // Econ. Geol. – 1992. – Vol. 87. – № 1.

56. *Woolfe J.* The Nkomatisoint venture. A nickel mine in the making // Geobulletin. – 1996. – Vol. 39. – № 1.

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии  
и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С.Грамберга,  
г.Санкт-Петербург

УДК 911.3:546.9

Г.Ю.Боярко

## РЫНОК ПЛАТИНОИДОВ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО РАЗВИТИЯ

Рынок платиноидов, мировое потребление которых в 2002 г. составило 414,4 т (на сумму 6047 млн дол. США), является одним из самых активно растущих сырьевых рынков. Темпы роста потребления МПГ составляют, %/год: Pt – 4,7, Pd – 5,9 и Rh – 5,3 (рис. 1). Лидером в произ-

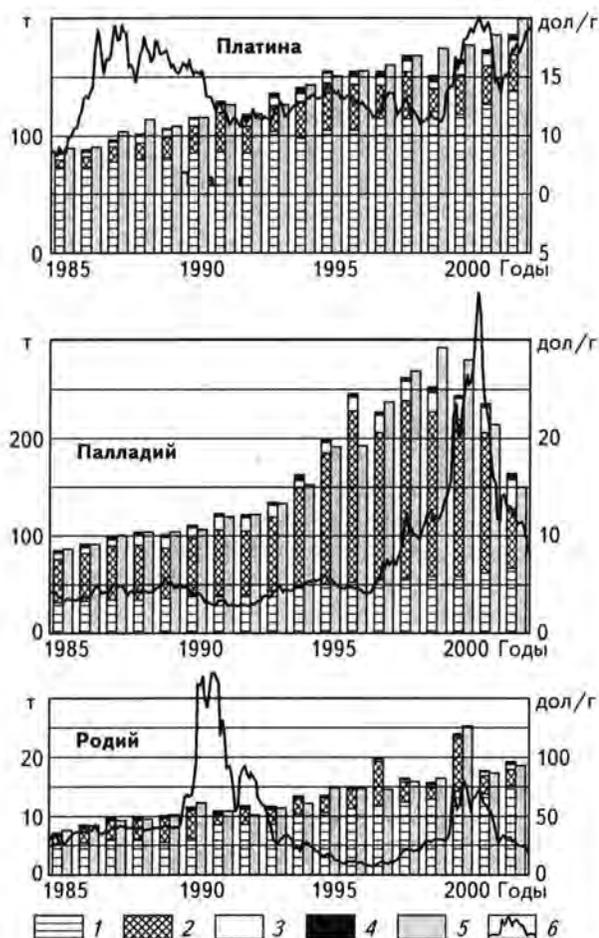


Рис. 1. Динамика мирового предложения и потребления платины, палладия и родия в 1985-2002 гг. и среднемесячных цен на них (по данным Johnson Matthey [12, 13])

1–4 предложение платиноидов из ЮАР (1), из России (2), из США и Канады (3), из других стран (4); 5 – мировое потребление платиноидов; 6 – график изменения цены

водстве платины и родия, безусловно, является Южно-Африканская Республика, а палладия – Российская Федерация. Вклад других стран составляет всего 10,5% от производства объемов платиноидов и 10,3% – от их стоимости. Темпы роста предложения платиноидов по странам-производителям приведены в табл. 1. Высокие темпы роста предложения платины и палладия из России являются следствием ее экспансии на мировой рынок МПГ в 90-е годы (в основном за счет поставок из государственных запасов). Значительный же рост предложения палладия из Северной Америки произошел в результате вовлечения в эксплуатацию в 1988 г. месторождения Стиллвотер (США).

Сам рынок платиноидов, в отличие от золотого, является относительно небольшим по своим оборотам и очень чувствителен к изменениям объемов предложения, что приводит к значительным изменениям цен на индивидуальные платиноиды, приводящие к серьезным потрясениям рынка. Поэтому вопросы прогнозирования изменений спроса на МПГ являются стратегической задачей для их производителей.

Таблица 1

Темпы роста объемов предложения платиноидов (в %/год) за 1985-2002 гг. (по данным Johnson Matthey [12, 13])

Страны	Платина	Палладий	Родий
ЮАР	3,83	4,58	6,59
Россия	8,86	7,52	4,16
США и Канада	5,82	10,21	3,52
Остальные	39,15	3,82	9,92

### **Факторы контроля рынка МПГ**

Динамику спроса металлов платиновой группы определяют следующие факторы [2]:

тенденция потребления МПГ в отдельных отраслях промышленности, обусловленных конъюнктурой их продукции;

нахождение заменителей МПГ из неблагородных металлов, а также возможности замены дорогих индивидуальных платиноидов более дешевыми;

тенденция на снижение материалоемкости изделий из МПГ;

государственное регулирование объемов предложения платиноидов;

продажа МПГ из государственных запасов; динамика ценообразования индивидуальных металлов платиновой группы;

форс-мажорные события.

В большинстве отраслей, потребляющих МПГ в конце XX в., наблюдается значительный рост спроса на них, лишь в отдельных случаях рост минимален (Pd и Rh в химической и нефтехимической промышленности), а снижение спроса имеет место только для палладия в электронике и в медицине (обусловлено увеличением цен на металл). В целом рост мирового спроса на МПГ в стоимостном выражении составляет 17,7% в год, что делает горные проекты по их добыче привлекательными для инвестиций.

Наибольшее влияние на рост потребления МПГ оказало развитие природоохранного законодательства в США, Японии и странах Европейского союза, вызвавшее резкое увеличение потребности в автокатализаторах дожигания топлива. Потребление платины для ювелирных изделий продолжает расти даже в условиях повышения цен на нее. К традиционному рынку ювелирной платины Японии добавился быстро растущий спрос на нее ювелирами Китая. Спрос на МПГ в электронике возрастает, несмотря на применение дешевых заменителей и материалосберегающих технологий. Появление же в промышленных масштабах новой технологии экологически безопасных энергосберегающих каталитических топливных элементов (fuel cells) на основе платиноидов может привести к новому росту спроса на них.

Развитие технологий с заменой МПГ более дешевыми компонентами (ренийем, танталом,

серебром и др.) происходит непрерывно, но действенных заменителей в большинстве случаев пока не находится. Гораздо большие успехи имеются в снижении материалоемкости изделий из платиноидов (микро- и наноразмерные электронные элементы, применение напыления платиноидов вместо плакирования и др.). Тем не менее темпы увеличения спроса на платиноиды опережают возможности развития материалосберегающих и заменяющих технологий.

Гораздо большее влияние на рынок МПГ оказывают ограничения государственных органов на объемы предложений горно-добывающих предприятий, а также на объемы реализации платиноидов из государственных запасов. В конце 90-х годов этот фактор являлся определяющим на мировом рынке платиноидов в результате государственного лицензирования и квотирования экспорта МПГ из России.

Металлы платиновой группы, рассматриваемые ранее и как валютные ценности, и как стратегические материалы, накапливались в государственных и банковских запасах. Но после кризиса золотого эквивалента стоимости (к 1972 г.) и завершения холодной войны (к 1987 г.) МПГ в большинстве стран рассматриваются как обычный минеральный товарный продукт. Имевшиеся ранее государственные запасы МПГ ликвидируются, например, в США они сократились до 4,1 т Pt и 9,69 т Pd [17]. Сокращение государственного запаса металлов платиновой группы происходит и в России, но уже по другой причине – для пополнения доходной части бюджета. Именно экспансия платиноидов из государственных запасов России привела к избытку предложения МПГ и относительному спаду цен на них в начале 90-х годов.

Фактор ценообразования МПГ влияет на структуру потребления индивидуальных платиноидов опосредовано. Например, в результате увеличения цен происходит сокращение потребления МПГ, а при уменьшении наблюдается обратная картина. Возможна и обратная замена индивидуальных платиноидов при изменении относительных цен – что и произошло в 1999–2000 гг., когда цены на палладий были больше, чем на платину.

К форс-мажорному фактору контроля предложения МПГ можно отнести непредсказуемые события: забастовки, политические решения

(эмбарго товаров ЮАР в 1975-1980 гг.), проблемы с набором рабочей силы (в ЮАР до 40% рабочих привлекается из сопредельных стран), аварии и техногенные катастрофы на платинодобывающих предприятиях. Эти события сопровождаются спадом производства МПГ на добывающих предприятиях и могут привести к падению биржевых цен на платиноиды, чутко реагирующих на ожидания предложения. Имеющиеся в прошлом случаи форс-мажорных событий на предприятиях по производству платиноидов не оказали серьезного влияния на рынок МПГ, однако в случае социальных потрясений и техногенных катастроф на предприятиях крупнейших производителей металлов платиновой группы (МГК "Норильский Никель" в России, Amplats, Implats и Western Platinum в ЮАР, Stillwater Mining в США) последствия могут быть весьма значительны.

Избыточное предложение платиноидов, сопровождающееся обычно уменьшением цен на них, поглощается инвестиционными фондами, рассматривающими МПГ как высоколиквидный товар. В условиях дефицита МПГ (и соответствующего повышения цен) они с выгодой реализуют свои запасы. Поглощение избытка платиноидов инвестиционными фондами в отдельные годы достигало, т: Pt – 10,5; Pd – 54,3; Rh – 5,4, а реализация из их запасов соответственно 23,1; 42,1 и 1,2 т [12, 13].

### Динамика отдельных статей спроса МПГ

Структура спроса на индивидуальные платиноиды (220,6 т Pt, 160,2 т Pd, 21,7 т Rh, 9,6 т Ru и 2,3 т Ir) по отраслям потребления показана на рис. 2 и в табл. 2. Как видно из динамики потребления, наибольший рост спроса наблюдает-

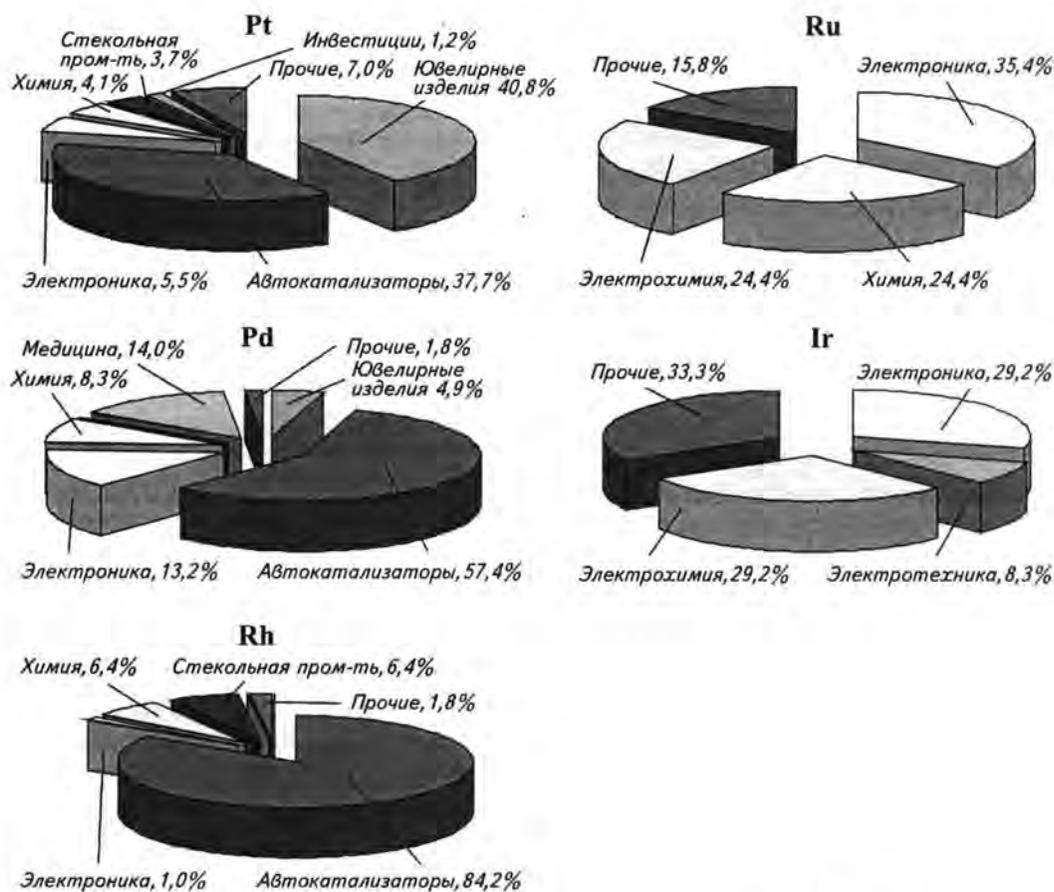


Рис. 2. Структура потребления металлов платиновой группы в 2002 г.  
(по данным Johnson Matthey [12, 13])

Таблица 2

**Изменения общей стоимости потребления платиноидов  
по отдельным отраслям спроса**

Отрасли потребления	Годы		Темпы рос- та, %/год
	1985	2002	
Автокатализа- торы	439* 33,2	2813 46,5	11,5
Ювелирные изделия	237 17,9	1623 26,8	12,0
Электроника	193 14,6	468 7,7	5,35
Стоматология	120 9,1	255 4,2	4,53
Химия и нефтехимия	138 10,4	368 6,1	5,94
Стекольная промышлен- ность	55,4 4,2	160 2,6	6,43
Инвестиции и тезаврация	58,0 4,4	43,6 0,7	—
На другие цели	83,1 6,3	315 5,2	—

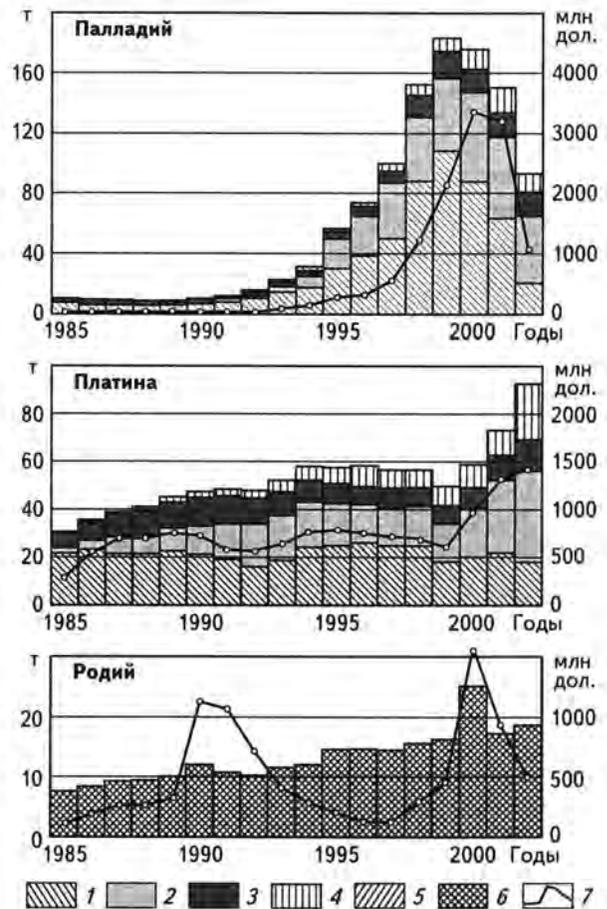
\* В числителе стоимость, млн дол. США, в знаменате-  
ле – доля от общего потребления, %.

ся при производстве автокатализаторов и в юве-  
лирной промышленности.

Главным потребителем МПГ было и оста-  
ется **производство автомобильных катали-  
заторов** для обезвреживания выхлопных газов.  
Несмотря на разработку материалосберега-  
ющих технологий, сокращающих расход плати-  
ноидов при изготовлении автокатализаторов, по-  
требление МПГ на эти цели растет и по физиче-  
ским объемам, и по стоимости (рис. 3). В 2002 г.  
их потребление составило 95,8 т палладия,  
81,2 т платины и 18,7 т родия на общую сумму  
2813 млн дол. США.

Потребление палладия (основного компо-  
нента автокатализаторов) возросло к 1999 г.  
по сравнению с 1986 г. в 18 раз и составило  
183 т. Основным потребителем палладия явля-  
ются США – до 60% его предложения (109 т  
в 1999 г.). Именно снижение спроса на палла-  
дий в результате экономического спада в США  
и спекулятивный бум в конце 2000 г. привели  
к общему снижению его потребления в 2000-

2002 гг. В странах Европейского союза (втором  
потребителе палладия) серьезное увеличение  
потребления началось лишь с 1995 г. с макси-  
мумом в 2000 г. (59 т), а снижение произошло,  
когда в конце 2000–начале 2001 гг. цены на пал-  
ладий стали больше, чем на платину. В Япо-  
нии, как и в США, максимум потребления пал-  
ладия приходится на 1999 г. (18,7 т). Из других  
стран наращивают потребление палладия для  
автокатализаторов Южная Корея и Китай. Тен-  
денция же общего спада мирового потребле-  
ния палладия может продолжаться 2-3 года,  
как следствие рецессии кризисно высоких цен  
на него в начале 2001 г.



**Рис. 3. Динамика потребления и годовой стоимости  
платины, палладия и родия  
для производства автокатализаторов 1985-2002 гг.  
(по данным Johnson Matthey [12, 13])**

1 – в США, 2 – в Европейском союзе, 3 – в Японии, 4 –  
в других странах, 5 – в Китае (для рис. 5), 6 – в целом по  
миру; 7 – график изменения годовой стоимости

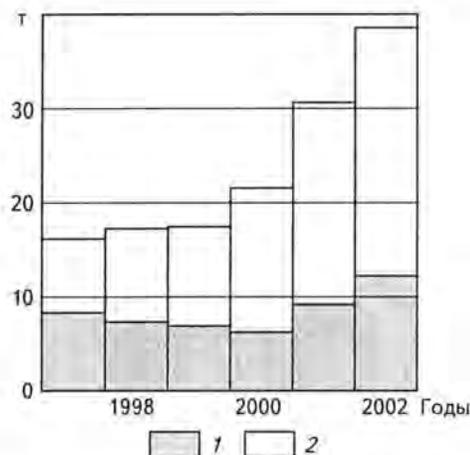


Рис. 4. Динамика потребления платины для производства автокатализаторов в Европейском союзе в 1997-2002 гг. (по данным Johnson Matthey [12, 13])

1 – для бензиновых автомобилей, 2 – для дизельных автомобилей

Потребление платины для производства автокатализаторов росло в 1985-1994 гг., стабилизировалось в 1994-1998 гг. и вновь начало возрастать с 1999 г., достигнув в 2002 г. 81,2 т. Среднегодовые темпы роста мирового потребления платины составляют 6,03%, причем потребление в странах Европейского союза росло быстрее – 18,5%/год (в 2000 г. – 21,2 т). Потребление платины в США и Японии держится примерно на одних уровнях 21-24 и 8-12 т, соответственно. Причиной роста спроса на платину является уменьшение потребления для этих целей резко подорожавшего в 2000-2001 гг. палладия, а также увеличение доли выпуска дизельных автомобилей, для которых используются преимущественно платиновые катализаторы. Например, в Европе к 2002 г. по сравнению с 1997 г. доля потребления платины в дизельных автомобилях возросла с 50 до 75% (рис. 4).

Мировое потребление родия для производства автокатализаторов выросло к 2002 г. до 18,7 т (среднегодовые темпы прироста 9,93%). Пик его потребления в 2000 г. произошел в результате малообоснованного двукратного увеличения закупки (10,1 т) американскими потребителями (возможно, для пополнения складских запасов). Технологически родий используется в качестве присадок в платиновых катали-

заторах, и объемы его потребления, как правило, пропорциональны расходу этого металла. Поэтому спрос на родий для производства автокатализаторов относительно устойчив, но из-за малых объемов реализации здесь возможны спекулятивные события (например, всплеск цен в 1990-1992 гг. и операции 2000 г.).

Вторая область потребления МПГ – ювелирные изделия. В 2002 г. на эти цели израсходовали 88 т платины и 8,1 т палладия на общую сумму 1623 млн дол. США (рис. 5).

Традиционное потребление платины для производства ювелирных изделий способствовало стабильному росту ее спроса, достигшего максимума в 1999 г. (89,6 т), но после роста цен наблюдается снижение закупок этого металла (при продолжающемся росте суммарной стоимости потребления). Следует отметить, что с 1997 г. наметилась тенденция по сокращению потребления ювелирных изделий из платины в Японии (с 46 т в 1996 г. до 21,2 т в 2001 г.). Одновременно с 1996 г. растет спрос на ювелирную платину в Китае, достигший в 2002 г. 46 т, что перевело эту страну с 2001 г. в лидеры ювелирного потребления платиноидов. Это стало возможно благодаря росту покупательной способности населения Китая и созданию мощной производственной базы ювелирной промышленности.



Рис. 5. Динамика потребления и годовой стоимости платины и палладия для производства ювелирных изделий в 1985-2002 гг. (по данным Johnson Matthey [12, 13])

Условные обозначения см. на рис. 3

Потребление палладия для ювелирных изделий находится примерно на одном уровне ввиду использования его в качестве вторичных компонентов ювелирных сплавов.

Наблюдается увеличение спроса на ювелирную платину и в Индии – лидере мирового потребления ювелирных изделий [26]. Поэтому, несмотря на временное сокращение спроса, рынок ювелирных изделий из платиноидов имеет тенденцию к росту, и после падения цен на них к концу 2001 г. происходит увеличение объемов потребления платины в ювелирной промышленности.

Третьей по значимости отраслью потребления МПГ является электроника и электротехника, в которой в 2002 г. израсходовано 22,1 т палладия, 11,8 т платины, 4,8 т рутения, 0,8 т иридия и 0,2 т родия на общую сумму 468 млн дол. США (рис. 6).

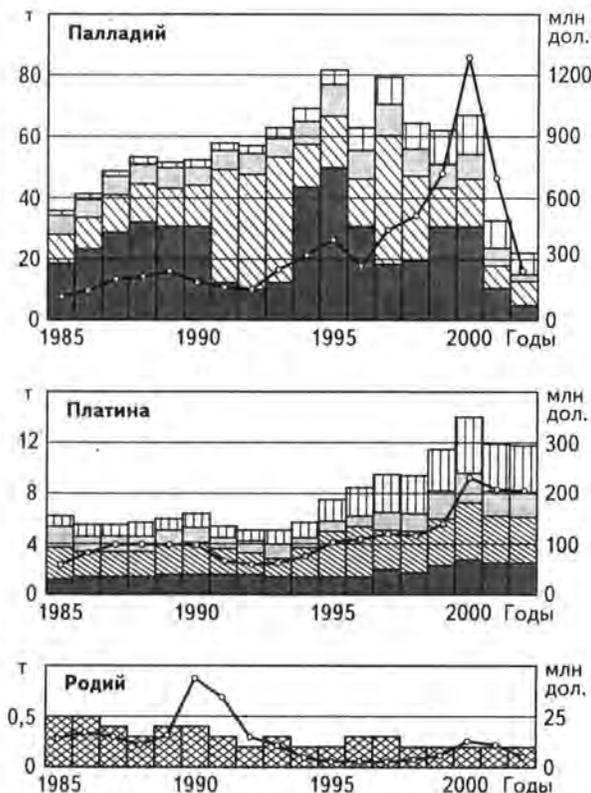


Рис. 6. Динамика потребления и годовой стоимости палладия, платины и родия для производства электронных и электротехнических изделий в 1985-2002 гг., (по данным Johnson Matthey [12, 13])

Условные обозначения см. на рис. 3

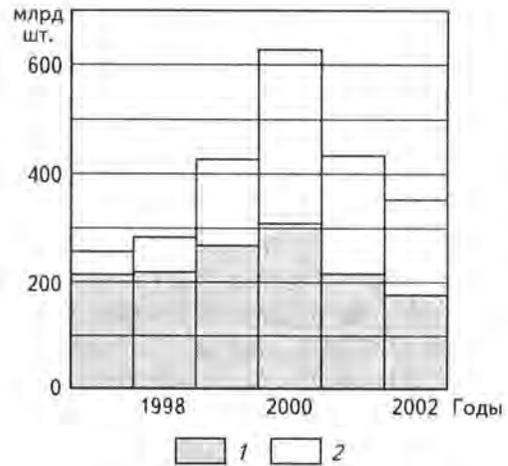


Рис. 7. Динамика потребления многослойных керамических конденсаторов в электронике в 1997-2002 гг. (по данным Johnson Matthey [12, 13])

1 – на основе палладия, 2 – на основе благородных металлов (Ni, Co, Al)

Динамика потребления палладия в электронике из-за наличия эффективных заменителей носит циклический характер. Максимальное его потребление в 1995 г. составило 81,6 т. Но в результате роста цен на палладий с 1998 г. началось его замещение никельсодержащими композитами в основной области применения – в производстве многослойных керамических конденсаторов (МКК), где его доля упала с 83 до 48% (рис. 7). Аналогично сокращается потребление палладия для производства токопроводящих паст в микросхемах, а также в контактах, где он вытеснен более дешевым золотом.

Потребление платины в электронике после роста спроса в 1998-2000 гг., обусловленного ее применением в жестких дисках компьютеров, в 2001-2002 гг. значительно сократилось из-за экономического спада. Потребление платины в электротехнических приборах повышенной надежности (суперконтактах реле, термопарах и других датчиках) остается стабильным.

Рутений используется в электронике для производства микрорезисторов (в мобильных телефонах и в портативных компьютерах). Появилось также сообщение компании IBM [24] о преодолении критического порога плотности записи на жестких дисках (100 Гбайт на квадратный дюйм) на основе рутениевого покрытия

тия, поэтому спрос на этот редкий платиноид будет расти.

Иридий довольно стабильно используется в электронике в качестве реакторов для выращивания иттриево-алюминиевых гранатов, применяемых в качестве электронно-оптических изделий (лазеров, светодиодов).

Использование родия для целей электроники (см.рис. 6) имеет тенденцию к снижению; он вытесняется более дешевыми компонентами.

В целом потребление МПГ в электронике в результате роста цен на индивидуальные платиноиды и продолжающегося спада экономики сокращается, и эта тенденция может сохраниться на ближайшие 2-3 года.

Потребление палладия в **стоматологии**, сокращается из-за значительного роста цен на этот металл. Если в конце 80-х – начале 90-х годов стоматологические палладиевые сплавы приобрели популярность в США и Европе благодаря своей дешевизне и заместили золото, то с 1998 г. наблюдается обратный процесс. В 2002 г. в стоматологии было использовано 23,3 т палладия на сумму 255 млн дол. США (рис. 8).

В **химической и нефтехимической промышленности** в 2002 г. было израсходовано 14,4 т платины, 7,9 т палладия, 3,1 т рутения, 1,3 т родия и 0,7 т иридия на общую сумму 368 млн дол. США. Платиноиды в основном используются для производства катализаторов, небольшие объемы платины расходуются для изготовления химически стойких емкостей (ре-

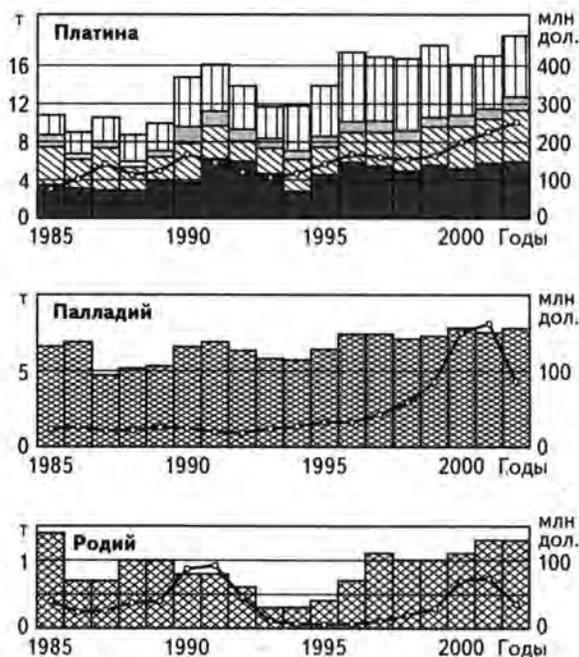


Рис. 9. Динамика потребления и годовой стоимости платины, палладия и родия в химической и нефтехимической промышленности в 1985-2002 гг. (по данным Johnson Matthey [12, 13])

Условные обозначения см. на рис. 3

акторов, посуды), а рутения и иридия – для покрытий электродов в электрохимическом производстве. Динамика потребления платиноидов в этом секторе носит циклический характер и отражает уровень экономической активности в названных отраслях (рис. 9). Тем не менее потребление индивидуальных платиноидов в химической и нефтехимической отраслях промышленности находится примерно на одном уровне с небольшим ежегодным ростом: платины – 3,4%, палладия – 0,9% и родия – 3,8%.

В **стекляной промышленности** также наблюдается экономически зависимая циклическая тенденция потребления платиноидов (рис. 10). В 2002 г. для производства стекла было использовано 7,9 т платины и 1,2 т родия на общую сумму 160 млн дол. США. Платина и родий используются для изготовления фильеры для протяжки стекловых расплавов. Увеличение объемов их потребления происходит в результате развития новых технологий изготовления суперплоских экранов компьютеров и оптического стекловолокна. Среднегодовой

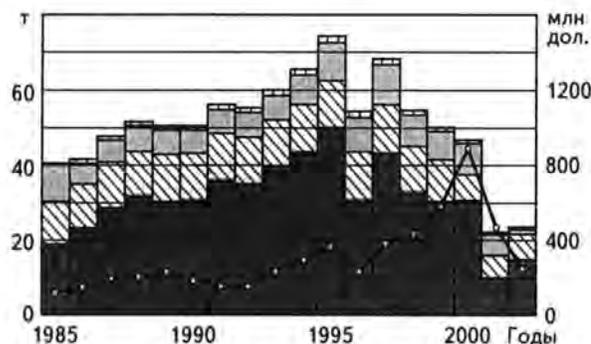


Рис. 8. Динамика потребления и годовой стоимости палладия в медицинских целях (зубопротезирование) в 1985-2002 гг. (по данным Johnson Matthey [12, 13])

Условные обозначения см. на рис. 3

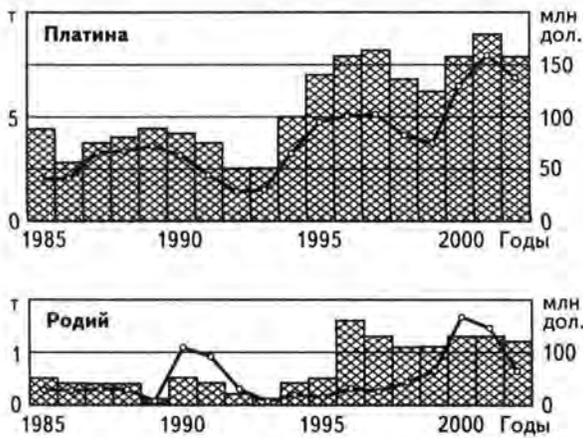


Рис. 10. Динамика потребления и годовой стоимости платины и родия в стекольной промышленности в 1985-2002 гг., (по данным Johnson Matthey [12, 13])

Условные обозначения см. на рис. 3

рост потребления платины составляет 3,5%, родия – 5,28%.

На цели **инвестиции и тезаврации** поступают только платиновые слитки и монеты. Этот рынок менее емок, нежели золотой, но и здесь закупки инвесторов могут достигать 19,8 т (1988). В период 1985-1998 гг. покупки платины для инвестиционных целей были пропорциональны ее ценам (рис. 11), но с 1999 г. эта тенденция была нарушена. В условиях значитель-

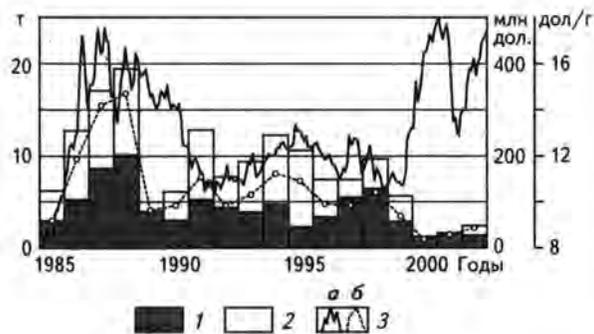


Рис. 11. Динамика потребления, годовой стоимости и среднегодовой цены на платину для целей инвестиций (тезаврации слитков) в 1985-2002 гг. (по данным Johnson Matthey [12, 13])

1 – больших слитков; 2 – малых слитков; 3 – графики: а – годовой стоимости, млн дол. США, б – среднегодовой (1985-1991) и среднемесячной (1992-2001) цены, дол/г

ного дефицита потребления платины в условиях резкого роста цен в сектор инвестиций металл просто не успевал поступать, и в 2000 г. его приобретение составило 1,2 т на сумму всего 28 млн дол. США. С 2001 г. инвестиционный спрос платины начал расти и составил в 2002 г. 2,5 т на сумму 44 млн дол. США.

Из других отраслей потребления платиноидов следует отметить использование их для производства **каталитических топливных элементов (КТЭ)** в качестве проводов экологически чистых и экономичных автомобилей. Компании Toyota, Nissan и Honda планируют выпуск первых автомобилей с КТЭ в 2003 г., а Daimler Chrysler, Ford и General Motors – в 2004 г. Ожидается спрос на такие автомобили в экологически напряженных мегаполисах: Ванкувере, Чикаго, Берлине.

По сообщению американского журнала “Popular Science”, в военно-промышленном секторе разрабатываются проекты субмарин на базе КТЭ, которые могут конкурировать с атомными подводными лодками по уровню шумов. Появление подобных субмарин на рынках вооружения ожидается к 2003 г. [25].

Каталитические топливные элементы используются также для отопления зданий в США и Японии, для обогрева космических станций.

Главное препятствие широкому использованию КТЭ в автомобилестроении и тепловой энергетике является высокая их стоимость. В энергетической программе президента США Буша планируется широкое внедрение КТЭ на базе платиноидов не только для автомобильных двигателей, но и в качестве технологических элементов ТЭЦ (угольных, мазутных, газовых) [19]. Правительство Исландии разрабатывает программу “Водородная экономика”, предусматривающую повсеместное использование на транспорте и в топливной энергетике [22] платиновых КТЭ.

Еще одно направление использования КТЭ – в качестве возобновляемых свой ресурс электрических батарей. Компания PowerTek International Corporation обнародовала первый коммерческий проект использования КТЭ-батарей (мощностью до 300 Вт), в три раза превосходящих стандартные батареи по показателю удельной эффективности “мощность/масса” и пригодные к дозаправке [23].

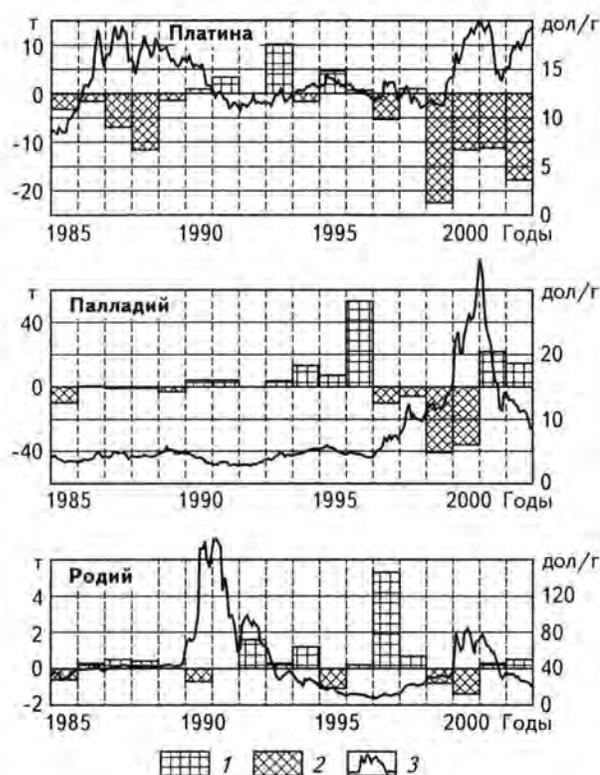


Рис. 12. Динамика избытка/дефицита мирового предложения платины, палладия и родия и среднемесячных цен на них в 1985-2002 гг. (по данным Johnson Matthey [12, 13])

1 – избыток; 2 – дефицит; 3 – график изменения цены

Уже к 2005 г. объем потребления платиноидов для производства каталитических топливных элементов может составить 20 т, а к 2010 г. – 50 т.

Не всегда спрос платиноидов совпадал с их предложением (рис. 12). Значительный дефицит потребления платины наблюдался в 1988 г. (11,5 т) и после 1999 г. (до 22,4 т), палладия – в 1999-2000 гг. (до 40,9 т). Максимальный избыток платины приходится на 1993 г. (10,1 т), палладия – на 1996 г. (52,6 т), родия – на 1997 г. (5,3 т).

#### Динамика цен на МПГ

Цены на платину и палладий зависят в основном от внешних факторов: политических решений, темпов мировой инфляции, финансовых и энергетических кризисов, появления новых областей использования МПГ или эффек-

тивных дешевых заменителей. Редкие же платиноиды (родий, рутений, иридий и осмий) с объемом годовых продаж в первые тонны относятся к так называемым внебиржевым редким металлам. Являясь попутными компонентами при добыче платины и палладия, объемы их производства зависят от динамики рынка основных металлов. Поэтому цены на эти металлы в результате внешних факторов (изменения структуры потребления, появления новых областей применения) меняются весьма значительно, иногда сопровождаясь спекулятивными действиями [2].

В 1986 г. произошло повышение цен на платину в результате прекращения работы компании Impala Platinum Holdings Ltd (ЮАР) как следствие санкций ООН по экономической блокаде этой страны, связанных с апартеидом.

К 1987 г. резко изменилась структура мировых фондовых рынков из-за нестабильности курса доллара США и увеличения долга стран третьего мира. Стабильность международных денежно-кредитных размещений была подвергнута сомнению, что немедленно отразилось в увеличении цен на платину и палладий.

С 1988 г., после снижения мировых цен на нефть, наблюдалась стабилизация цен на благородные металлы с незначительным трендом на их снижение в результате прогрессивного увеличения объемов добычи и вторичной переработки.

В декабре 1988 г. после объявления компании Ford о разработке бесплатинового автомобильного катализатора на основе более дешевого палладия начался процесс плавного снижения цены на платину и относительный рост цен на палладий.

На 1989-1991 гг. приходится период максимально высоких цен на родий (40-120 дол./г) ввиду ресурсной ограниченности его предложений и растущего потребления в автомобилестроении. Лишь в 1992 г. началось падение цен на родий в результате применения ресурсосберегающих технологий и мирового спада производства автомобилей.

Период с 1992 по 1996 г. характеризуется низкими ценами на платину и палладий, как следствие экспансии России с ее крупными стратегическими запасами платиноидов на ми-

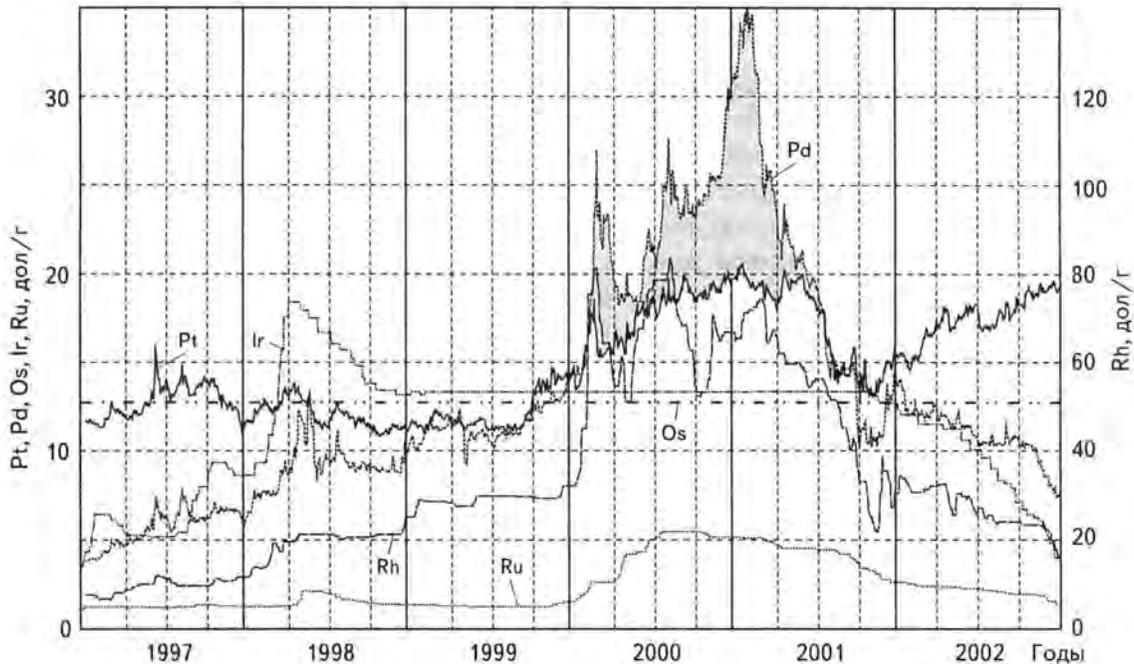


Рис. 13. Динамика суточных спот-цен на платину, палладий и родий и среднемесячных цен на иридий и рутений в 1997-2002 гг. (по данным Johnson Matthey и Kitco Inc.)

Серым полем показан период превышения стоимости палладия над платиной

ровой рынок, когда предложение стало преобладать над спросом. Эта экспансия привела даже к свертыванию действующих производств по добыче МПГ в ЮАР.

С 1996 г. наметился резкий рост цен на иридий (с 3,54 до 9,32 дол/г), обусловленный созданием на его основе нового катализатора для производства уксусной кислоты.

Среднесрочная динамика цен на платиноиды показана на рис. 13. В 1997 г. после ввода квот на экспорт из России платиноидов и разумного государственного регулирования поставок платины и палладия произошло восстановление баланса спроса и предложения, сопровождаемое ростом цен на все МПГ. Вслед за платиной и палладием с 1998 г. происходит резкое повышение цен на родий, обусловленное ростом его потребления в автомобильной промышленности. С декабря 1999 г., после появления сообщений о рутениевых технологиях, повышающих плотность записи на жесткие диски компьютеров, произошло повышение цен на рутений.

В 2000 г. в результате спекулятивных операций цены на палладий превысили стоимость платины, достигнув в январе 2001 г. рекордно-

го уровня (35,85 дол/г), что тут же отразилось на структуре потребления и ценах на МПГ. Возросли цены на платину и родий, чьи локальные максимумы составили соответственно 14,73 и 32,15 дол/г. Эта нестабильная ситуация продержалась до сентября 2001 г.

В конце 2001 г. началось падение цен на все платиноиды как следствие общемирового кризиса экономики. Для палладия этот процесс усугубился рецессией спекулятивного бизнес-цикла, в результате его стоимость упала к концу 2002 г. до 7,68 дол/г. Несмотря на небольшое увеличение потребления родия, цены на него, связанные с уровнем стоимости палладия, также упали (до 15,59 дол/г).

В 2002 г. возросло потребление платины в ювелирных изделиях, и начался очередной рост цен на этот металл до 19,26 дол/г; произошло снижение спроса на иридий (с 3,5 до 2,3 т/год), что неизбежно привело к падению его стоимости до 4,2 дол/г.

Осмий, предложения которого не превышают 1 т/год, относится к внебиржевым металлам, для них фиксируется лишь ориентировочная цена реализации, составившая в 1992-1993 гг. 12,86 дол/г, а с 1994 г. – 14,47 дол/г.

**Развитие мирового рынка МПГ  
и место России в его формировании**

В отличие от кризиса рынка платиноидов в 90-х годах в начале XXI в. ожидается увеличение их потребления на природоохранные технологии при сохранении спроса в областях традиционного использования. Ужесточение экологических требований к автомобилям во всем мире потребует к 2005 г. на автокатализаторы дополнительно 80 т платины и палладия, а также 2-3 т родия. Планируемое производство каталитических топливных элементов автомобилей приведет к 2004 г. к дополнительному расходу – более 40 т платиноидов.

Эффективных заменителей платиноидов в химической и стекольной отраслях не существует, а в электронике замена МПГ на благородные материалы довольно ограничена. Но если запрос химической и стекольной отраслей остается на прежнем уровне, то рост потребления МПГ в электронике неизбежен, даже при условии частичного их замещения благородными металлами. В электронике и электротехнике к 2005 г. ожидается увеличение потребности платины до 20 т, палладия – до 30 т и рутения – до 5 т.

Увеличение спроса на МПГ можно компенсировать только за счет расширения сырьевой базы и мощностей добычи первичных МПГ. Список наиболее крупных платинодобывающих компаний приведен в табл. 3.

Утилизация платиноидов с отработанных элементов тоже увеличится за счет повышения цен на них. Это позволит вовлечь в производство менее качественное вторичное сырье. Однако возможное увеличение мощностей по переработке вторичных МПГ вряд ли превысит 10-20 т.

Рост цен на МПГ привел к расконсервации ранее замороженных мощностей по добыче платиноидов, а также к увеличению инвестиций в подготовку новых проектов добычи и организацию геологоразведочных работ. Значительно увеличиваются объемы предложений МПГ из ЮАР (табл. 4) [21], Standard Bank London прогнозирует здесь увеличение добычи платины со 138 т в 2000 г. до 215 т к 2006 г. По данным [14], Impala Platinum планирует увеличить к 2006 г. объем выпуска платины до 62 т, Lonmin намеча-

Таблица 3

**Производство первичных МПГ в 2002 г. (в т) различными компаниями**

Компания, страна регистрации и добычи	Всего МПГ	В том числе			Источники информации
		Pt	Pd	Rh	
Anglo American Platinum Co Ltd (Amplats), ЮАР	111,1	70,0	34,5	6,6	[10, 13]
Impala Platinum Pty Ltd (Implats), ЮАР	81,1	43,1	22,7	5,5	[13, 14]
Норильский никель, Россия	> 80	> 20	> 60	—	[6, 13, 27]
Lonmin Plc, Великобритания, оператор – Western Platinum Ltd, ЮАР	37,8	23,6	10,7	3,5	[13, 16]
Stillwater Mining, США	19,2	4,4	14,8	—	[13, 17]
Inco Ltd, Канада	12,9	5,9	7,0	—	[13, 15]
Northam Platinum Ltd, ЮАР	9,8	—	—	—	[13, 18]
North American Palladium Ltd, Канада	7,4	0,6	6,8	—	[13]
Aquarius Platinum Ltd, Австралия, оператор – Kromondal Platinum Ltd, ЮАР	6,1	4,2	1,9	—	[9, 13]
Falconbridge Ltd, Канада	5,9	1,1	4,8	—	[11, 13]
ЗАО "Карякгеолдобыча", Россия, оператор – ЗАО Артель "Чайбуха"	> 4	> 4	—	—	[5]
ЗАО Артель старателей "Амур", Россия	> 3	> 3	—	—	[4]

Таблица 4

**Прогноз увеличения добычи платины  
предприятиями ЮАР**  
(по данным Standard Bank London [21])

Компания	Добыча, т	
	2000 г.	2006 г.
Anglo Platinum	60	109
Impala Platinum	33	43
Lonmin	21	27
Northam Platinum	8	9
Kroondal Platinum	3	5

ет увеличить к 2008 г. добычу платины до 31 т [16]. Stillwater Mining (США) планирует ввод в эксплуатацию месторождения East Боулдер с годовой добычей 15 т МПГ. ГКМ “Норильский Никель”, осуществляющий процедуру приобретения компании Stillwater Mining, подтвердил программу развития работ этого предприятия [6]. Aquarius Platinum (Австралия) планирует в 2003-2004 гг. ввод новых мощностей на месторождениях Эверест Зюйд и Миракана, с суммарной годовой производительностью 12,5 т МПГ [9], Zimplats (Зимбабве) – вовлечение в производство в 2002 г. месторождения Нгези и возобновление работ на руднике “Хартли” с суммарной годовой мощностью производства МПГ до 20 т. ГКМ “Норильский никель” вложил в 2001-2002 гг. в реконструкцию производства свыше 1,2 млрд дол. США, что, несомненно, приведет в будущем к росту поставок МПГ [6]. Суммарное увеличение мировой годовой добычи платиноидов от ввода новых мощностей к 2005-2006 гг. может составить до 65 т платины и 25 т палладия.

Если в 1999 г. поисками и разведкой месторождений МПГ занималось всего пять венчурных и пионерных компаний, то к 2001 г. их количество достигло 35. Разведочные работы осуществляются в традиционных регионах Бушвельда (ЮАР), Великой Дайки (Зимбабве), Канадской медно-никелевой провинции и Норильского рудного узла, а также в новых регионах – на севере Австралии (проекты Пантон, Радио Хил, Фиелд Финд, Коронешейн Хил), в Новой Зеландии (Лонгвордс), в Финляндии (Пеликат)

и Монголии (провинция Ювс). Даже падение цен на платиноиды в 2001-2002 гг. не привело к снижению активности геологоразведочных работ на МПГ.

Учитывая тенденции по развитию мощностей добычи платиноидов в ЮАР, Зимбабве и Австралии следует ожидать серьезного увеличения доли добычи платины в ЮАР и Зимбабве на фоне уменьшения доли России на рынке. Кроме того, произойдет увеличение темпов предложения палладия в США, ЮАР и Канаде, что тоже может потеснить российских участников и на этом рынке. Поэтому вопросы наращивания добычи МПГ российскими предприятиями необходимо решать уже сейчас, чтобы восполнить предложения платиноидов после истощения их запасов в Центральном банке РФ и Гохране РФ.

### Выводы

1. В начале XXI в. ожидается устойчивое развитие рынка платиноидов ввиду увеличения их потребления на природоохранные технологии при сохранении спроса в областях традиционного использования. Падение спроса МПГ возможно только в электронике и стоматологии, где широко применяются более дешевые альтернативные материалы.

2. Увеличение предложения платиноидов за счет ввода новых мощностей по добыче в ЮАР, Зимбабве и США может привести к вытеснению с рынка платиноидов российских участников, поставки которых находятся под государственным контролем.

3. Законодательное регулирование рынка платиноидов в России (начисление НДС, требование обязательного экспорта только через госпредприятия, валютное регулирование) приводит к снижению его привлекательности, сокращению внутривалютного оборота и ориентации товарных потоков МПГ на вывоз из страны.

4. С целью развития российского рынка платиноидов необходимо исключить МПГ из списка валютных ценностей (они оборачиваются только на товарных рынках и практически не участвуют в валютных операциях) и рассмотреть проблемы начисления НДС и вывозной пошлины при обороте платиноидов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боярко Г.Ю. О проблемах законодательства в области золотодобычи // Горный журнал. – 2000. – № 11–12.
2. Боярко Г.Ю. Благородные металлы. Применение, цены, спрос и предложение, запасы в недрах и прогноз развития рынка / Обзорная информация. – М.: Геоинформмарк, 2001.
3. Боярко Г.Ю. Налог на добавленную стоимость в сфере производства минерального сырья // Горный журнал. – 2001. – № 4.
4. История ЗАО Артель старателей “Амур”. – <http://www.artel-amur.ru/history.htm>.
5. Карякгеолдобыча получила квоту на экспорт платины // JewellerNet.ru: Новости, 2001. 23 марта. <http://www.jewellernet.ru/cgi-bip/printversion/printversion.cgi>.
6. Норильский никель // Годовой отчет, 2002. – М.: Норильский Никель, 2003.
7. “Норильский никель” так и не может начать экспорт платины // Независимая газета, 2000, 29 марта.
8. Стенограмма пленарного заседания Государственной Думы РФ. 17 ноября 1999 г.
9. Aquarius Platinum. Annual review 2002. Perth: AP(A), 2003.
10. Anglo Platinum 2002 preliminary report. – Johannesburg: AAP, 2003.
11. Falconbridge limited. 2002. Annual report. – Toronto: Falconbridge, 2003.
12. Johnson Matthey Platinum 2002. Interim review. – London: JM, 2002.
13. Johnson Matthey Platinum 2002. – London: JM, 2003.
14. Impala Platinum 2002 annual report. – Johannesburg: IPM, 2003.
15. Inco Annual Report 2002 Inco.com. – Toronto: Inco, 2003.
16. Lonmin. Plc Annual Report 2002. – London: Lonmin, 2003.
17. Mineral commodity summaries. 2002 // US Geological Survey. – Pittsburgh, 2003.
18. Northam Platinum Limited. Annual report 2002. – Johannesburg: NP, 2003.
19. Reliable, Affordable and Environmentally Sound Energy for America's Future. Report of the National Energy Policy Development Group. Washington, DC. – 2001.
20. Silver, platinum and palladium markets and outlook (2000). Toronto: CPM group, 2001.
21. This Week In Platinum. – 2001. – № 542, February 23<sup>rd</sup>.
22. This Week In Platinum. – 2001. – № 550. April 27<sup>th</sup>.
23. This Week In Platinum. – 2001. – № 551. May 4<sup>th</sup>.
24. This Week in Platinum. – 2001. – № 554. June 1<sup>st</sup>.
25. This Week In Platinum. – 2001. – № 561. July 27<sup>th</sup>.
26. This Week In Platinum. – 2001. – № 562. August 3<sup>rd</sup>.
27. World Palladium Production 1999. Nova Scotia (Canada): Metals economics group strategic report, 2000.

Томский политехнический университет,  
г. Томск

# ОТРАБАТЫВАЕМЫЕ И ПОДГОТАВЛИВАЕМЫЕ К ОСВОЕНИЮ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ

УДК 553.491.8'435'481(571.51-17)

*Д.А.Додин, Т.С.Додина, О.А.Дюжиков*

## **НОРИЛЬСКО-ТАЛНАХСКИЙ РУДНЫЙ ГИГАНТ**

Рассматриваемый рудный гигант включает в себя обрабатываемые сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения Норильского (Норильск-1) и Талнахского (Талнахское и Октябрьское) рудных полей, аналогичные забалансовые объекты Норильского и Имангдинского узлов (рис. 1) – малосульфидные платино-металльные, техногенные и россыпные месторождения названных металлогенических таксонов. Перечисленные месторождения образуют центральную часть Норильского района (сфера деятельности Норильского комбината – ГМК “Норильский никель”).

Район является составной частью Кетско-Норильской металлогенической никеленосно-платиноносной области Таймыро-Норильской провинции с расслоенными массивами норильско-талнахского типа, к которым и приурочены вышеупомянутые месторождения. Объект является крупнейшим в мире. По данным Г.Ф.Пивня и др. (1999), он заключает в себе значительную (десятки процентов) часть мировых запасов платиновых металлов, никеля, кобальта и меди.

Из руд Норильских месторождений, по экспертным оценкам, производится более 85% никеля и кобальта, 60% меди и около 90% МПП от общего объема производства этих металлов в Российской Федерации. В феврале 1996 г. на

1-й Международной конференции “Добыча и производство металлов в России и странах ближнего зарубежья” представителем РАО “Норильский никель” были приведены данные по добыче этим концерном в 1995 г. никеля 178,0 тыс. т (в 1991 г. – 241,3 тыс. т) и меди 328,0 тыс. т (в 1991 г. – 416,4 тыс. т), что составляло соответственно 84,4 и 60,3% от общероссийской добычи при экспорте в 155 тыс. т никеля и 395 тыс. т меди. Для сравнения, Канада с Садберийским никелевым гигантом в 1995 г. произвела 122 тыс. т (в 1991 г. – 131,1 тыс. т) никеля при экспорте 96,7 тыс. т [27]. То есть роль Норильского комбината на мировом рынке никеля чрезвычайно велика. Российский палладий, добытый на Норильских месторождениях и заимствованный из государственных запасов, но также ранее полученный здесь же, обеспечил в 1996-2001 гг. более 65% мировой потребности в этом металле [13, 14]. Сохранение за Норильской горной компанией в течение ближайших десятилетий положения флагмана никелевой и особенно платинодобывающей отраслей возможно только при отработке всех рудных месторождений перечисленных типов в определенных пропорциях, соответствующих ряду объективных факторов (цены на металлы на мировом рынке и др.).

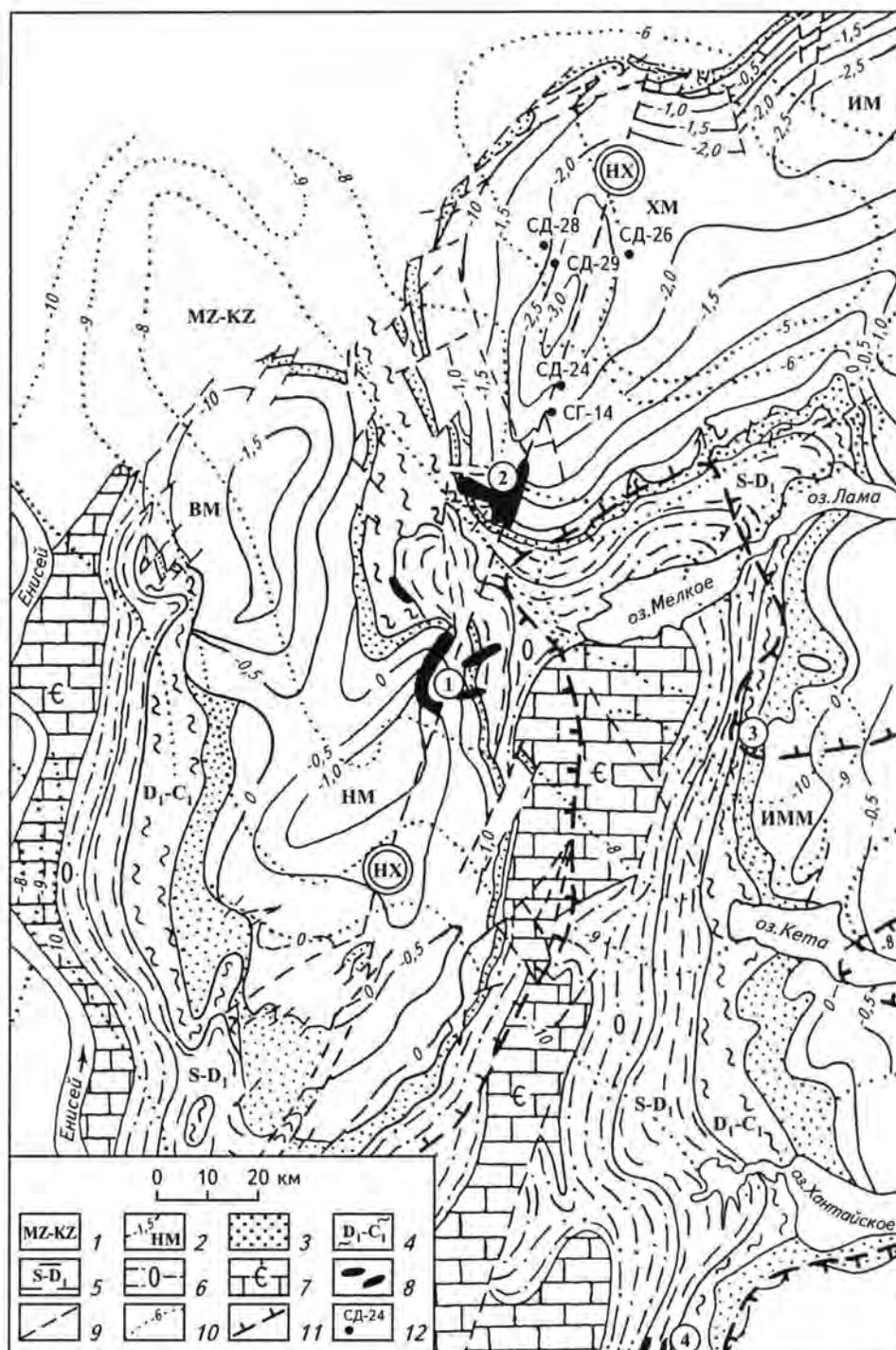


Рис. 1. Схема размещения рудных узлов Норильского промышленного района

1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2 – поля распространения пермо-триасовых вулканитов, изогипсы их подошвы (в км); мульды: НМ – Норильская, ХМ – Хараелахская, ИМ – Иконская, ИММ – Сыверминская (Имангдинская); 3-7 – осадочные формации: 3 – позднепалеозойские угленосные, 4 – раннедевонско-раннекаменноугольные, 5 – силурийско-раннедевонские, 6 – ордовикские, 7 – кембрийские; 8 – расслоенные платиносо-никеленосные интрузии рудных узлов (цифры в кружках): 1 – Норильского, 2 – Талнахского, 3 – Имангдинского, 4 – Хантайского рудных узлов; 9 – разломы, в том числе: НХ – Норильско-Хараелахский; 10 – глубины залегания кровли консолидированной коры; 11 – контур мантийного выступа по данным гравиметрии (поднятие по границе М от 42 до 36 км); 12 – буровые скважины

### **Геолого-металлогеническое положение рудного гиганта**

Располагаясь на крайнем северо-западе Сибирской платформы в пределах Таймыро-Тунгусского трога карелид [1], уникальный рудный объект приурочен к пересечению двух крупных трансрегиональных минерагенических таксонов – субмеридионального Енисейско-Североземельского [9] и субширотного Енисейско-Оленекского [16] – отрезков планетарных Алдано-Североземельского и Арктического поясов [15].

Это и определило главные черты глубинного строения, тектонического режима, состава позднепалеозойско-раннемезозойских трапповых вулканитов, развития расслоенных массивов и связанного с ними оруденения, в первую очередь сульфидного платиноидно-медно-никелевого (норильско-талнахский тип) и мало-сульфидного платинометалльного (верхнеталнахский тип).

Норильский район отличается от сопредельных структур повышенной мощностью континентальной земной коры, сложным строением “гранитного” слоя и осадочно-вулканогенного платформенного чехла, аномально высокими скоростями распространения продольных волн в этих оболочках. Материалы региональных и среднемасштабных сейсмогеологических исследований [1, 11, 28 и др.] обнаруживают специфическое строение земной коры и верхней мантии Норильского рудного района по отношению к сопредельным территориям, чрезвычайно высокую плотность транскоровых разломов, что позволяет охарактеризовать рассматриваемый район как исключительно мобильную зону, пространственно совмещенную с южной трансформной ветвью западной части Енисейско-Хатангского рифта.

В строении платформенного чехла Норильского района принимают участие образования четырех тектонических циклов (Погребичкий, 1971): позднепротерозойско-вендского, ранне-, среднепалеозойского, позднепалеозойско-раннемезозойского и позднемезозойско-кайнозойского. Формации всех циклов имеют значительные мощности, что свидетельствует о развитии района в режиме повышенной активности.

Позднепалеозойский-раннемезозойский тектонический цикл, отвечающий этапу авто-

номной базальтовой активизации и формированию платиноидно-медно-никелевых рудных узлов и месторождений, разделяется на две стадии: в первую (средний карбон-поздняя пермь) образованы угленосные отложения тунгусской серии (до 500 м); во вторую (поздняя пермь-средний триас) – мощные (около 4 км) вулканы и щелочно-мафитовые, мафитовые, ультрамафит-мафитовые интрузивные тела. В фазу завершающего тектогенеза позднепалеозойско-раннемезозойского цикла окончательно сформированы главные черты современного структурного плана территории.

Расслоенные массивы норильско-талнахского типа локализованы при пересечении Норильско-Хараелахским и Имангдинско-Летнинским глубинными разломами зоны сочленения (или вблизи нее) структур Хантайско-Рыбнинского вала с Норильско-Хараелахским прогибом и западной окраиной Тунгусской синеклизы. Первую структурную позицию занимают интрузии Талнахского (Нижняя и Верхняя Талнахские) и Норильского (Норильск-1, Норильск-2, г.Черная, г.Зуб, Горстрой и др.), вторую – Имангдинского (Имангдинская, Мантуровская и Накохозская) рудных узлов (см. рис. 1). Нескольким иным структурным положением характеризуется Тальминская интрузия (Тальминский рудный узел), приуроченная к области сопряжения Кумгинского и Северо-Хараелахского разломов, вблизи предполагаемого пересечения последнего Норильско-Хараелахской зоной [16].

В строении массивов выделяются следующие горизонты (сверху вниз): контактовые долериты и микродолериты, эруптивные брекчии, контаминированные породы, лейкократовые габбро, иногда верхние пикритовые и такситовые долериты (мощностью 0,75-60,0 м); габбро-диориты, кварцевые, кварцсодержащие и пегматоидные, иногда безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты (15-140 м); безоливиновые и оливинсодержащие долериты и плагиодолериты с линзами, жилами и шпирами габбро-диоритов, кварцсодержащих, пегматоидных габбро-долеритов, иногда лейкократовые габбро (11,6-95 м); оливиновые, оливинбиотитовые долериты с прослоями кварцевых, кварцсодержащих, безоливиновых, пикритовых, троктолитовых, такситовых и меланократовых долеритов и габбро-долеритов, иногда

лейкократовых габбро (10-110 м); обогащенные оливином породы (троктолитовые и пикритовые долериты, троктолиты, меланотроктолиты, плагиоклазсодержащие оливиниты и лерцоциты (9-94 м); такситовые долериты и оливиновые долериты с таксито-офитовой структурой (5,6-105 м); контактовые долериты и контаминированные породы (1,2-30 м). Общая мощность массивов колеблется от 10 до 430 м.

Приведенная схема строения в принципе отвечает намеченной еще первоисследователями норильских месторождений Н.Н.Урванцевым [40], В.К.Котульским [22], Б.Н.Рожковым [33], В.С.Домаревым, М.Н.Годлевским [4] и И.А.Коровяковым [21] без учета неизвестной тогда Талнахской интрузии.

Нижний и приподошвенный горизонты [7, 8] указанных массивов содержат вкрапленное и прожилково-вкрапленное сульфидное платиноидно-медно-никелевое оруденение, значительно более богатое в Верхней Талнахской интрузии. К придонным частям последней и интрузии Норильск-1 приурочены мощные (ранее до 40, теперь не более 15 м) залежи сплошных (богатых) сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд. К верхнему горизонту массивов тяготеет малосульфидное платинометалльное месторождение верхнеталнахского типа.

Рассмотренные массивы являются ядерными частями рудно-магматических систем (РМС) – природных сообществ магматических (ультрамафит-мафитовых) метаморфических, рудных формаций и их геохимических ореолов. Эти рудно-магматические системы и представляют собой в Норильском районе рудные узлы – Талнахский, Норильский, Имангдинский, Южно-Норильский, Тальминский (см. рис. 1).

### **Морфология и внутреннее строение рудных узлов**

Рудные узлы, месторождения, большая часть рудопроявлений платиноидно-медно-никелевых руд развиты в районе в пределах узких (10-35 км), но протяженных (до 200 км) линейных структур, совпадающих с трассами глубинных разломов и магмоактивными зонами ранних этапов вулканизма. Главная из них – Норильско-Хараелахский разлом, прослеживаемый, по геолого-геофизическим данным, внутри Таймыро-Тунгусского трога карелид до Центрального Таймыра. Особое значение этого разлома подтверждается тем, что до настоящего времени только вблизи него обнаружены рудные объекты промышленной значимости. Весьма активная роль разлома в развитии магматизма и рудообразования проявлена в верхних структурных этажах платформенного чехла, в локальном складкообразовании, группировке никеленосных интрузивов, их морфологии, распределении конкретных рудных залежей. Вероятно, именно одновременное развитие “геодинамической пары” Норильско-Хараелахский разлом плюс Хантайско-Рыбнинский вал привело к образованию благоприятных структурно-тектонических условий локализации рудных узлов и месторождений.

**Талнахский рудный узел.** Особенности строения данного рудного узла определяются его положением в области сочленения юго-западной части Хараелахской мульды и Кайсеркано-Пясинской антиклинали, пересеченной Норильско-Хараелахским разломом, осложненной пликативными и дизъюнктивными дислокациями высоких порядков (рис. 2).

Рис. 2. Геолого-структурная схема Талнахского рудного узла

1 – титан-авгитовые, андезиновые и толеитовые базальты ергалахской, сыверминской и туклонской свит; 2 – порфиновые и пикритовые базальты сыверминской свиты; 3 – полифировые базальты надеждинской свиты; 4 – порфировые и гломеропорфиновые базальты моронговской свиты; 5 – пойкилоофитовые базальты мокулаевской свиты; 6 – туфы и туффиты; 7 – песчаники, аргиллиты, угли тунгусской серии; 8 – известняки, доломиты, мергели, гипсы макусовской, нахохозской и каларгонской свит (D<sub>2</sub>-D<sub>3</sub>); 9 – мергели, доломиты, аргиллиты мантуровской свиты; 10 – аргиллиты курейской и разведочнинской свит; 11 – доломиты, мергели, ангидриты зубовской свиты; 12 – выходы под наносы габбро-долеритов Верхней Талнахской интрузии; 13 – контакты пород; 14 – границы структурного несогласия; 15 – элементы залегания пород и углы падения; 16 – зоны дробления; 17 – системы сближенных параллельных сбросов; 18 – сбросовые границы просядочных структур; 19 – оперяющие сбросы; 20 – оси антиклиналей; 21 – локальные прогибы в подошве рудоносной интрузии; 22 – локальные раздувы интрузий в глубинных частях разрезов; 23 – направление падения по сбросам; 24 – контуры интрузивных ветвей



де (снизу вверх): карбонатные и сульфатно-карбонатные отложения нижнего-среднего девона мощностью более 1000 м; карбонатные отложения верхнего девона (> 1000 м); терригенные угленосные отложения среднего карбона-верхней перми (тунгусская серия – более 500 м); вулканы верхней перми-среднего триаса (около 2300 м). В составе последних выделяются ергалахская, сыверминская (с пикритовыми базальтами), хаканчанская, туклонская, надеждинская, моронговская, мокулаевская, хараелахская, кумгинская свиты – эксплозивно-эффузивные фации соответствующих рудно-магматических комплексов.

К ведущим дифференцированным массивам узла относится Талнахский интрузив – Нижняя Талнахская и Верхняя Талнахская промышленно-платиноносно-никеленосные интрузии. Последняя представляет собой крупное хонолитоподобное тело общей площадью 80 км<sup>2</sup>, полого погружающееся в север-северо-западном направлении и состоящее из нескольких кулисообразно расположенных ветвей – Юго-Западной, Северо-Западной, Северо-Восточной, Хараелахской (см. рис. 2) и других, в значительной мере предполагаемых.

В разрезе Верхней Талнахской интрузии можно выделить (сверху вниз) следующие серии пород:

верхняя расслоенная габбровая: гибридные эндоконтактовые породы, контактовые закалочные долериты, анортитовые лейкогаббро, хромитоносные такситовые габбро и лейкогаббро с малосульфидным платинометалльным оруденением;

основная расслоенная: габбро-диориты, кварцсодержащие, безоливиновые и оливинсодержащие долериты, оливиновые и оливин-биотитовые габбро-долериты, пикритовые и троктолитовые долериты, троктолиты с вкрапленным и прожилково-вкрапленным сульфидным платиноидно-медно-никелевым оруденением;

нижняя расслоенная (габбровая) серия: такситовые, равномернозернистые оливиновые и безоливиновые долериты, контактовые долериты с вкрапленным и прожилково-вкрапленным сульфидным платиноидно-медно-никелевым оруденением.

В строении рудной толщи узла устанавливаются два этажа: нижний – Октябрьское и верх-

ний – Талнахское месторождения (рис. 3). Первое приурочено к Хараелахской и Северо-Западной, второе – к Юго-Западной и Северо-Восточной ветвям. На названных месторождениях работает ряд рудников: “Маяк”, “Комсомольский”, “Октябрьский”, “Таймырский”.

**Норильский рудный узел.** Особенности строения рассматриваемого узла в разное время изучались Н.Н.Урванцевым [40], В.К.Котульским [22], М.Н.Годлевским [4], Г.Д.Масловым [26], М.К.Ивановым и др. [17], В.А.Люлько (1975), А.В.Тарасовым [39], О.В.Петровым, В.А.Шатковым, авторами статьи и др.

Норильский рудный узел находится в области сочленения Норильской мульды и Кайеркано-Пясинской антиклинали [30], охватывая и восточный борт Вологодчанской мульды, и западное крыло Хантайско-Рыбнинского вала, приурочиваясь к зоне Норильско-Хараелахского разлома. В рудный узел входят месторождения сульфидных платиноидно-медно-никелевых и малосульфидных платинометалльных руд, тяготеющие к расслоенным трапповым массивам Норильск-1, Норильск-2, гор Черная и Зуб-Маркшейдерская.

Типичный массив узла – интрузия Норильск-1 расположена на севере узла и представляет собой крупное пластообразное тело, вытянутое в северо-восточном направлении, полого наклоненное к юго-западу и залегающее вблизи межформационного шва: угленосные отложения тунгусской серии – пермо-триасовые вулканы. В плане она имеет сигмоидную, в поперечном сечении – корытообразную форму, борта ее крутые, максимумы мощностей приурочены к участкам перегиба от них (крутых бортов) к пологим частям тела [39]. На севере интрузия представлена двумя ветвями – Западной и Восточной (карьеры “Угольный ручей” и “Медвежий ручей”) с перемычкой – силлом, на юге – это единственное тело, максимумы мощностей которого тяготеют к юго-восточному борту. Общая протяженность интрузии составляет более 10 км, ширина – 1,5-2,5 км. Мощность – 30-350 м ([39], Люлько, 1975).

**Имангдинский рудный узел** относится к региональной Имангдинско-Микчандской рудно-магматической системе, контролируется Имангдинско-Летнинским разломом и представляет собой локальную рудно-магматическую систе-

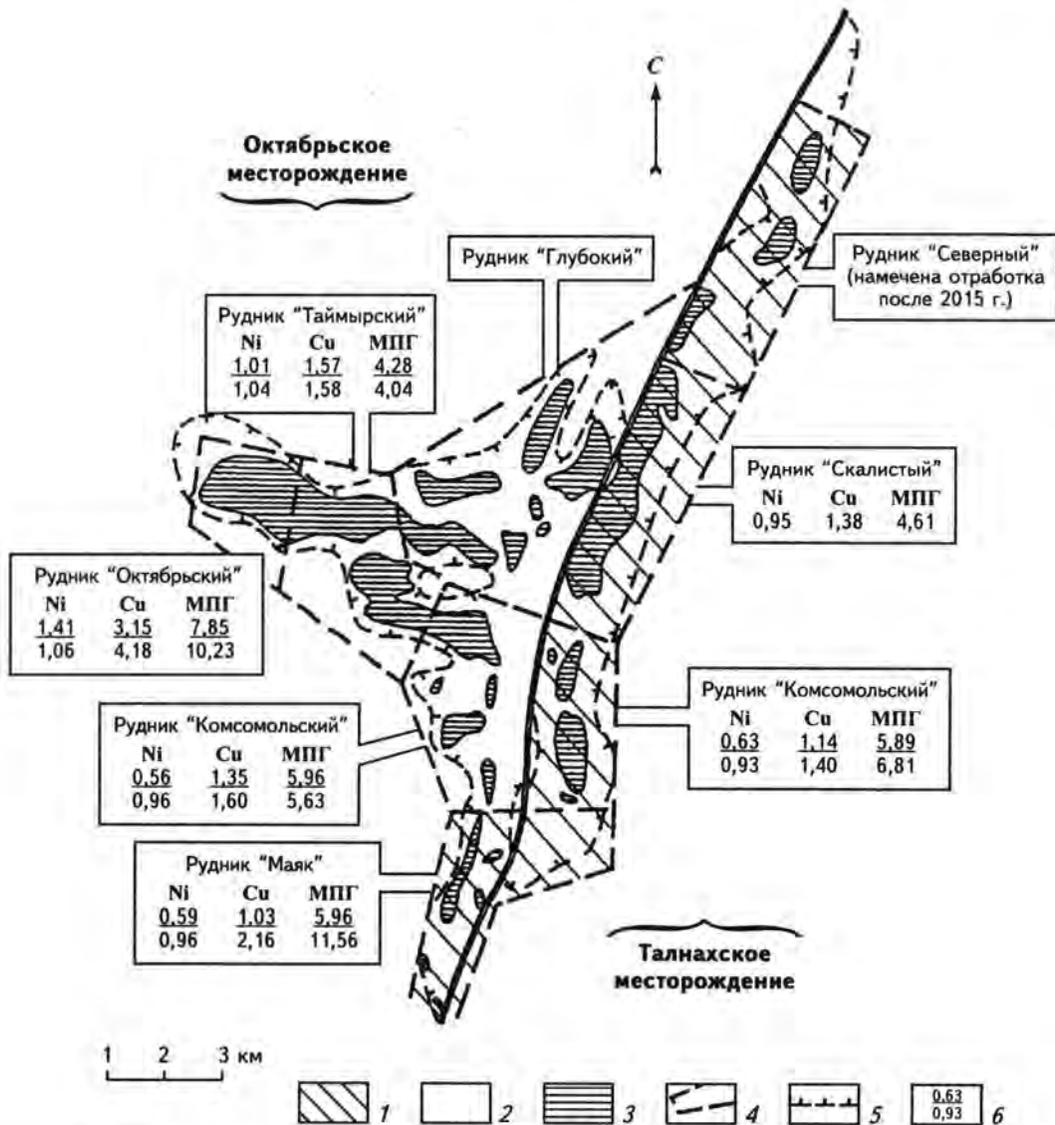


Рис. 3. Схема расположения месторождений и полей рудников Талнахского рудного узла  
(по А.В.Валетову и др., 2000)

1, 2 – месторождения: 1 – Талнахское, 2 – Октябрьское; 3 – залежи богатых сплошных руд; 4 – границы Талнахского рудного поля; 5 – контур Талнахского интрузива; 6 – содержание металлов: Ni, Cu в %, МПГ в г/т (в числителе – по состоянию на 01.01.2000 г., в знаменателе – на начало отработки)

му, приуроченную к восточному крылу Хантайско-Рыбнинского вала на сочленении со структурами западного борта Тунгусской синеклизы, ведущей из которых является Сыверминская (Имангдинская) мульда – Сыверминский рудный район. В строении узла принимают участие ордовикско-триасовые образования мощностью более 5 км, прорванные интрузиями долеритов; с Имангдинским и Мантуровским расчлененными массивами связаны сульфидные

платиноидно-медно-никелевые и малосульфидные платинометалльные месторождения.

Типовая интрузия – Имангдинская – пологосекущая залежь на контакте силурийских и девонских отложений, вытянутая вдоль Имангдинско-Летнинского разлома на 6 км. Предположительно, одной из ее крупных ветвей является Накохозский интрузив. В интрузивах устанавливается основная расчлененная серия с сульфидной вкрапленностью, обогащенной МПГ,

а также нижние и верхние такситовые долериты. В верхней эндоконтактной зоне присутствуют шпильры лейкогаббро с пикритоподобными обособлениями и малосульфидным платинометалльным оруденением. Некоторые разрезы сложены только лейкогаббро и пикритовыми долеритами. Мощность Имангдинской интрузии составляет 30-100 м.

### Строение и состав рудных залежей

В пределах месторождений выделяются три группы сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд [8]: сплошные руды в интрузивах и их экзоконтактах; вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды в интрузивах; вкрапленные, прожилково-вкрапленные и брекчиевидные (Генкин и др., 1981) руды в экзо- (и эндо-) контактах рудоносных интрузивов ("медистые"). В рудах установлено более 200 минералов. Руды трех групп образуют единую рудную толщу названных месторождений (в первую очередь Талнахского и Октябрьского) сложного строения мощностью до 100-200 м и более, пространственно связанную с приподошвенной (в значительно меньшей степени с прикровельной) частью расслоенных интрузивов. Рудная толща вместе с рудоносным Верхним Талнахским интрузивом и слоями вмещающих осадочных отложений погружается на глубину 1500-2000 м и более, углы ее залегания 5-15°, в перегибах подошвы массива и ее бортах они повышаются до 30-40° (Тарасов, Петров, 1983). Малосульфид-

ные платинометалльные руды образуют четвертую группу — самостоятельную рудную формацию.

Сплошные сульфидные платиноидно-медно-никелевые руды, играющие до последнего времени наиболее существенную роль в производстве металлов рудного гиганта, являются максимально экономически значимой группой руд. Они образуют зональные (рис. 4) и незональные залежи и жилы в интрузивных и вмещающих породах (нижний эндо- и экзоконтакты, зоны пологих тектонических нарушений). Форма рудных залежей — пластообразная, иногда в разрезе они представляют серию линзовидных тел с жилородными ответвлениями в краевых частях, их подошва и кровля — волнистые поверхности с локальными прогибами амплитудой 2-15 км. Мощность тел — десятки сантиметров-первые десятки метров, максимумы приурочены к прогибам в подошве залежей. Контакты с околорудными породами резкие ("интрузивные"), изменения последних выражаются в образовании полевошпатовых, хлоритовых и серпентиновых метасоматитов, в формировании ореолов шпильрово-петельчатых и прожилково-вкрапленных руд. Сплошные руды представлены пирротиновым, кубанитовым, халькопиритовым, талнахитовым, моихукитовым и халькозин-борнитовым типами (табл. 1).

В соответствии с данными А.В.Валетова и др. [2, 29; табл. 2], к настоящему времени отработано около 35% запасов богатых руд, что обусловило "снижение общего качества руд и

Рис. 4. Разрезы зональных залежей Талнахского и Октябрьского месторождений

А, Б — соответственно поперечный и продольный юго-западной части Талнахского месторождения; В — северо-восточной части Таланхского месторождения; Г, Д — южной и центральной частей Октябрьского месторождения. *Эффузивные породы*: 1 — трахибазальты с титан-авгитом, 2 — андезитовые базальты, 3 — туфобрекчии; *интрузивные породы*: 4 — долериты недифференцированных интрузий, 5 — габбро-диориты, 6 — безоливиновые долериты, 7 — оливиновые долериты, 8 — меланократовые троктолиты, 9 — пикритовые габбро-долериты, 10 — такситовые габбро-долериты, 11 — контактовые долериты; *осадочные породы*: 12 — доломиты, 13 — известняки, 14 — доломитовые мергели, 15 — песчаники; *метаморфические породы*: 16 — адинолы и альбититы, 17 — пироксен-альбитовые околорудные породы, 18 — кварц-альбитовые околорудные породы, 19 — кварц-микроклиновые породы, 20 — ангидрит-форстеритовые скарны, 21 — ангидрит-форстеритовые кальцифиры, 22 — ангидрит-фассанитовые скарны, 23 — везувиан-гроссуляровые скарны, 24 — андрадитовые скарны, 25 — серпентиниты, 26 — андрадит-серпентиновые породы, 27 — серпентин-кальцит-ангидритовые породы, 28 — бруситовые мраморы; *сплошные сульфидные платиноидно-медно-никелевые руды*: 29 — халькопирит-пирротиновые, 30 — кубанит-пирротиновые, 31 — пентландит-кубанитовые, 32 — пентландит-пирротин-халькопирит-кубанитовые, 33 — пентландит-халькопирит-кубанитовые, 34 — пентландит-кубанит-халькопиритовые, 35 — пентландит-халькопиритовые; *прожилково-вкрапленные платиноидно-медно-никелевые руды*: 36 — пирротиновые (экзоконтактные), 37 — халькопиритовые, 38 — халькозин-борнитовые; *вкрапленные платиноидно-медно-никелевые руды*: 39 — пирротиновые (в интрузиве), 40 — халькозин-борнитовые, 41 — валлериитовые; 42 — разломы; 43 — границы: а — породь и подтипов сплошных руд, б — типов вкрапленных руд в одном породном горизонте

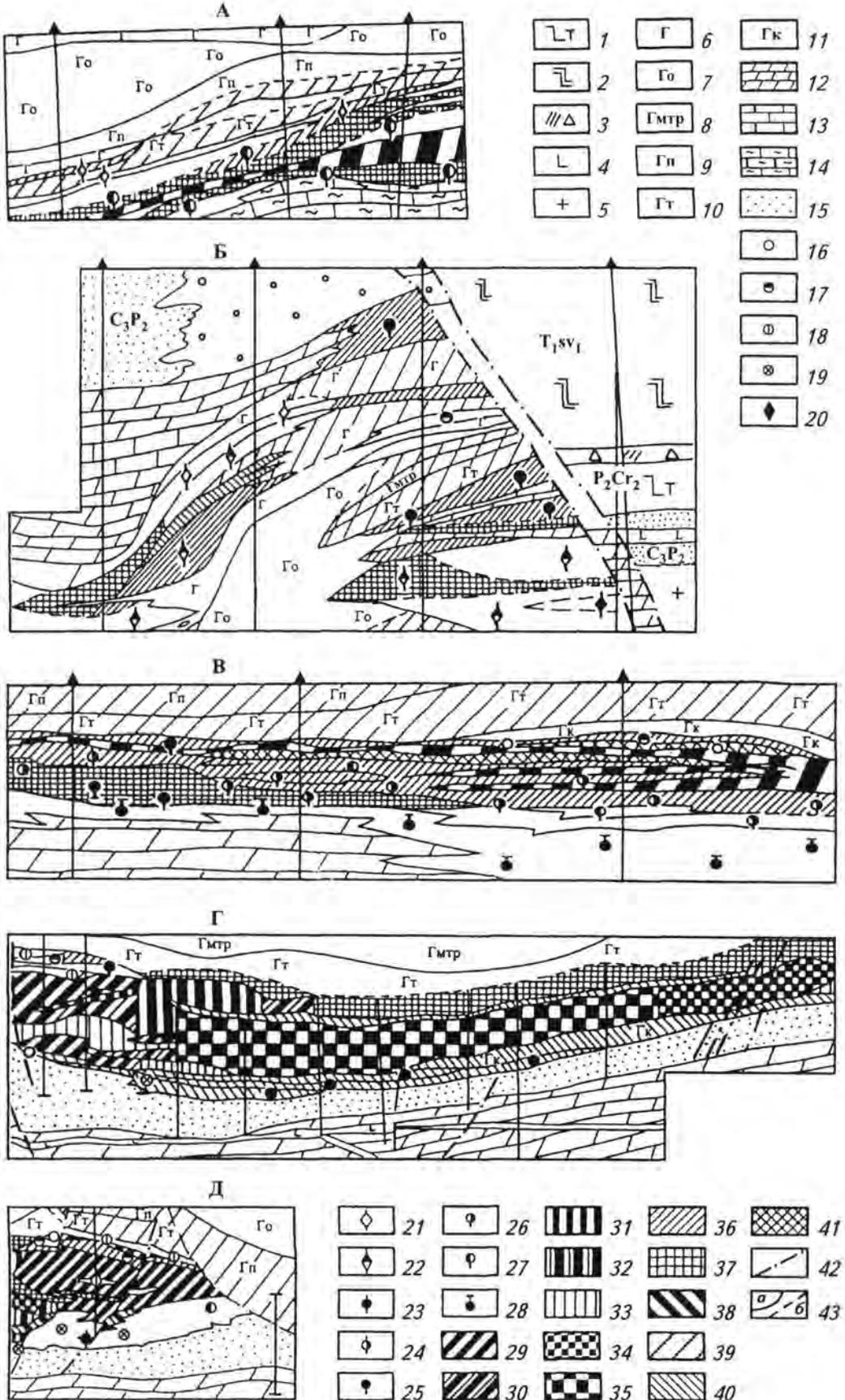


Таблица 1

## Минеральный состав (в % мас.) сплошных руд [20]

Состав руд	Тип руд										
	пирротиновый			кубанитовый			халькопиритовый			талнахитовый	халькозин-борнитовый
	1 (240)	2 (258)	3 (102)	1 (36)	2 (26)	3 (56)	1 (44)	2 (56)	3 (65)	1 (8)	1 (9)
Пирротин	59,5	65,3	62,3	7,9	7,4	5,1	0,1	10,6	1,5	–	–
Пентландит I	8,6	4,9	11,1	10,8	7,5	18,0	17,1	4,4	18,3	17,7	1,5
Пентландит II	2,3	3,4	1,0	0,3	0,2	Сл.	–	–	0,1	–	–
Халькопирит и талнахит	11,3	11,6	6,5	8,6	12,7	18,1	66,0	66,7	64,9	61,5	4,9
Кубанит	6,5	1,5	12,6	66,3	65,6	53,8	10,2	1,4	3,6	16,1	–
Магнетит	4,2	6,2	0,6	3,7	4,6	1,3	2,1	3,5	1,6	1,2	–
Пирит	0,6	0,1	0,1	Сл.	–	0,1	–	0,3	–	–	–
Макинавит	0,2	0,03	0,3	0,7	0,1	1,0	0,06	0,04	0,4	–	–
Валлериит	0,03	Сл.	–	0,2	Сл.	–	0,5	–	–	0,4	–
Сфалерит	0,04	0,01	Сл.	Сл.	0,02	Сл.	0,25	0,05	0,07	0,8	–
Галенит	0,05	Сл.	–	–	0,05	–	–	–	–	–	–
Ильваит	0,04	0,02	–	–	–	–	–	0,2	–	–	–
Платиновые минералы	–	–	–	Сл.	0,03	0,02	0,06	0,01	0,02	0,1	–
Нерудные минералы	6,6	7,0	5,5	2,3	2,0	2,6	3,6	12,8	9,5	2,2	13,1

Примечания: 1. Месторождения: 1 – Талнахское, 2 – Октябрьское, 3 – Норильск-1. 2. В скобках указано количество аншлифов. 3. В халькозин-борнитовом типе руд Талнахского месторождения присутствуют халькозин (31,4%), борнит (45,6%), ковеллин (сл.), миллерит (1,8%), а в халькопиритовом типе руд – следы борнита, ковеллина, миллерита.

Таблица 2

Соотношение (в %) запасов сплошных (богатых), медистых и вкрапленных руд по полям рудников  
(по А.В.Валетову и др. [29])

Месторождение	Поле рудника	Руды		
		богатые	медистые	вкрапленные
Талнах	“Маяк” 1966/2000*	<u>11,4</u> **	<u>2,4</u>	<u>86,2</u>
		1,9	1,0	97,1
	“Комсомольский” 1972/2000	<u>8,5</u>	<u>11,4</u>	<u>80,1</u>
		0,7	10,8	85,5
Октябрьское	“Комсомольский” 1972/2000	<u>9,7</u>	<u>29,8</u>	<u>60,5</u>
		2,6	29,0	68,4
	“Октябрьский” 1974/2000	<u>33,0</u>	<u>20,0</u>	<u>47,0</u>
		17,7	24,6	57,7
	“Таймырский” 1982/2000	<u>22,8</u>	<u>0,3</u>	<u>76,9</u>
		21,4	0,3	78,3

\* В числителе – год начала отработки, в знаменателе – год расчета.

\*\*В числителе – содержание данной группы руд (в %) на начало отработки, в знаменателе – на 01.01.2000 г.

Таблица 3

Средний минеральный состав (в % мас.) сплошных пирротиновых руд  
некоторых участков Талнахского и Октябрьского месторождений [18, 19]

Минералы	Талнахское месторождение				Октябрьское месторождение	
	Юго-западная часть (132)			Северо-восточная часть (48)	Южная залежь (73)	Центральная залежь (18)
	1	2	3			
Пирротин	63,2	51,4	61,5	64,8	67,2	72,3
Халькопирит	14,4	4,2	13,0	11,8	11,1	11,1
Пентландит-I	8,2	10,8	8,6	7,7	5,4	5,0
Пентландит-II	2,4	1,6	2,3	3,7	4,1	5,6
Валлерит	0,001	0,02	0,01	0,12	0,3	–
Макинавит	0,05	0,4	0,1	–	0,01	–
Кубанит	0,2	24,7	3,6	–	–	–
Сфалерит	0,05	0,1	0,06	0,01	0,01	–
Пирит	0,03	0,03	0,04	0,3	–	–
Магнетит	3,4	3,6	3,4	7,3	5,7	4,8
Титаномагнетит	–	–	–	–	0,2	0,05
Гематит	–	–	–	0,1	–	–
Нерудные	8,0	2,8	7,3	4,0	5,1	1,2
Пентландит-I	3,4	6,8	3,7	2,1	1,3	0,9
Пентландит-II						

Примечания. 1. В скобках указано количество аншлифов. 2. 1-3 – тип руд: 1 – пентландит-халькопирит-пирротиновый, 2 – пентландит-кубанит-пирротиновый, 3 – пирротиновый.

Средневзвешенный химический состав (в %) сплошных руд

Компоненты	Тип руд							
	пирротиновый				кубанитовый		халькопиритовый	талнахитовый
	1 (21)	2 (9)	3 (12)	4 (14)	1 (15)	2 (1)	1 (19)	1 (13)
S	31,58	29,39	30,08	30,76	30,82	30,40	31,54	31,04
Fe	49,37	52,19	52,10	54,82	38,72	51,04	32,14	33,86
Ni	4,64	3,81	4,20	3,66	4,90	3,53	5,09	5,08
Cu	4,94	3,82	3,67	3,14	15,75	8,69	24,98	25,05
Co	0,14	0,12	0,15	0,16	0,11	0,09	0,08	0,09
Pb · 10 <sup>-4</sup>	31	15	12	11	51	15	112	135
Zn · 10 <sup>-3</sup>	14	9	7,1	7,3	15	25	17	5,6
As · 10 <sup>-4</sup>	1	1	1	1	1	1	3	6
Sb · 10 <sup>-4</sup>	1	1	Не опр.	Не опр.	Сл.	Не опр.	1	1
Se · 10 <sup>-4</sup>	56	53	40	36	95	64	110	160
Te · 10 <sup>-4</sup>	24	10	1	10	23	7	47	42
SiO <sub>2</sub>	2,68	2,59	1,60	0,24	3,05	0,52	1,73	0,68
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,17	0,10	0,02	0,06	–	0,02	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,30	1,56	1,85	2,19	4,85	2,41	1,90	2,48
MgO	0,23	0,33	0,33	0,22	0,31	0,14	0,19	0,11
CaO	0,21	0,88	1,03	0,36	0,42	0,10	0,16	0,05
MnO	0,09	0,11	0,04	0,05	0,06	0,03	0,06	0,004
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,18	0,17	0,10	0,31	0,12	0,11	0,09
K <sub>2</sub> O	0,19	0,19	0,14	0,05	0,10	0,04	0,08	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,10	0,16	0,16	0,08	0,15	0,07	0,10
SO <sub>3</sub>	1,80	1,24	0,93	1,41	1,59	1,39	1,70	1,02
H <sub>2</sub> O	0,76	Не опр.	0,84	Не опр.	0,95	Не опр.	1,00	0,57
Ni/Cu	0,9	1	1,14	1,2	0,31	0,46	0,2	0,2

Примечания. 1 – юго-западный участок Талнахского месторождения, 2 – северо-восточный участок Талнахского месторождения, 3 – юго-восточный участок Октябрьского месторождения, 4 – северо-западный участок Октябрьского месторождения. В скобках – количество анализов.

уменьшение запасов цветных и благородных металлов более чем на 20%" [29]. Причем разработаны преимущественно наиболее меденосно-платиноносные моихукитовые, талнахитовые, халькопиритовые и кубанитовые (в значительной мере) руды зональных залежей полей рудников "Маяк" и "Октябрьский".

Основную часть оставшихся богатых руд представляют сплошные пирротиновые руды, образующие изолированные тела, а также входящие совместно с другими (преимущественно отработанными) типами руд в состав зональных залежей. Мощность залежей и зон пирротиновых руд достигает нескольких десятков метров. В пределах отдельных месторождений и их частей сплошные пирротиновые руды занимают различное положение. Мощность тел до 25 м. В северо-восточной части Талнахского месторождения на ее южных флангах пирротиновые руды слагают крупное, вытянутое в субмеридиональном направлении тело с узким маломощным перешейком в центральной части. Иногда в краевых частях рудное тело расщепляется на несколько маломощных жил. Максимальная мощность жил до 30 м в южной и 9 м в северной частях тела. На северных флангах северо-восточной ветви Талнахского месторождения в последние годы установлен ряд залежей преимущественно пирротиновых руд: Первая и Вторая залежи рудника "Скалистый", Третья – Северная и Первая Олорская залежи в поле рудника "Северный". Северная залежь прослеживается также в пределах Октябрьского месторождения, где образует одно тело и серию линз сплошных пирротиновых руд, залегающих на глубинах -1600...-1800 м. Мощность залежей 5-35 м. Пирротиновые руды северной части Талнахского месторождения в северо-восточном направлении обогащаются халькопиритом и пирротинном. По данным Г.Ф.Пивня и др. (1996), запасы богатых руд северных залежей Талнахского и Октябрьского месторождений составляют несколько десятков миллионов тонн. Этими же авторами для глубоких северных флангов месторождений Талнахского рудного узла разработаны оригинальные системы вскрытия.

Средний минеральный состав сплошных пирротиновых руд характеризуется резким преобладанием пирротина, значительным количеством халькопирита и пентландита и подчинен-

Таблица 5

Пределы колебаний содержания МПГ, Au и Ag (в г/т) в сульфидных платиноидно-медно-никелевых рудах Норильского промышленного района

Руды	Тип руд	Pt	Pd	Rh	Ir	Ru	Os	Au	Ag
Сплошные (богатые)	Халькопиритовый и талнахитовый	6,4-57,7	3,9-196,5 (до 2000)	0,01-0,45	0,02-0,09	0,12-0,25	0,05-0,06	0,08-13,1	74,6-287,0
	Кубанитовый	0,2-6,5	0,4-99,2	0,01-1,9	0,03-0,08	0,11-0,14	0,03-0,08	< 0,01-3,88	2,43-20,5
	Пирротиновый	0,5-7,3	2,3-26,0	0,01-17,0	0,03-0,26	0,12-0,26	0,04-0,28	< 0,01-1,28	1,05-29,2
Вкрапленные	Пирротиновый, кубанитовый и халькопиритовый	0,1-13,4	0,2-13,4	0,01-1,1	0,02-0,04	0,12-0,25	0,02-0,04	< 0,01-1,05	1,09-11,12
Медистые	Пирротиновый, халькопиритовый и валлеритовый	0,4-7,3	1,2-34,6	0,01-0,21	0,02-0,04	0,11-0,30	0,02-0,08	< 0,01-9,95	0,77-17,61

**Качество и структура запасов норильских сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений  
на 01.01.2001 г. (по А.В.Валетову и др. [29])**

Руды	Содержание			Запасы, %			
	никеля, %	меди, %	МПГ, г/т	руды	никеля	меди	МПГ
Богатые	3,20	4,60	10,80	10,8	42,7	33,1	21,5
Медистые	0,88	3,71	9,81	7,3	8,0	16,3	13,3
Вкрапленные	0,48	0,93	4,34	81,9	49,3	50,6	65,2
Всего	0,81	1,50	5,45	100,0	100,0	100,0	100,0

ным – всех остальных минералов (см. табл. 1, 3). По сравнению с другими типами сплошных руд (табл. 4, 5) пирротиновые руды отличаются, как правило, максимальным количеством железа, серы, титана, калия, кальция, родия, иридия, осмия (см. табл. 5), минимальным – меди, никеля, платины, палладия, золота, серебра, свинца, цинка, мышьяка, сурьмы, теллура, селена и воды.

Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды в интрузиях (максимально распространенные; табл. 6) охватывают нижний (преимущественно троктолитовые и пикритовые долериты) и приподошвенный (такситовые и контактовые долериты) горизонты, образуя достаточно выдержанные пластообразные и линзообразные тела мощностью, пропорциональной мощности отмеченных горизонтов – обычно десятки (редко до сотни) метров. Кровля тела промышленных вкрапленных руд – это обычно верхняя граница нижнего горизонта обогащенных оливином пород; в пределах северных флангов Талнахского рудного узла оно протягивается при средней мощности 15-30 м (до 75 м) почти на 10 км в соответствии с погружением Верхней Талнахской интрузии и простирается Главного шва Норильско-Хараелахского разлома. Вкрапленным рудам Октябрьского месторождения присуща большая изменчивость уровня мощностей и вещественного состава вкрапленных руд, чем для Талнахского. В целом в пересчете на сульфидную массу вкрапленные пирротиновые руды (табл. 7) содержат 40-70% пирротина, 10-20% пентландита и 10-40% халькопирита.

Вкрапленные, прожилково-вкрапленные и брекчиевидные руды в экзоконтактах рудонос-

ных интрузивов – медистые – развиты на Талнахском, Октябрьском и Норильском месторождениях. На Талнахском – только в подошве, а в пределах остальных – также и в кровле массивов норильско-талнахского типа. Экзоконтактовые (“медистые”) руды приурочены к метаморфическим и метасоматическим породам, а также, в меньшей мере, измененным долеритам, туфам, базальтам, осадочным породам. Залежи образуют пластообразные или линзообразные тела мощностью до первых десятков метров с многочисленными прослоями неоруденелых или слабооруденелых пород. Среди рассматриваемой группы устанавливаются пирротиновый, халькопиритовый, халькозин-борнитовый, пиритовый и валлериитовый типы руд. В них преобладают пирротин, или халькопирит, или борнит, или пирит (в зависимости от типа руд), подчиненное значение имеют пентландит, кубанит, миллерит и др. (табл. 8). Текстуры руд – вкрапленная, прожилково-вкрапленная, брекчиевая, густовкрапленная, полосчатая, брекчиевидная, петельчатая и шпирово-петельчатая, очень редко массивная. Как отмечали А.А.Филимонова, А.В.Смирнов и В.А.Коваленкер (1981), Генкин и др. (1981), брекчиевидные руды характеризуются более высокой (до 80%, в среднем 25-30%) сульфидонасыщенностью, специфической морфологией минеральных агрегатов и сравнительно простым (по сравнению с вкрапленными и экзоконтактовыми рудами) минеральным составом. Химический состав экзоконтактовых руд в определенной мере обусловлен типом вмещающих пород, нередко значительно измененных рудообразующими процессами.

Минеральный состав вкрапленных руд в интрузивах месторождений норильско-талнахского типа  
(составлена с использованием материалов Изютко В.М. и Митенкова Г.А. [8, 19])

Минералы	Тип руд												
	пирротиновый						кубани- товый	халькопиритовый				борнит- халькози- новый	
	1			2				3	2		3		
	Т (39/21)	Н (53/7)	Ч (70/10)	Т (23)	Н (61/29)	Ч (48/14)	Н (39/15)	Т (5/4)	Т (7/6)	Н (18)	Н (19)	Ч	Т (2)
Пирротин	5,5	4,1	2,6	6,3	4,6	2,3	3,3	3,5	2,1	4,4	3,5	0,6	—
Пентландит	1,9	1,3	0,5	1,8	1,4	0,5	0,8	2,9	1,3	1,6	0,5	0,1	—
Халькопирит	4,2	2,8	1,1	4,6	5,0	1,6	3,5	3,5	4,7	6,1	4,4	1,0	0,1
Кубанит	0,3	0,4	0,1	Сл.	Сл.	Сл.	0,1	10,6	0,2	0,1	0,1	—	—
Пирит	0,2	0,2	Сл.	Сл.	0,7	0,8	1,4	Сл.	—	0,4	1,3	0,1	—
Марказит	—	Сл.	Сл.	—	0,1	0,8	0,7	—	—	—	1,4	—	—
Макинавит	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	—	Сл.	Сл.	—	—	—	—
Валлерит	Сл.	0,1	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	—	—	—
Виоларит	—	—	—	—	0,1	Сл.	0,6	—	—	—	1,1	Сл.	—
Сфалерит	Сл.	Сл.	—	—	Сл.	Сл.	Сл.	—	—	Сл.	0,1	Сл.	—
Миллерит	—	—	—	—	Сл.	Сл.	Сл.	—	—	0,1	Сл.	—	—
Хизлевудит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2
Борнит	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	0,1	—	—	—	0,8
Халькозин	—	—	—	—	—	—	—	—	Сл.	—	—	—	1,2
Хромит	Сл.	4,2	3,4	Сл.	1,1	0,8	—	Сл.	—	2,3	—	—	—
Магнетит, титано- магнетит, ильме- нит, гематит	3,3	2,6	0,3	1,6	2,1	1,4	2,3	1,6	1,9	2,0	2,0	1,6	1,9
Ильваит	—	0,1	Сл.	—	0,2	Сл.	0,2	—	—	0,1	0,1	Сл.	—
Плагиоклаз	28,6	22,0	92,0	—	47,8	92,6	49,2	—	—	82,9	—	—	—
Пироксены	17,0	23,0	92,0	85,7	20,8	92,6	25,2	77,8	89,7	82,9	—	—	—
Оливин	34,4	36,0	92,0	—	10,9	92,6	6,2	—	—	82,9	—	96,6	95,8
Биотит, хлорит, иддингсит, сер- пентин	4,6	3,2	92,0	—	5,2	92,6	6,5	—	—	82,9	—	—	—

Примечания: 1. Горизонты: 1 – нижний; 2, 3 – приподошвенный (2 – такситовые, 3 – контактовые долериты).

2. Месторождения: Н – Норильск-1; Т – Талнахское и Октябрьское; Ч – Черногорское.

3. В скобках – количество аншлифов/шлифов.

Таблица 8

## Минеральный состав вкрапленных экзоконтактовых руд [19]

Тип руд	Месторождение	Минералы, % об.											
		Пирротин	Пентландит	Халькопирит	Кубанит	Пирит	Борнит	Халькозин	Миллерит	Валлерит и макиннит	Сфалерит, галенит	Магнетит	Нерудные
Пирротиновый	Норильское (156*)	14,2	2,0	4,5	Сл.	0,8	–	–	–	–	0,2	1,4	71,2
	Талнахское	18,3	2,6	6,4	0,03	0,6	–	–	–	0,2	0,01	0,7	
	Октябрьское (128)	14,7	1,2	4,9	0,2	0,6	–	–	–	0,3	0,01	1,7	76,4
Халькопиритовый	Норильское (231)	–	0,2	8,5	Сл.	0,6	–	–	2,9	–	Сл.	0,1	80,8
	Талнахское	2,2	1,8	14,2	0,07	0,6	0,03	–	0,1	0,01	0,01	0,2	
	Октябрьское (113)	2,4	2,1	20,8	0,4	1,0	Сл.	–	0,1	0,2	0,03	1,8	71,2
Пиритовый	Норильское	0,4	Сл.	0,3	–	3,7	Сл.	–	–	–	0,05	0,10	
	Талнахское (65)	0,2	0,1	1,4	–	9,4	Сл.	–	–	–	–	0,3	88,6
	Октябрьское (61)	0,5	0,1	1,6	–	7,5	–	–	0,05	0,5	Сл.	1,6	88,1
Борнит-халькозиновый (и халькозин-борнитовый)	Норильское	–	0,2	2,6	–	–	25,8	0,4	4,2	–	Сл.	5,5	
	Талнахское (48)	–	0,8	3,4	–	–	7,4	1,2	0,2	–	0,03	0,2	86,9
	Октябрьское (1)	–	0,1	–	–	–	9,0	3,5	–	–	–	–	87,4
Валлеритовый	Талнахское (8)	5,4	0,3	1,0	–	10,3	–	–	–	14,8	–	5,5	62,7
	Октябрьское (5)	3,8	0,4	0,2	–	5,0	–	–	–	9,5	–	1,3	79,8

\* В скобках – количество аншлифов.

Руды рассматриваемых месторождений по содержаниям МПГ (а богатые – также меди, никеля и кобальта) являются уникальными (см. табл. 5), содержание палладия достигает 200 г/т (ранее до 2 кг/т), платины – до 60 г/т, родия – до 17 г/т. По содержаниям МПГ, отнесенным к сульфидной массе, наиболее обогащенными платиновыми металлами являются вкрапленные и прожилковые руды в интрузиве, во вмещающих породах они занимают промежуточное положение, наиболее бедными оказываются сплошные руды. В этом же направлении увеличивается доля МПГ, приходящаяся на собственные минералы: от 10 до 98%. Среди пирротиновых руд максимально обогащенными палладием относительно платины являются руды Октябрьского, а иридием и рутением относительно родия – северо-восточной ветви Талнахского месторождения. Среднее содержание МПГ в сплошных рудах северных залежей Октябрьского месторождения в 1,7 раза выше, чем в рудах всех отрабатываемых в настоящее время залежей, а по избирательным залежам даже в 2,5-3 раза (Пивень и др., 1996). Высокие и очень высокие содержания МПГ в сплошных рудах при их постоянно преобладающей обработке приводят к тому, что из них добывается около 70% всех платиновых металлов Российской Федерации.

При обогащении руд различных групп происходят некоторые изменения в составе МПГ, переходящих в различные концентраты. Для вкрапленных руд характерен уход платины в медный концентрат. При обогащении сплошных руд платина, преимущественно в минеральных формах, переходит в этот же концентрат, остальная часть распределяется между никелевым (около 15%) и пирротинным (около 20%) концентратами. Палладий в разных для различных групп соотношениях распределяется между всеми концентратами. В пирротинный попадает большее из всех групп руд количество родия, иридия, рутения и осмия (Геоня и др., 1982; Говорова и др., 1984, 1986).

Малосульфидные платинометалльные руды образуют самостоятельные месторождения и рудопроявления, отнесенные нами ранее к верхнеталнахскому типу [12] и приуроченные к верхним и прикровельным горизонтам массивов норильско-талнахского и породам различ-

ных частей разреза интрузий моронговского и фокинского, а за пределами рассматриваемого района – курейского, таймырского и боотанкагского типов, расположенных на плечах Енисейско-Хатангского внутриконтинентального рифта от р.Курейка на юге до р.Тулай-Кирыка-Таас на севере. Общая протяженность выходов интрузий с малосульфидным платинометалльным оруденением превышает 1200 км.

В Норильском промышленном районе в Талнахском, Норильском, Имангдинском, Черногогорском, Моронговском интрузивных массивах содержание МПГ в верхнеталнахском типе руд достигает промышленных значений (более 5 г/т). Рудные тела мощностью от первых сантиметров до первых десятков метров представляют собой платиноносные малосульфидные пластообразные горизонты хромитоносных такситовых габбро и лейкогаббро, габбро-диоритов и пикритовых долеритов, располагающиеся на значительном (до 200 м) удалении по вертикали от рассмотренных выше залежей сплошных и вкрапленных в интрузиве сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд [12-16, 30, 31]. Последние в интрузивах моронговского и фокинского типов отсутствуют. Характерной особенностью горизонтов малосульфидного платинометалльного оруденения является невыдержанность параметров их мощности (0,5-50 м), протяженности, средних (0,1-64 г/т) и средневзвешенных (2,26-6,04 г/т) содержаний МПГ. Поэтому ранее мы и предложили такие горизонты называть “прерывистыми” или “дырчатыми” пластами. В пределах наиболее значимых рассматриваемых ниже объектов этот тип руд тяготеет к расположенным в пределах прикровельного и верхнего горизонтов зонам максимальной петрографической (и минеральной) неоднородности с широким распространением хромита, хлор-, фтор- и водосодержащих минералов [12, 15, 16, 29-32]. Максимумы мощностей платиноносных лейкогаббро обычно тяготеют к прогибам в подошве массивов, нередко приурочиваясь к зонам разломов.

Для Имангдинского массива нами [12] впервые были установлены две разновидности анортозитового тренда:

рудно-анортозитовый (Al Ca Na Ni Fe<sup>3+</sup> (Si K) ↔ Mg Fe<sup>2+</sup> Mn Ni Cu Pd Pt Rh) для ниж-

них сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд;

анортозитовый платинометалльный ( $\text{Fe}^{2+}$  Mn Mg P Co Ni Cu  $\leftrightarrow$  Al Na Ca  $\text{Fe}^{3+}$  K Rh Pt Pd Cr S) — для верхнего малосульфидного платиноносного горизонта.

Из рассмотрения этих трендов вытекает одно чрезвычайно важное заключение: сохранение связи платиновых металлов с серой при формировании верхнего платиноносного горизонта далеко не всегда означает связь их с цветными металлами Ni, Co и Cu. Именно тогда нами была показана важнейшая роль анортозитового тренда в становлении платинометалльного оруденения.

#### **Техногенные платиносодержащие месторождения**

Норильские техногенные платиносодержащие месторождения представляют собой хвосты обогащения [10, 30-32], пирротиновые [37] и магнетитовые концентраты [41], составляющие более 300 млн т сухого вещества.

Наиболее крупным является Норильское техногенное месторождение — хвостохранилище Норильской обогатительной фабрики № 1, сформированное в течение 27 лет (1948-1975) при переделе руд Норильского и Талнахского месторождений и складировании хвостов их обогащения. Его объем составляет 144 млн км<sup>3</sup> отвальных хвостов. Именно к ним приурочены наиболее значительные потери МПГ, в том числе: Pt — 7-20%, Pd — 4-15, Rh и Ir — 7-40, Ru и Os — 14-80%. Это хвостохранилище образовано до процесса получения товарных пирротиновых концентратов. По данным выполненных нами геохимической съемки и бурения хвосты характеризуются повышенными содержаниями платины (до 2,1 г/т, среднее — 0,47 г/т), палладия (соответственно до 5,8 и 1,55), родия (до 0,24 и 0,12), иридия (до 0,044), рутения и осмия (до 0,05), золота (до 1,4), меди (до 0,8), никеля (до 0,6 г/т). Неоднородность распределения содержаний МПГ в разрезе и плане обусловлена разнообразием их количеств в отрабатываемых рудах, эффектом просадки, рельефом местности и постоянной гидромеханической переработкой вещества хвостов в бассейне руч. Разведочный, а также технологией намыва хвостохрани-

лища и колебаниями дневной поверхности. Наблюдаемое по разрезам скважин увеличение концентраций платины и палладия с глубиной, четкая приуроченность их максимальных значений к границам кристаллического льда (своеобразного плотика) и намывного грунта дает основание предполагать наличие на глубине горизонтов с более высоким количеством МПГ. Тем более, что вполне вероятным представляется развитие в пределах рассматриваемого хвостохранилища площадью более 6 км<sup>2</sup> зоны таликов с более ярко выраженным эффектом просадки, а соответственно и резким повышением (возможно, в десятки раз) концентраций платиновых металлов в придонных частях месторождения. Большая часть платиновых металлов находится в минеральной форме, а основные запасы (87% Pt, 74,8% Pd) сосредоточены в классе -0,140 мм. Гравитационное обогащение лежащих хвостов позволяет получить отвальные хвосты-II и гравитационный концентрат, содержащий 22,1 г/т Pt; 33,5 г/т Pd; 2,0 г/т Rh, а также 2,07% Ni при извлечении 65% Pt, 56 Pd, 44 Rh и 28% Ni. Проведенные технологические испытания на центробежных сепараторах показали возможность получения из лежащих хвостов платинометалльного концентрата, содержащего до 20 кг/т МПГ, причем большая часть платиновых металлов сосредоточена, обычно, в немагнитной фракции.

Ведущими платиновыми минералами в полученных концентратах являются тетраферроплатина, изоферроплатина, сперрилит, ряд станнидов палладия (паоловит, таймырит, атоцит), реже встречаются соболевскит, нигглиит, мертиит, брэггит,  $\text{Pd}_3\text{Ni}_2\text{As}_3$ , кабриит, масловит, урванцевит, рустенбургит, инсизваит. Они слагают мономинеральные зерна размером до 90 микрон, а также сростки с сульфидами, магнетитом и значительно реже с силикатами. Наибольшие концентрации в подошве ритмов над плотиком образуют железоплатиновые минералы: тетраферроплатина и изоферроплатина.

Прогнозные ресурсы МПГ лежащих хвостов превышают 600 т, полученный платиноидный концентрат пригоден для повторного введения в технологическую цепь Норильского комбината. Инвестиции в переработку лежащих хвостов могут дать до 500% годовой прибыли. Отработка техногенного сырья с использовани-

ем отвальных хвостов в стройиндустрии приведет к улучшению экологической обстановки в регионе и Арктике в целом. Это явится началом создания системы рационального природопользования в Норильском промышленном районе.

Из трех хранилищ пирротинового концентрата к настоящему времени разведаны два – ПХ-1 и ПХ-2 [37], находящиеся юго-восточнее и севернее рассмотренного выше месторождения-хвостохранилища Норильской обогатительной фабрики. Первое из них, сформированное в 1972-1979 гг., имеет площадь 0,4 км<sup>2</sup> и мощность 14 м, второе (1977-1983) – 1,1 км<sup>2</sup> и 5,5 м. Общие запасы пирротинового концентрата в обоих хранилищах – типичных техногенных месторождениях – составляют более 11 млн т. Стехиным А.И. с коллегами [37] были изучены закономерности строения и состава этих месторождений, а также распределения в них благородных и цветных металлов. Ранее последнее выполнялось Л.К.Говоровой, Л.Н.Коваленко, Э.А.Кулаговым (1984, 1986), Н.И.Геоней, Э.А.Кулаговым, В.А.Михиным и др. (1982). Пирротиновые концентраты содержат до 10 г/т и более МПГ; 1-3% Ni и Cu; 0,1% Co. Ориентировочные прогнозные ресурсы категории Р<sub>3</sub> платины и палладия в пирротинохранилищах превышают 100 т, родия – 10 т, золота – 3 т, серебра – 100 т, никеля и меди – более 500 тыс. т, а также около 15 000 т кобальта.

Представляется, что из такого минерального сырья, как пирротиновые концентраты, полезные компоненты и в первую очередь МПГ могут быть извлечены с помощью комбинированных методов обогащения и гидрометаллургического передела.

Хранилище магнетитового концентрата образовалось к 1975 г. при переработке на Норильской обогатительной фабрике богатых халькопиритовых руд Талнахского месторождения [41]. В те годы ферроплатина по используемой технологической схеме из этих руд не извлекалась, и количество МПГ в хвостах флотации достигало 26 г/т (Pt:Pd = 1:1,2) при содержании (в %): кремнезема – 10-15, серы – 14-17, железа – 41-50, никеля – 2,1-2,5, меди – 1,5-2,0, кобальта – 0,05-0,09. В 1999 г. была начата промышленная отработка техногенного месторождения магнетитового концентрата. По данным В.Б.Фомичева и др. [41], а также по мнению экс-

пертов, уже в первый год из магнетитового концентрата можно получить до 1200 кг МПГ, до 1500 т никеля и до 1000 т меди.

### **Платинометалльные россыпные месторождения**

Распространенность в районе платиноносных россыпей – абсолютно не решенная к настоящему времени проблема. В 1933-1940 гг. в районе месторождения Норильск-1 Л.А.Саввой были установлены два незначительных россыпных объекта, один из которых был полностью отработан с получением около 100 кг МПГ, а второй начал разрабатываться в 1994 г. Б.Н.Зимоглядным (1972-1974) была выявлена шлиховая платина в бассейне рек Рыбная и Кета-Ирбо, а также на Талнахе. В.Д.Крюковым и А.В.Тарасовым [24] были впервые обоснованы следующие ведущие факторы формирования в районе платиноносных россыпей:

северные фланги месторождения Норильск-1 значительно эродированы, а жилы и пологопадающие тела сплошных сульфидных руд северного мыса г.Рудная (бывший рудник 2/4) содержали уникально высокие (до 1 кг/т и более) количества МПГ. Морфоструктурные реконструкции подтвердили внутриконтурность этих залежей и показали, что третья часть современной площади рудной залежи уничтожена эрозией;

эрозия и залегание непосредственно под четвертичными отложениями характерны и для южной части Талнахского, северной части Имандинского, а также месторождений Норильск-2 (примерно четверть), Черногорского (примерно треть), Зуб-Маркшейдерского и слабородоносных интрузий Горстрой, оз.Долгое и др.;

аргументированное предположение о единстве РМС, объединяющей ранее Норильское и Талнахское рудные поля, и о том, что огромные объемы платиносодержащих руд и пород “были впоследствии эродированы и переотложены в пределах современных долин” (Тарасов, 1992).

Названными авторами сделан вывод, что наиболее перспективными горизонтами локализации платиноносных россыпей являются ямгинские, норильские и современные отложения. Ими же предполагается наличие россыпей МПГ на крыльях рифтогенного Енисей-Хатангского прогиба и в южной части Таймырской складча-

той области. Если эти предположения верны, то не исключена возможность открытия в пределах Кетско-Норильского региона платиноносных россыпей с предполагаемыми запасами, сопоставимыми с таковыми Уральской провинции или даже превышающими их.

**Петролого-геодинамическая модель  
формирования Норильско-Талнахского  
рудноносного гиганта  
и причины его уникальности**

Рассмотренные месторождения Талнахского и Норильского рудных узлов отличаются максимальной суммарной платиноидно-медно-никелевой продуктивностью из всех известных в мире аналогичных объектов этого ряда. Причины этой уникальности следует искать в максимально достоверной петролого-геодинамической модели формирования этих объектов – рудного гиганта.

Названные рудные поля расположены в центральной части Норильско-Хараслахской рудообразующей системы – в пределах Норильско-Хараслахского малого рифтового трога (палеорифта) протяженностью ~120 км и шириной ~16 км. То есть рассматриваемые интрузии с приуроченными к ним уникальными месторождениями тяготеют к тройному сочленению рифтовых зон – Приенисейской, Енисей-Хатангской и Норильско-Хараслахской. Они относятся к группе малых интрузий мощностью 80-400 м и расслоены от плагиоклазсодержащих оливинитов и пикритовых долеритов до габбро-диоритов. Хонолитообразная или пластинообразная форма, отчетливая псевдостратификация, наличие нижнего и верхнего (платиноносные такситовые лейкогаббро верхнеталнахского типа) такситовых горизонтов, сложностроенные мощные метаморфический (до 400 м) и геохимический (> 3000 м) ореолы, повышенные основность и магнезиальность, значительные с большим диапазоном колебаний величины отношений Ni/Zr, Cr/Ti и Cr/V, преобладание Cu над Ni, а Pd над Pt – характерные черты рассматриваемых массивов. Они положительно специализированы на Mg, Ni, Co, K, S, Cu, Cr, Pt, Pd, Rh, Au, Ag, Se, Te и отрицательно на Si, Al, Ca, Ti, V, Zr, Y, Sr, Ba, обогащены тяжелой серой ( $\delta^{34}\text{S}$  до +12%), отличаются примитивным изотопным составом свинца ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18,5$ ) и

характерным соотношением изотопов стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045-0,7055$ ), выраженной европиевой аномалией и восстановленным флюидом гелий-метан-азот-водородного состава (Неручев, 1991). Установлена обогащенность  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , F, Cl и тяжелыми углеводородами вулканитов магматического комплекса, с которым связаны уникально платиноносные массивы норильско-талнахского типа (Додин и др., 1988). Важнейшей особенностью мафит-ультрамафитовых горизонтов этих массивов и их эффузивных коагматов – пикритовых базальтов является аномально высокое (до 12%) содержание воды. Полученные данные по содержанию в породах и рудах этих тел Hg, K,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , He и других флюидов характеризуют осевую часть Норильско-Хараслахского рифтового трога – главную промышленно-никеленосно-платиноносную зону как длительноживущую флюидоподводящую систему, обуславливающую перенос цветных и благородных металлов, интенсивный щелочной метасоматоз и формирование разнородных аномальных геохимических полей.

Рассмотрение оригинальной петрогенетической диаграммы (рис. 5), построенной авторами, дает основание выделить три тренда. Первый – рудно-анортозитовый (норильский) характеризует процесс дифференциации и образования вкрапленного сульфидного платиноидно-медно-никелевого оруденения. Второй – также рудно-анортозитовый тренд обуславливает формирование сплошных сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд, отличаясь противопоставлением магния, кремнезема, алюминия, кальция, калия всем рудным элементам (Co, Cu, Ni, Ag, Pd, Pt). Третий – типичный платинометалльный анортозитовый тренд трассирует поле верхнего горизонта и отвечает за становление малосульфидного платинометалльного оруденения. Это первая диаграмма, на которой удалось выявить все три тренда, ответственные за формирование Верхней Талнахской интрузии и связанных с ней руд различных групп норильско-талнахского и верхнеталнахского типов. Ранее нами [11] было показано, что рассмотренные массивы норильско-талнахского типа могут перейти из разряда прямого поискового признака в косвенный. Главным же поисковым признаком районного-регионального ранга является сам малый рифтовый трог, в пределах

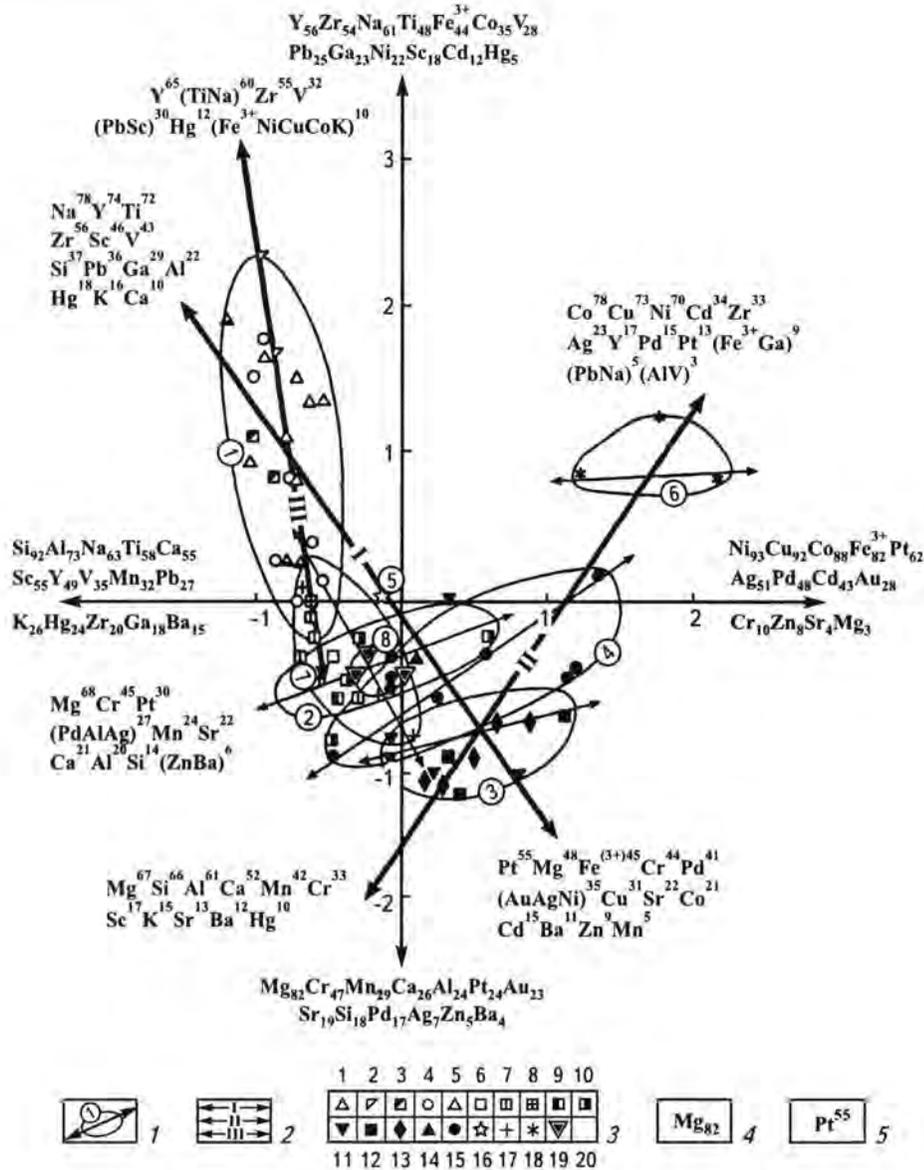


Рис. 5. Петрогенетическая модель северных флангов  
Северо-Восточной ветви Талнахского интрузива (n = 77, m = 28)

1 – фигуративные поля составов пород и руд и проявленные в них тренды (цифры в кружках): 1-7 – породы Верхней Талнахской интрузии: 1 – лейкогаббро, диориты, габбро-диориты, безоливиновые и кварцсодержащие долериты верхнего горизонта, 2 – оливиновые и оливинсодержащие долериты и габбро-долериты (второй горизонт), 3 – пикритовые и троктолитовые габбро-долериты (третий горизонт), 4 – такситовые габбро-долериты (четвертый горизонт), 5 – контактовые долериты (пятый горизонт), 6 – сплошные платиноидно-медно-никелевые руды, 7 – метасоматиты; 8 – пикритовые и троктолитовые габбро-долериты Нижней Талнахской интрузии; 2 – ведущие тренды дифференциации (I) и оруденения (I – вкрапленного, II – сплошного, III – малосульфидного); 3 – фигуративные точки составов пород и руд: 1 – кварцевые диориты, 2 – диориты, 3 – габбро-диориты, 4 – лейкогаббро, 5 – кварцсодержащие габбро-диориты, 6-12 – долериты и габбро-долериты: 6 – безоливиновые, 7 – кварц-оливинсодержащие, 8 – кварцсодержащие, 9 – оливинсодержащие, 10 – оливиновые, 11 – троктолитовые, 12 – пикритовые, 13, 14 – троктолиты, в том числе меланократовые (13), 15, 16 – долериты: такситовые (15) и контактовые (16), 17 – метасоматиты, 18 – сплошные руды, 19 – породы Нижней Талнахской интрузии; 4, 5 – параметры системы и нагрузки на них в формулах компонент (4) и трендов (5); n – количество анализов, m – количество компонентов

которого могут быть и будут открыты залежи, "отщепленные" от интрузивов.

Подъем астеносферы и проникновение сульфидно-силикатного ультрамафит-мафитового расплава в участки интерференции разноориентированных разломов определяют положение корневых мантийных зон, формирование магматических колонн с образованием периферических промежуточных очагов, локализацией рудоносных магматических тел в верхних слоях платформенного чехла.

Таким образом, рассматриваемый рудный гигант представляет собой, скорее всего, верхнюю часть магматической колонны, возникшей над головной зоной мантийного плюма в условиях внутриконтинентального рифтогенеза. Рудообразование обязано мобилизации огромных масс сульфидсодержащего мантийного субстрата, перемещению и фракционированию родоначального плагиоликрита в условиях высокой флюидно-магматической проницаемости земной коры. Производные ультрамафит-мафитового магматизма, включающие вулканиты, сульфидсодержащие интрузивы и руды, специализированы на МПГ (Pd > Pt), Ni, Cr, K и содержат повышенное количество флюидных компонентов.

Условия формирования и закономерности размещения вулканоплутонической рудоносной ассоциации контролируются внутриконтинентальной рифтовой системой, заложенной в позднем докембрии и совпадающей в раннем мезозое с началом формирования планетарной системы срединно-океанических рифтов и глобальным трапповым магматизмом. Норильский и Хараелахский рудные районы – Норильско-Хараелахская платино-медно-никелевая рудообразующая система и, в частности, Норильско-Талнахский Pt-Cu-Ni-гигант находятся в области, близкой к трехлучевому сочленению рифтов. Металлогеническая и структурная обособленность рудных районов отчетливо выражена в развитии ареалов эффузивных плагиоликритов и щелочных мафитов, совпадающих с площадью распространения большинства сульфидоносных дифференцированных интрузивов. Дифференцированные интрузивы рудного гиганта характеризуются также широким развитием горизонтов малосульфидного платинового оруденения, которые составляют самостоятель-

ные крупные месторождения. Рудообразование в рассматриваемой системе является длительным (до 300 млн лет), многоэтапным процессом от зарождения расплава и растекания верхней части мантийного плюма к подъему магмы с формированием серии периферических камер разной глубинности; в дальнейшем в зонах растяжения происходит активная вулканическая деятельность, кристаллизация магматических расплавов, сопровождаемые концентрированием металлов и отложением сульфидов с формированием рудных тел. Ликвация приводит к отделению силикатно-сульфидного (существенно сульфидного) расплава в периферических камерах, что приводит к формированию богатых платиноидно-медно-никелевых руд. Феноменальным фактом является развитие мощных (до 30-50 м) залежей этих руд в пределах рудного гиганта.

Все вышеизложенное позволяет обосновать шестиступенчатую петролого-геодинамическую модель формирования Норильско-Талнахского рудного гиганта (табл. 9). Важнейшим или одним из основных факторов существенного обогащения потенциально рудоносных магм платиновыми металлами, медью, тяжелой серой и галогенидами была ремобилизация толщ высокотемпературными флюидизированными расплавами и растворами – своеобразным конвейером вадозных вод. При этом из медистых песчаников (зеленокаменного пояса в понимании Д.И.Мусатова и др. [28]) возможных древних медно-молибденовых месторождений и черносланцевых толщ также могли поступать дополнительно медь, золото, серебро и платиноиды. Если в этих объектах формировались промежуточные очаги, такое вполне возможно.

Таким образом, главные особенности петрогенезиса трапповых рудно-магматических систем с сульфидными платиноидно-медно-никелевыми (норильско-талнахский тип) и малосульфидными платинометалльными рудами (верхнеталнахский тип) – следствие проявления флюидно-жидкостной ликвации и внутрикамерной дифференциации с норильским (рудно-анортозитовым) и малосульфидным платинометалльным трендами, осложненными мощным флюидным массопереносом.

К факторам, обуславливающим формирование Норильско-Талнахского рудного гиганта, относятся:

Таблица 9

**Петролого-геодинамическая модель формирования Норильско-Талнахского рудного гиганта**

Этап	Процессы и события
I. Домагматический и дорудный	1. Коллизия Таймыро-Североземельской области и Сибирской платформ 2. Поддвиг океанической коры – обогащение флюидных потоков H <sub>2</sub> O, S (в том числе тяжелой) и галогенидами 3. Выплавление контрастных магм 4. Ликвация на ультрамафитовый, мафитовый, высокосернистый и низкосернистый анортозитовый расплавы
II. Шестифазный вулканический	5. Рифтинг – поступление обогащенных Cu, МПГ и флюидами магм путем декомпрессии в открытой системе – зонах глубинных разломов в виде рифтов-сателлитов 6. Образование магматических камер, в том числе и в области развития черносланцевых толщ
III. Главный интрузивный и рудный	7. Внедрение расслоенной обогащенной МПГ, Cu и флюидами ультрамафит-мафитовой магмы в дискретных структурах рифтовых трогов на плечах главного рифта
IV. Главный рудный и внутриинтрузивный	8. Внедрение сульфидоносного расплава – “рудной интрузии” 9. Камерная ликвация
V. Конечный интрузивный и внутрирудный	10. Формирование ритмической расслоенности 11. Внутрирудный щелочной метасоматоз – становление зональных рудных залежей, уникальных по запасам и содержаниям МПГ (норильско-талнахский тип)
VI. Послеинтрузивный и конечный рудный	12. Поступление низкосернистого расплава – формирование малосульфидных платинометаллических руд (верхнеталнахский тип), уникальных по ресурсам и, иногда, содержаниям МПГ, а также аномальных метаморфо-метасоматических и геохимических полей

длительное (сотни миллионов лет) возбужденное состояние литосферного блока земной коры в узле тройного сочленения рифтовых зон, обусловившее растянутую во времени (а частично и в пространстве) сегрегацию мантийных сульфидов из огромных объемов астеносферы на стыке Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты и эпиплатформенного Таймыра;

пермский поддвиг океанической коры – обогащение сульфидных потоков водой, серой (в том числе тяжелой) и галогенидами;

очень большие объемы флюидов специфического (Cl, H<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, тяжелая S, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>) состава, насыщенные платиноидами и медью;

далеко зашедшие процессы дифференциации магматизма – формирование мощного протяженного горизонта (серии покровов) пикритовых базальтов и различных по составу и набо-

ру дифференциатов расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий;

последовательная глубинная ликвация рудоносных мантийных расплавов: отщепление сульфидного платиноносного расплава и последующее поступление его в виде “рудной интрузии” на гипабиссальные уровни платформенного чехла; отслоение флюидизированной низкосернистой жидкости анортозитового состава и ее внедрение в верхние части сформировавшейся интрузивной камеры.

Изложенная петрогенетическая модель образования норильских месторождений-гигантов достаточно убедительно объясняет:

механизм образования рудных магм, растворов и флюидов, уровней их аккумуляции и транспортировки;

очень высокие концентрации МПГ, Au и Cu в рудах и объемы последних;

внедрение уникальных платиноидных объектов только на плечах рифтов в Таймыро-Норильской РМС.

Представляется, что авторский подход к созданию петрогенетической модели образования гигантских скоплений никеля, меди, платиноидов и кобальта может быть использован для обоснования становления других уникальных рудных месторождений и не противоречит, а дополняет геодинамические построения Н.Л.Добрецова [5, 6], А.А.Маракушева (1978) [25], Д.В.Рундквиста и С.М.Кравченко [34], И.Д.Рябчикова [35], Л.Г.Сухова и В.И.Борисова [38], В.Е.Хаина и С.М.Кравченко [42], А.Д.Щеглова [43].

**Стратегия развития  
геолого-технологических  
и добычных работ по расширению  
минерально-сырьевой базы цветных  
и платиновых металлов  
в Норильском промышленном районе**

Авторы считают, что промышленный потенциал Норильско-Хараелахской рудообразующей системы – главного источника цветных и благородных металлов рудного гиганта далеко не исчерпан.

Как известно, утвержденными запасами богатых сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд Норильский комбинат обеспечен на 25-30 лет. Причем, по-видимому, уже в 2003-2008 гг. при добыче на глубоких горизонтах богатых руд в количестве 30-40% от общего объема товарной руды рентабельность производства может понизиться в 1,5-2 раза вследствие больших объемов капитальных вложений в промышленное строительство и постоянного ухудшения качества отрабатываемого сырья. Ориентировочные подсчеты показывают, что в 2010 г. по сравнению с 1980 г. содержание МПГ в товарной массе уменьшится в 2 раза, а условного никеля – в 1,5 раза, а в 2020 г. соответственно в 2,3 и 2 раза. О.Н.Симонов с соавторами отмечает, что “несмотря на огромные запасы активных запасов металлов в остатках, структура их такова, что при уровне погашения 1991 г. отработка с применением сегодняшних технологий к 2007-2010 гг. может оказаться нерентабельной [36]. Таким образом, проблема обеспечения Норильского комбината сырьем более высокого

качества и на меньших (< 2000 м) глубинах, как и создания новых технологий вскрытия залежей на глубоких горизонтах (Пивень и др., 1996), приобретает общемировое значение. Срочность решения этой проблемы безусловна, так как учет общественного и мирового опыта освоения новых месторождений показывает, что прогнозную оценку на богатые руды всего района необходимо иметь, по крайней мере, к 2005-2010 гг., а разведанные запасы на новых площадях – не позднее 2015 г.

В последние годы в связи с резким подъемом цен на палладий (до 35 дол/г 06.02.2001 г.) в Норильске предполагалось значительно увеличить добычу вкрапленных руд, содержащих до 6 г/т платиновых металлов, в том числе около 3-4 г/т палладия. Однако в 2002-2003 гг. стоимость палладия на мировом рынке упала в 5-7 раз до 5-6 дол/г. В то же время цена 1 т никеля выросла за год на 2500 дол. (до 9270 дол/т в июне 2003 г.), а на медь за то же время – на 70% (до 1705 дол/т), а за два года на 170 дол. (28.02.2002 г. одна тонна меди стоила 1539 дол.). Поэтому переход в ближайшее время на массивную отработку вкрапленных руд будет, по нашему мнению, неверным шагом. Необходимо, по крайней мере на 2003-2005 гг., обеспечить соотношение отрабатываемых сплошных и вкрапленных руд, равное 3:1 (или даже 4:1), и вернуться к поискам залежей сплошных руд.

Представляется целесообразным проведение работ в три этапа.

*Первый этап (2002-2005):*

разведка и промышленная отработка платиносодержащих хвостотвалов Норильского техногенного месторождения с выходом на годовую добычу в конце этапа около 10 т МПГ;

поиски по разработанной автором и другими исследователями новой технологии [30] богатых платиноидно-медно-никелевых руд в пределах Норильского (особенно “отщепленных” залежей) и северных флангов Талнахского узлов;

переоценка запасов цветных металлов и МПГ вкрапленных и “медистых” руд Талнахского и Октябрьского месторождений;

переопробование дифференцированных трапповых интрузий в зоне Норильско-Хараелахского разлома с целью открытия новых малосульфидных платинометалльных месторождений;

подготовка проектно-сметной документации и площадки под строительство карьера "Талнах" для открытой добычи платинометаллических руд;

модернизация карьера "Медвежий ручей" для отработки малосульфидных платинометаллических руд;

открытая отработка последних с промышленными технологическими испытаниями;

проведение широкомасштабных поисков платиносодержащих россыпей в пределах Норильского, Талнахского и Имангдинского рудных узлов.

Принципиально важным при поисках богатых платиноидно-медно-никелевых руд представляется детальное изучение флангов и глубоких горизонтов Талнахского и Норильского рудных узлов, а также общегеологическое доизучение основных геологических структур Норильского района – Хараелахской, Норильской, Вологочанской и Большеавамской трапповых мульд и ряда перспективных площадей Нижнетунгусско-Кулюмбинского, Маймечя-Котуйского и Таймырского регионов. Основным методом работ при этом должно стать глубинное геолого-геохимико-геофизическое профилирование масштабов 1:500 000 и 1:200 000 с использованием новых методов и средств рудной геохимии, сейсморазведки и электроразведки с ревизией ранее пробуренных скважин различного назначения (поисковых, структурных, разведочных) на различные виды полезных ископаемых, а также бурение новых единичных скважин на высокоперспективных геохимических и геофизических аномалиях и конкретных объектах.

Все это должно найти отражение в разработанной и принятой на государственном уровне программе "Норильск-2010".

*Второй этап (2005-2010):*

строительство карьера "Талнах" и эксплуатация его и карьера "Медвежий ручей" с годовой производительностью 10-15 т МПГ;

отработка хвостохранилища № 1 (15-20 т МПГ в год);

оценка и отработка обнаруженных платиносодержащих россыпей;

разработка оптимальной технологической схемы для извлечения МПГ из вкрапленных и "медистых" руд;

вовлечение в сферу деятельности Норильской горной компании редкоземельно-редкометалльно-апатитовых месторождений Маймечя-Котуйской провинции с целью производства минеральных удобрений и максимально полной утилизации серы действующих предприятий Норильского промышленного района. Ведущее наиболее богатое горно-металлургическое предприятие Российской Арктики не может оставаться в стороне от нужд отечественного сельского хозяйства и от необходимости создания системы рационального природопользования в регионе.

*Третий этап (2011-2025):*

выход карьеров "Талнах" и "Медвежий ручей" на полную мощность (до 40-50 т в год) по платинометаллическим рудам;

продолжение комплексной отработки Норильского техногенного месторождения, техногенных и аллювиальных россыпей с максимальной добычей в год до 20 т МПГ;

отработка вновь открытых залежей богатых руд.

Использование этого сугубо ориентировочного плана вовлечения в добычу и передел в Норильском промышленном районе новых рассмотренных в статье типов платинометаллических месторождений при сохранении (и даже некотором уменьшении) количества платиновых металлов, получаемых из сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд, обеспечит, по нашему мнению, возможность удвоения годовой производительности Норильского комбината по платиновым металлам в 2010 г. и в то же время практически не уменьшит добычу никеля, меди и кобальта.

В течение второго и третьего этапов должны быть обязательно продолжены поиски богатых платиноидно-медно-никелевых руд на подготовленных площадях в соответствии с разработанными программами "Норильск-10, -20, -30".

**Выводы**

Выполненная в рамках одной статьи геолого-геохимическая характеристика всех промышленно-значимых типов руд убедительно свидетельствует о реальной возможности весьма значительного увеличения производства МПГ и цветных металлов на Норильском ком-

бинате, а соответственно, и сохранения Россией лидирующего положения на мировом рынке никеля, меди, кобальта и платиноидов.

Связь различных типов руд высокого качества с массивами норильско-талнахского пикрит-габбро-долеритового типа и уникальность по количеству МПГ, Ni, Cu и Co норильских месторождений указывают на сложность и многостадийность процессов их формирования, что нашло отражение в созданной "Петролого-геодинамической модели образования рудного гиганта".

Изложенные материалы позволили дать существенно ориентировочные рекомендации по расширению минерально-сырьевой базы цветных и благородных металлов Норильского промышленного района с целью сохранения за Норильской горной компанией ведущей роли в отечественной и зарубежной цветной металлургии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аветисов Г.И. Глубинное строение центральной части Норильского рудного района по данным МОВС-ГСЗ / Г.И.Аветисов, В.С.Голубков // Сов. геол. – 1984. – № 10.
2. Валетов А.В. Современное состояние минерально-сырьевой базы ОАО "Норильская горная компания" / А.В.Валетов, Б.П.Бадтиев, В.А.Рябкин, О.И.Олешкевич // Цветные металлы. – 2000. – № 6.
3. Говорова Л.К. Методы генерального опробования / Л.К.Говорова, А.И.Тарасова, Н.М.Стороженко // Добыча и переработка руд цветных металлов. – Норильск: Изд-во КГУ, 1986.
4. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. – Л.: Геосгеолтехиздат, 1959.
5. Добрецов Н.Л. Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплума // Докл. РАН. – 1997. – Т. 351. – № 2.
6. Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их геологические проявления / Н.Л.Добрецов, В.А.Верниковский // Смирновский сборник – 2001. – М., 2001.
7. Додин Д.А. Геология и петрология Талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола / Д.А.Додин, Б.Н.Батуев // Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. – Л.: Недра, 1971. (Тр. НИИГА. – Т. 167).
8. Додин Д.А. Атлас пород и руд Норильских месторождений / Д.А.Додин, Б.Н.Батуев, Г.А.Митенков, В.М.Изоитко. – Л.: Недра, 1971.
9. Додин Д.А. Проблемы минерагении Арктики / Д.А.Додин, А.Н.Вишневецкий, С.А.Гулин, Г.И.Кавардин // Геология и геофизика. – 1994. – № 9.
10. Додин Д.А. Техногенные месторождения Норильского района / Д.А.Додин, Д.В.Леньчук, В.М.Изоитко // Геолого-технологическая оценка и переработка руд различных генетических типов. – СПб.: Механообр, 1993.
11. Додин Д.А. Геодинамическая модель сульфидно-никеленосных рудно-магматических систем Таймыро-Норильской провинции / Д.А.Додин, Л.Л.Тарновецкий // Геология и геофизика. – 1992. – № 12.
12. Додин Д.А. Платинометалльные месторождения мира. Т.1, кн.1. Малосульфидные платинометалльные месторождения в ритмично-расслоенных комплексах / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, Д.В.Полферов, Л.Л.Тарновецкий. – М.: АОЗТ "Геоинформмарк", 1994.
13. Додин Д.А. Металлогения платиноидов крупных регионов России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, О.И.Чередникова. – М.: ЗАО "Геоинформмарк", 2001.
14. Додин Д.А. Платинометалльные месторождения России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, Б.А.Яцкевич. – М.: Наука, 2000.
15. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. – СПб.: Недра, 2002.
16. Дюжиков О.А. Енисейско-Оленекский рудный пояс севера Сибирской платформы // Геол. рудн. месторождений. – 1985. – № 3.
17. Иванов М.К. Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного узла (месторождения Норильск-1, Норильск-2, з.Черной) / М.К.Иванов, Т.К.Иванова, А.В.Тарасов, В.А.Шатков // Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. – Л.: Недра, 1971. (Тр. НИИГА. – Т. 167).
18. Изоитко В.М. О зональности сплошных сульфидных руд Норильского месторождения // Геология и геофизика. – 1974. – № 3.
19. Изоитко В.М. О рудах медно-никелевых месторождений Норильского района // Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1978.
20. Изоитко В.М. Минеральный состав и строение сульфидных залежей на юге Талнахского месторождения / В.М.Изоитко, Л.Г.Сухов // Геология и полезные ископаемые Норильского района. – Л.: НИИГА, 1971.
21. Коровяков И.А. Происхождение норильских трапповых интрузий, несущих сульфидное медно-никелевые руды / И.А.Коровяков, А.Е.Нелюбин, З.А.Райкова. – М.: Госгеолтехиздат, 1959.
22. Котульский В.К. Енисейское рудное поле // Бюл. техн. инф. Норильск. комбината. – 1943. – № 1.
23. Кравцов В.Ф. Геолого-структурные особенности Талнахского рудного узла / В.Ф.Кравцов, Ю.Н.Седых, Ю.Г.Гор // Петрология и рудоносность

талнахских и норильских дифференцированных интрузий. – Л.: Недра, 1971. (Тр. НИИГА. – Т. 167).

24. *Крюков В.Д.* К проблеме поисков россыпных рудопроявлений благородных металлов в Норильском районе / В.Д.Крюков, А.В.Тарасов // Геология и полезные ископаемые Норильского района. – Л.: НИИГА, 1971.

25. *Маракушев А.А.* Проблемы генезиса расслоенных интрузивов // Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых массивах. – М.: Наука, 1978.

26. *Маслов Г.Д.* Тектоника Игаро-Норильского района и рудоконтролирующие структуры // Тектоника Сибири. – Новосибирск: Наука, 1963. – Т. 2.

27. Минеральные ресурсы мира на начало 1997 г. / Ред. Л.В.Оганесян. – М.: МПР РФ. ГНПП “Аэрогеология”. ИАЦ “Минерал”, 1998.

28. *Мусатов Д.И.* Предварительная геодинамическая модель образования медно-никелевых месторождений Норильского района / Д.И.Мусатов, Г.С.Гусев, О.Г.Сорохтин, Л.Л.Тарновецкий // Геология медно-никелевых месторождений СССР. – Л.: Наука, 1990.

29. *Платина* в геологических формациях Сибири. Тез. докл. Общерос. семинара 20-21 сентября 2001 г. – Красноярск: КНИИГиМС, 2001.

30. *Платина России.* Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов // Сб. науч. трудов. – М.: АО “Геоинформмарк”, 1994.

31. *Платина России.* Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов // Сб. науч. трудов. – М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1995. – Т. 2. – Кн. 1. – Кн. 2.

32. *Платина России.* Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI веке // Сб. науч. трудов. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. – Т. III в 2-х книгах.

33. *Рожков Б.Н.* Материалы по металлоносности сибирских траптов // Труды Вост.-Сиб. геолтреста. – 1933, – Вып. 3.

34. *Рундквист Д.В.* Экономические суперконцентрации металлов в литосфере / Д.В.Рундквист, С.М.Кравченко // Геол. рудн. месторождений. – 1996. – Т. 38. – № 3.

35. *Рябчиков И.Д.* Глубинные геосферы и рудогенез // Геол. рудн. месторождений. – 2001. – Т. 43. – № 3.

36. *Симонов О.Н.* Минерально-сырьевая база Таймырского национального округа / О.Н.Симонов, А.Г.Самойлов, А.П.Афанасенков, И.И.Сидоров // Недра Таймыра. – 1995. – Вып. 1.

37. *Стехин А.И.* Техногенные месторождения цветных и благородных металлов / А.И.Стехин, В.Е.Кунилов, О.И.Олешкевич // Недра Таймыра. – 1995. – Вып. 1.

38. *Сухов Л.Г.* Стадийность развития Талнахского интрузивного никеленосного комплекса / Л.Г.Сухов, В.И.Борисов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1982. – № 3.

39. *Тарасов А.В.* О механизмах формирования Норильской интрузии и связанных с ней сульфидных тел // Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании. – Новосибирск: Наука, 1976.

40. *Урванцев Н.Н.* Разведка Норильского медно-никелевого месторождения // Изв. Геол. ком. – Л., 1927. – Т. 44. – № 2.

41. *Фомичев В.Б.* Технология переработки техногенного магнетитового месторождения, содержащего драгоценные металлы / В.Б.Фомичев, Ю.В.Благодатин, С.В.Сухарев // Цветные металлы. – 2000. – № 6.

42. *Хаин В.Е.* Структура подконтинентальной мантийной конвекции как основа прогнозирования гигантских месторождений томторского (REE-Nb-P) и норильского (Cu-Ni-Pt) типов / В.Е.Хаин, С.М.Кравченко // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 1999. – № 6.

43. *Щеглов А.Д.* Современное состояние теоретических основ металлогении. – Л.: АН СССР, 1989.

*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии  
и минеральных ресурсов Мирового океана, им. И.С.Грамберга,  
г. Санкт-Петербург*

*Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского  
РАН, г.Москва*

УДК 553.068.5:546.92(571.66-17)

**В.П.Зайцев**

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПЛАТИНОВЫХ РОССЫПЕЙ И КОРЕННЫХ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ СЕЙНАВ-ГАЛЬМОЭНАНСКОГО УЗЛА (КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ)**

Силами ЗАО "Корякгеолдобыча" в южной части Корякского нагорья выявлен и оценен крупный Сейнав-Гальмоэнанский платиноносный узел [9, 10, 12, 17]. Разработка его месторождений с 1994 г. играет ведущую роль в мировой добыче россыпной платины. Узел является уникальным не только по своим запасам и объемам добычи, но и по возможности изучения его в качестве эталонного объекта, где воедино увязаны проблемы коренной и россыпной платиноносности.

Сейнав-Гальмоэнанский узел находится в юго-западной части Корякского нагорья, на правом берегу р.Вывенка. Его положение определяется приуроченностью к Ватынскому надвигу, по которому комплексы Олюторской структурно-формационной зоны (СФЗ) надвинуты на терригенные образования Центрально-Корякской СФЗ. Последняя сложена породами флишовой формации позднемелового возраста, смятыми в сложные изоклинальные складки. Вблизи Ватынского надвига флишовой гофрированы, будинированы, милонитизированы. Олюторская СФЗ представлена вулканогенными и вулканогенно-кремнистыми образованиями кампанского и маастрихтского возраста, интрузивными породами ультраосновного и основного состава позднемелового возраста. Собственно Сейнав-Гальмоэнанский узел локализован в южной части тектонического отторженца размером 50x7 км, находящегося в аллохтонном залегании на отложениях Центрально-Корякской СФЗ в 8-15 км от фронта Ватынского надвига (рис. 1). Он включает в себя три генетически связанных между собой комплекса геологических образований:

Гальмоэнанский и Сейнавский зональные дунит-клинопироксенит-габбровые массивы с коренным платиновым оруденением;

полигенетические террасы, представляющие собой промежуточные коллекторы рассеянной платиновой минерализации с продуктивными горизонтами промышленных параметров;

аллювиальные месторождения россыпной платины.

### **Гальмоэнанский и Сейнавский дунит-клинопироксенит-габбровые массивы**

Сейнавский и Гальмоэнанский массивы на дневной поверхности представляют собой соизмеримые, вытянутые в плане тела длиной порядка 15 км при ширине 2-3 км. Оба массива имеют горячий контакт с вмещающими их вулканогенно-кремнистыми образованиями "рамы". Подводящие интрузивные каналы у ультраосновных пород массивов отсутствуют. Несмотря на петрографическое сходство комплексов пород, слагающих Гальмоэнанский и Сейнавский массивы, они отличаются по внутреннему строению, составу, степени преобразований, характеру металлоносности и уровню россыпеобразующей платинометалльной минерализации.

Вопрос о формационной принадлежности массивов Гальмоэнан и Сейнав и других аналогичных массивов Олюторской зоны обсуждался в работах многих авторов. Л.И.Аникеева [2] и В.В.Велинский [5] относили их к альпинотипным гипербазитам складчатых областей. Э.С.Алексеев [1] рассматривал эти массивы как фрагменты нижней части офиолитовой ассоци-

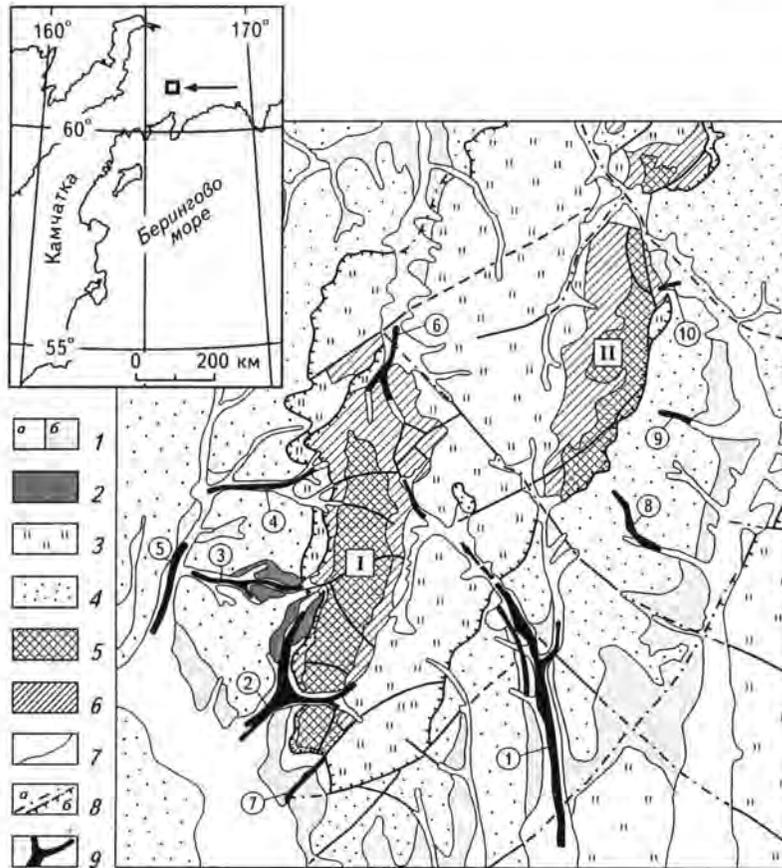


Рис. 1. Схематическая карта Сейнав-Гальмознанского платиноносного узла  
(на врезке стрелкой показано местоположение района)

1 – отложения квартера: а – голоценовые, б – плейстоценовые; 2 – плиоценовые? отложения полигенетических террас; 3 – вулканогенно-кремнистые образования верхнемелового возраста; 4 – терригенный флиш верхнемелового возраста; 5 – дуниты; 6 – клинопироксениты, габбро; 7 – геологические границы; 8 – тектонические нарушения: а – крутопадающие, б – надвиги; 9 – россыпи платины (цифры в кружках): 1 – бассейна р. Левтыриновьям, 2 – бассейна руч. Пенистый, 3 – бассейна руч. Ветвистый, 4 – руч. Янытайлыгиньям, 5 – р. Гальмотапелььям, 6 – руч. Южный, 7 – руч. Двойной, 8 – руч. Ясный, 9 – руч. Ошибка. I – массив Гальмознан, II – массив Сейнав

ации. В ряде работ [3, 4] обоснована принадлежность южнокорякских островодужных плутонов к дунит-пироксенит-габбровой формации, к которой относятся и массивы Платиноносного пояса Урала и Юго-Восточной Аляски.

**Гальмознанский массив** сложен дунитами, верлитами, оливиновыми, магнетитовыми и плагиоклазовыми клинопироксенитами, горнблендитами, габброидами и серпентинитами. Распределение пород в пределах массива отвечает схеме строения зональных комплексов урало-аляскинского типа. Породы образуют трубообразное тело, занимающее субгоризонтальное положение. Ядерная часть массива, сложенная дунитами, составляет около 80% его объема. Она облекается клинопироксенитовой оболоч-

кой мощностью 200-700 м, которая прослеживается вдоль восточной и северо-западной границ массива, а на севере, в силу пологого положения трубки и характера рельефа, занимает достаточно обширные площади. Наблюдается большое разнообразие типов переходов между пироксенитами и дунитами – постепенные переходы, резкие извилистые контакты, тектонизированные, сорванные контакты, развитие пироксенитов по системе различно ориентированных трещин в дунитах, наличие различных “полосчатых комплексов”. В обобщенном виде смена дунитов и пироксенитов подобна описаниям на уральских массивах [14] и в целом отвечает следующей схеме. В нескольких десятках метров от контакта в дуните появляются от-

дельные мелкие зерна зеленого клинопироксена, далее его количество и размер увеличиваются вплоть до образования верлитов, появляются отдельные прожилки клинопироксенита мощностью от сантиметров до нескольких метров. Пироксениты у контакта представлены оливковыми клинопироксенитами, также содержащими прожилки, шпир, ксенолиты (до 1 м) и блоки (несколько метров в поперечнике) дунита со следами коррозии оливина в некоторых участках. Шпир и прожилки дунита спорадически встречаются и на значительном удалении (до километра) от контакта, в основном это характерно для северной части массива. В северной и северо-восточных частях также наблюдаются зоны "переслаивания" дунитов и пироксенитов на протяжении нескольких десятков метров. Они представлены ритмичным чередованием пород мощностью от нескольких миллиметров до десяти сантиметров. Граница раздела – ровная, прямая. Строение самих пироксенитов также неоднородное – у контакта с дунитами это существенно оливковые клинопироксениты с различным соотношением оливина (от 1-5 до 50%), сменяющиеся постепенно на чистые, безоливиновые пироксениты. В восточных частях массива наблюдается полосчатое строение, выраженное в чередовании существенно магнетитовых (черных) пироксенитов, обычных оливковых клинопироксенитов и дунитов, ориентированных параллельно простиранию массива. Мощность отдельных полос составляет от нескольких сантиметров до нескольких метров. Кроме того, встречаются жилы, выполненные более поздним пироксенитом с вкрапленностью и шпиром магнетита, содержание которого достигает 30%.

На юге и юго-западе массива пироксенитовая оболочка сохранилась в виде останцов, достигающих в размере первые сотни метров, либо исчезает вовсе, уступая место серпентинитовому меланжу. Последний развивается как по дунитам, так и по пироксенитам. На границе пироксенитов и вмещающих пород локализованы небольшие линзовидные тела габброидов протяженностью не более 1 км при ширине линз 50-200 м. Наибольшая концентрация габбровых тел наблюдается близ восточного контакта массива.

*Сейнаровский массив* расположен в 7 км к северо-востоку от Гальмознанского. Площадь его

выхода на дневную поверхность составляет около 36 км<sup>2</sup>. Контакты массива с вмещающими породами ватынской свиты практически повсеместно тектонические. Сейнаровский массив сложен дунитами, верлитами, клинопироксенитами, магнетитовыми пироксенитами, габбро, пегматоидным габбро и серпентинитами. Дуниты занимают не более 20% площади массива. Отличительной особенностью Сейнаровского массива, по сравнению с Гальмознанским, является то, что дуниты тяготеют к восточной периферии массива, а в центре распространен полосчатый дунит-клинопироксенитовый комплекс.

Центральная часть массива, примыкающая непосредственно к толще дунитов, представлена так называемым "полосчатым комплексом". Граница между ними повсеместно тектонизирована. Полосчатый комплекс сложен чередованием различных по мощности (от сантиметра до десятков и даже первых сотен метров) дунит-пироксенитовых полос. Границы отдельных "слоев" чаще прямые, резкие, хотя встречаются и постепенные переходы.

Ориентировка ритмов полосчатого комплекса в целом подчиняется дугообразной, в разрезе, зональности массива. На восточных склонах пачки дунит-пироксенитов падают в западных румбах под углами 40-60°, а в приводораздельной части и на западных отрогах массива их падение меняется на юго-восточное при тех же углах падения. Таким образом, дунит-пироксенитовые ритмы залегают субсогласно дунитам из краевой части интрузива. Ширина их выходов на современном эрозионном срезе составляет 1,0-1,5 км, вдоль оси массива они протягиваются на 10 км. Полосчатый комплекс ядерной части массива с запада и юго-запада облекается существенно пироксенитовой оторочкой, а затем – груборасслоенной серией пироксенитов и габбро. Контакты полосчатого комплекса и пироксенитов – тектонические. Мощность пироксенитовой и пироксенит-габбровой оболочек колеблется в пределах 500-1000 м, а мощность отдельных "слоев" габбро – от первых до десятков и даже сотен метров.

Дугообразная зональность Сейнаровского массива нарушается дискомформными по отношению к ней неправильной формы телами, линзами и прожилками магнетитовых клинопироксенитов и магнетитовых габбро-пироксенитов

верховья р.Ценкоханаяям. Эти образования имеют отчетливо рвущие взаимоотношения с полосчатым комплексом. Они сложены крупно-гигантозернистыми пироксенитами с включениями вкрапленников и шлиров магнетита размером до нескольких сантиметров. Количество последнего может достигать 30% объема породы. С полями развития магнетитовых пироксенитов совпадает ареал распространения габбро-пегматитов (размеры кристаллов породообразующих минералов достигают 5 см в поперечнике), выполняющих жильные тела различной ориентировки и морфологии длиной несколько метров и мощностью от 5 до 50 см.

Особенности состава пород массивов рассмотрены нами ранее [11].

#### **Коренная платиноносность массивов.**

Средние содержания МПГ в дунитах Гальмозанского массива составляют: в гипидиоморфно-зернистых – 0,12 г/т, в аллотриоморфно-зернистых – 0,09 г/т, в порфирокластических – 0,08 г/т. Распределение МПГ в этих типах дунитов относительно равномерное. В кристаллобластических дунитах наряду с точками, где зафиксированы высокие содержания платины, имеются участки с резко отрицательными геохимическими аномалиями, содержания МПГ в которых составляют менее 0,01 г/т. Прослеживается тенденция закономерного уменьшения содержаний МПГ от гипидиоморфо- и аллотриоморфно-зернистых к порфирокластическим и далее к кристаллобластическим дунитам. Эти наблюдения свидетельствуют об имевшем место перераспределении первично-рассеянных МПГ с концентрацией их в рудные зоны.

В пироксенитах наблюдаются примерно равные соотношения Pt и Pd с преобладанием того или иного элемента. Средние содержания МПГ (в г/т) составляют: в пироксенитах Pt и Pd по 0,02; Rh – 0,1; Ir, Ru, Os < 0,01; в габброидах преобладает Pd – 0,04; Rh – 0,03; Pt, Ir, Os < 0,01.

В пределах Сейнавского массива повышенные содержания платины до 1 г/т выявлены в крупнозернистых порфирокластических дунитах в южной и центральной частях массива. В гипидиоморфно-зернистых дунитах и пироксенитах средние содержания МПГ составляют 0,02 г/т.

Наиболее перспективна в отношении коренной платиноносности южная часть Гальмозанского массива (рис. 2), в пределах которой развиты крупно-гигантозернистые порфирокластические и кристаллобластические дуниты. Содержания платины здесь характеризуются резко неравномерным распределением: от тысячных долей грамма до тысячи граммов на тонну в штучных пробах. Все аномальные концентрации МПГ приурочены к перекристаллизованным хромитсодержащим кристаллобластическим разновидностям дунитов. Последние имеют скрытозернистую текстуру, в которой иногда наблюдаются реликты крупно-гигантозернистого оливина. Порода при этом приобретает характерную светлую окраску.

В настоящее время выделено две рудоносные зоны северо-восточного простирания протяженностью 500 и 1300 м при средней ширине около 100 м [21]. Обе зоны вскрыты горными выработками по простиранию через 40-160 м. Содержания платины по результатам бороздowego опробования колеблются от десятых долей грамма до сотни граммов на тонну. Непосредственно рудные тела имеют мощности первые метры и приурочены к участкам распространения прожилкового-вкрапленного и шлирового хромита. Прожилки хромита мощностью от первых миллиметров до 1,5-2 см при максимальной длине 1-3 м отличаются сложной морфологией. Форма жил как прямая, так и извилистая, с многочисленными раздувами, пережимами, разветвлениями. Последние в ряде случаев образуют характерные сетчатые текстуры с густотой 2-4 тонких прожилка на 1 см<sup>2</sup>. Площадь развития сетчатых текстур достигает нескольких квадратных метров. Границы жил и прожилков с вмещающими дунитами как резкие, так и постепенные. Предпочтительной ориентировки прожилков не выявлено. Шлиры имеют в среднем небольшие размеры – первые десятки сантиметров. Их центральная часть сложена массивным хромитом, сменяющимся к краю густовкрапленным и далее вкрапленным. Плотность развития хромитовых скоплений в пределах рудной зоны неравномерна и может варьировать от 1 до 10 на 10 м<sup>2</sup>. Совокупность жил, прожилков, сетчатых текстур и шлировых выделений хромшпинелидов образует в осветленных кристаллобластических дунитах рудные

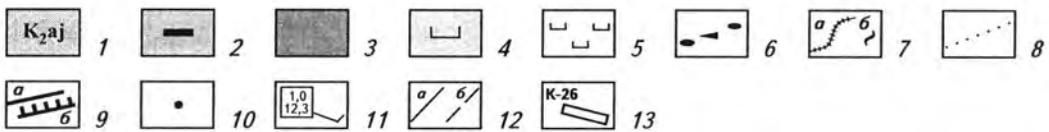
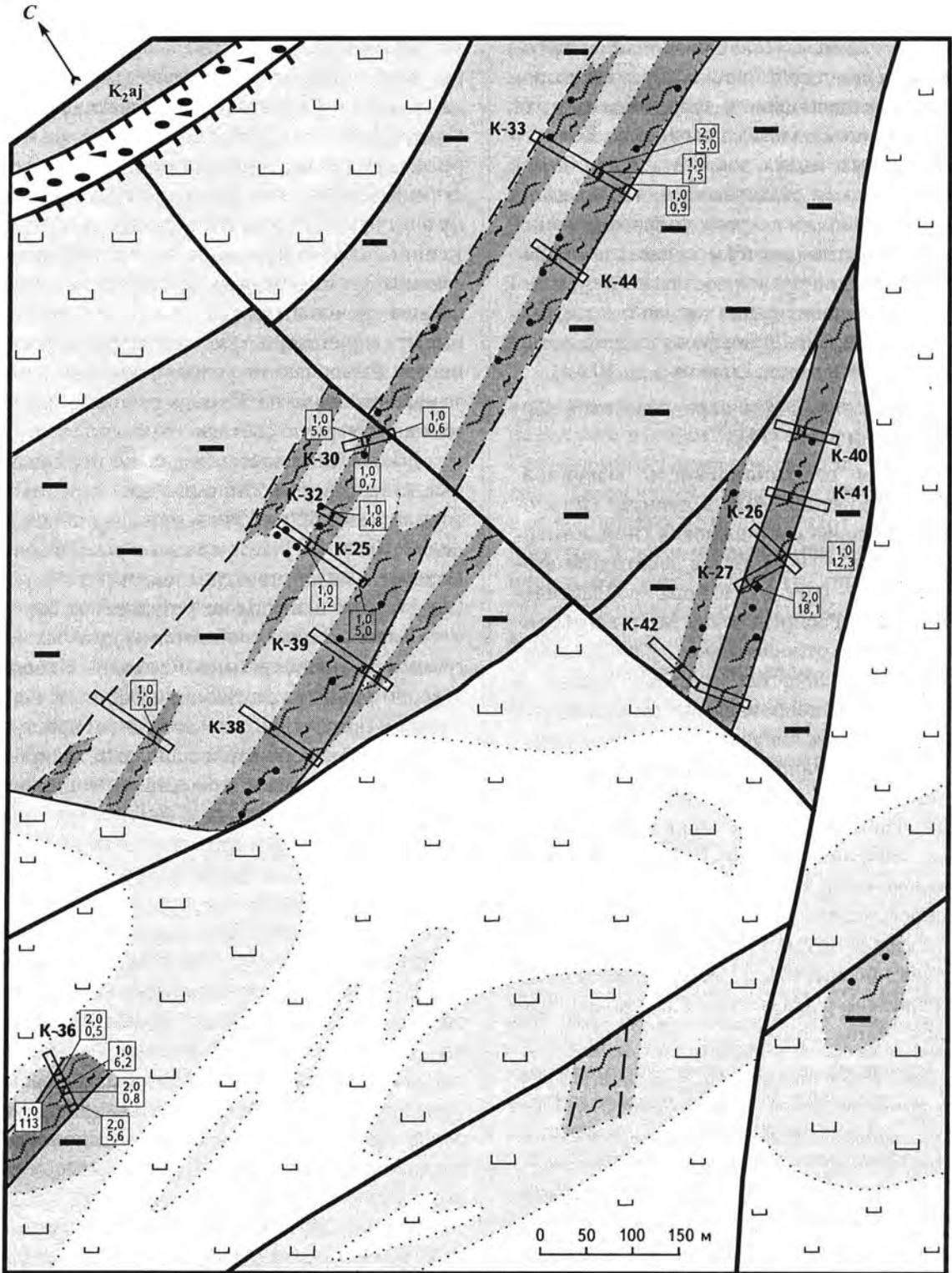


Рис. 2. Геологический план расположения платиноносных зон южной части Гальмознанского массива  
(составлен Ю.В.Назимовой)

1 – Аяонская свита: песчаники, алевролиты, аргиллиты; 2-5 – дуниты: 2 – гигантозернистые порфирокластические, 3 – неравномернозернистые кристаллобластические, 4 – средне-крупнозернистые аллотриоморфно-зернистые, 5 – мелко-среднезернистые гипидиоморфно-зернистые; 6 – серпентинитовый меланж; 7 – хромит прожилково-вкрапленный и жильный (а), шлировый (б); 8 – границы между разнофациальными образованиями; 9 – тектонические нарушения: крутопадающие (а), надвиги (б); 10 – штуфные пробы с содержанием Pt > 1,0 г/т; 11 – бороздовые пробы и содержание Pt, г/т; 12 – рудная зона установленная (а), предполагаемая (б); 13 – пройденные каналы и их номера

зоны с платиновой минерализацией. Подобные хромитовые шпирь описаны на Нижне-Тагильском массиве [7, 8, 13, 15, 16] и являются также наиболее платиноносными. Рудные зоны частично фиксируются градиентами магнитных и электрических полей. Уровень выявленных содержаний платины и параметры установленных рудных зон позволяют рассматривать их в качестве перспективных объектов коренного платинового оруденения.

В пределах каждой из рудоносных зон имеются многочисленные находки МПГ как видимые непосредственно в коренном залегании, так и при минераграфическом изучении аншлифов. Размеры агрегатов МПГ достигают 1×2,5 см. Коренная платина характеризуется следующим средним составом в пересчете на 100%: сумма МПГ – 92,08%, (Fe + Ni + Cu) – 7,92%; в пересчете на 100% МПГ: Pt – 95,82%, Ir – 2,32, Rh – 0,72, Os – 0,53, Pd – 0,39, Ru – 0,22%.

Установлено два типа коренной платиновой минерализации: акцессорная и рудная [12, 21]. Акцессорная минерализация была выделена с использованием методики “ррт-минералогии” и изучена для данного типа массивов впервые.

В мелкозернистых гипидиоморфо- и аллотриоморфно-зернистых дунитах, пироксенитах и габброидах Гальмознанского и Сейнавского массивов развита акцессорная минерализация платинового минералого-геохимического типа (табл. 1). Для нее характерны идиоморфные кристаллические индивиды минералов платиноидов размером первые микроны. Главным минералом является изоферроплатина, составляющая более 95% от суммы МПГ. В незначительных количествах присутствуют тетроферроплатина, сперриллит, интерметаллиды платины с медью, самородный осмий, Os-гексаферрум.

Рудная россыпеобразующая минерализация относится к иридисто-платиновому мине-

ралого-геохимическому типу и существенно отличается от первичной как по размеру и форме выделений платиновых минералов, так и по их минеральному и химическому составу. В перекристаллизованных крупно-гигантозернистых дунитах из рудных зон Fe-Pt-минералы характеризуются в основном ксеноморфными зернами размером в среднем около 1 мм, включающие в себя широкий спектр МПГ – 17 минеральных видов (см. табл. 1). Ассоциация подобных МПГ описывалась в дунитах концентрически-зональных массивов урало-аляскинского типа [7, 13, 22]. Подобные же минералы характерны и для Бушвельдских платиноносных трубок [24, 25]. Основным примесным элементом в Fe-Pt-минералах становится иридий. Иридиевая специализация оруденения проявлена и в наличии собственно иридиевых минералов (см. табл. 1). Также типичным является наличие сульфидов ряда лаурит-эрлихманит и куперита, отсутствующих в платиновом типе минерализации. Взаимоотношения платиновых породообразующих минералов и хромшпинелидов свидетельствуют о более поздней кристаллизации платинометалльного оруденения. Тетраферроплатина, сперриллит, туламинит, ирарсит-холлингвортит, Pt-содержащая самородная медь и другие минералы Cu-Pt относятся к ассоциации, замещающей изоферроплатину. Рудную минерализацию также сопровождают аварунит, никелистый пирротин, сфалерит, пирит, самородные медь и железо.

Имеющиеся данные [20, 21] свидетельствуют о том, что дуниты массивов Гальмознан и Сейнав являются основным источником платиновых россыпных месторождений. Об этом свидетельствуют: многочисленные находки платиноидов в коренных породах; высокие содержания МПГ в пределах отдельных участков коренных пород; наличие сростаний и включений силикатных минералов массивов в “шлиховой

Таблица 1

**Минералы платиновой группы  
из пород Гальмознанского и Сейнаевского массивов  
(Назимова, Зайцев, 2002)**

Минерал	Акцессорная ассоциация (платиновый тип)	Рудная ассоциация (иридиисто-платиновый тип)
<b>Главный минерал</b>		
Изоферроплатина Pt <sub>3</sub> Fe	+ (Rh, Pd, Ru)	+ (Ir, Rh, Ru)
<b>Второстепенные минералы</b>		
Тетраферроплатина PtFe	+ (Cu, Rh, Ni, Pd)	+ (Cu, Rh, Ni)
Сперрилит PtAs <sub>2</sub>	+ (Rh, Ni, Cu, S)	+ (Rh, Cu, Sb, S)
Туламинит Pt <sub>2</sub> FeCu	–	+ (Ir, Ni, Rh)
<b>Редкие минералы</b>		
Самородная платина Pt	+ (Ir, Os, Rh, Fe, Ni)	–
Хонгшит PtCu	+ (Rh, Bi)	–
Фазы Pt <sub>1-x</sub> Cu <sub>3-x</sub>	+ (Rh, Pd, Sb, As)	+ (Ir, Rh, Sb, As)
Самородный осмий Os	+ (Pt, Ir, Rh)	–
<i>Иридоосмин (Os, Ir)</i>	–	+ (Rh, Fe)
Платинистый иридоосмин	–	+ (Rh, Fe)
Самородный иридий Ir	–	+ (Os, Pt, Rh, Ru)
<i>Платинистый иридий (Ir, Pt)</i>	–	+ (Fe, Rh)
<i>Осмирид (Ir, Os)</i>	–	+ (Pt, Rh, Ru)
<i>Родистый иридий (Ir, Rh)</i>	–	+ (Fe, Pt)
<i>Железистый иридий (Ir, Fe)</i>	–	+ (Rh, Ru, Ni)
Фаза OsFe <sub>3</sub>	+ (Ru, Rh)	–
Ru-гексаферрум (Fe, Ru)	+ (Os, Rh, Pt, Ni)	–
Куперит PtS	–	+ (Fe, Ni)
Эрлихманит OsS <sub>2</sub>	–	+ (Ru, Ir)
Лаурит RuS <sub>2</sub>	–	+ (Os, Ir, Rh)
Ирарсит IrAsS	–	+ (Pt, Rh, Os, Ru)
Холлингвортит RhAsS	+	–
Соболевскит PdBi	–	(As)

*Примечание.* Курсивом выделены минеральные разновидности; знак + – наличие минерала, в скобках – элементы-примеси.

платине” россыпей; идентичность гранулометрического, минерального и химического состава россыпной и коренной платины.

**Полигенетические террасы**

Полигенетические террасы представляют собой единые геоморфологические поверхности аккумулятивного и эрозионного происхождения. Эти поверхности, представлявшие когда-то единую плоскость, расчленены современными водотоками на ряд фрагментов. Наибольшим распространением они пользуются на юго-западной периферии Гальмознанского массива в бассейнах ручьев Южный, Ледяной, Пенный, Ветвистый. Общая площадь развития сохранившихся ныне террас в пределах узла составляет ориентировочно 6,0 км<sup>2</sup>.

Строение полигенетических террас достаточно сложное. Залегают они, как правило, на терригенных отложениях аянской свиты. В их основании, со стороны, примыкающей к Гальмознанскому массиву, повсеместно наблюдается горизонт серпентинитового меланжа, постепенно выклинивающийся в юго-западном направлении. Видимая мощность горизонта изменяется от 0 до 30 м. По латерали его ширина составляет от одной трети до половины ширины террасы. Непосредственно на цоколе залегают толща плотносцементированных образований желтовато-буроватого цвета, в разрезе которой с определенной долей условности можно выделить два горизонта: нижний – конгломератовый и верхний – конглобрекчиевый.

Совокупность геоморфологического положения всех поверхностей полигенетических террас, представлявших в период образования единую обширную плоскость состава слагающих террасы отложений, их гранулометрической характеристики, формы и степени окатанности обломков, а также присутствия в разрезе умеренно литифицированных пород, морских и пресноводных диатомей, свидетельствует в пользу формирования конгломератов и конглобрекчий в субаэральных условиях прибрежно-морского бассейна. Ведущим процессом при этом являлась береговая абразия гипербазитовых массивов и пород “рамы”, перенос и обработка обломочного материала в водной среде.

Обращаясь к механизму береговой абразии и переноса обломочного материала, необходимо отметить, что он является механизмом дробления и перетирания сотен тысяч кубометров горной массы. Высвобождающиеся при этом из дунитов зерна МПГ переотлагаются в цементе конгломератов и конглобрекчий, распределяясь как по всему объему отложений террас, так и концентрируясь вблизи их подошвы.

Полигенетические террасы представляют собой, с одной стороны промежуточные коллекторы МПГ, а с другой стороны, их отложения содержат россыпи “шлиховой платины” с промышленными концентрациями. Это подтверждено поисковыми работами ЗАО “Корякгеолдобыча” в междуречье Ледяной – Пенный. В 2000-2001 гг. здесь скважинами колонкового бурения и расчистками изучен и опробован на полную мощность фрагмент полигенетической террасы, сложенный конглобрекчиями. Пробирным анализом бороздовых и керновых проб, а также промывкой на лотке их хвостов, при удовлетворительной сходимости результатов, установлено, что рассеянными зернами платиновых минералов при содержаниях 0,1-0,3 г/т МПГ заражена вся толща конглобрекчий вне зависимости от литологического состава пород и установленных элементов грубой слоистости. В то же время в основании толщи, в пределах валунно-галечного горизонта, выделяется “пласт” мощностью 0,4-4,0 м с содержаниями платины до 3,5-9,0 г/м<sup>3</sup>, контролируемый пологими ложбинами в рельефе терригенного основания террасы. Кроме нижнего “пласта” с достаточно устойчивыми параметрами и намеченными, в первом приближении, закономерностями его локализации, в слоистых частях разреза террасовых отложений выявлены фрагменты “пластов” и “пропластков” с содержаниями платины 1,5-2,0 г/м<sup>3</sup>, которые, на данной стадии изученности, не увязываются между собой.

Отобранная из проб “шлиховая платина” имеет средний размер 0,65 мм. Ее зерна не окатаны, либо окатаны весьма слабо, несут многочисленные противотпечатки граней кристаллов хромшпинелида и оливина, что определяет ксеноморфный облик зерен “шлиховой платины”. С этими же минералами они образуют многочисленные сростки.

Исходя из параметров сохранившейся части террас, содержаний и характера распределения платины, установленных поисковыми работами, общее количество заключенного в них металла составляет, по оценке автора, 25-30 т, что свидетельствует об их мощном россыпеобразующем потенциале. Четвертичная эрозия этих промежуточных коллекторов платины привела к образованию значительных по запасам россыпных месторождений ручьев Ледяной и Пенный, русла которых заложены и сформированы именно в отложениях полигенетических террас (см. рис. 1).

### **Россыпные месторождения узла**

В пределах Сейнав-Гальмознанского узла известно 10 месторождений россыпной платины (см. рис. 1), из которых три объекта находятся в эксплуатации. Большая часть россыпей локализована на юго-западной периферии массива Гальмознан. Здесь расположены месторождения ручьев Ледяной, Южный, Пенный, Ветвистый и р.Янытгайлыгинваям. Крупное россыпное месторождение р.Левтыринываям занимает промежуточную позицию между гипербазитовыми массивами Сейнав и Гальмознан. Мелкие россыпи ручьев Ясный, Двойной, Ошибка тяготеют к восточному флангу Сейнавского массива, и, наконец, месторождение с неясными масштабами р.Гальмотапельваям находится на северном обрамлении массива Гальмознан.

Россыпные месторождения узла отличаются сложным геологическим строением. Они состоят из нескольких, как правило, 1-5 достаточно мощных разновозрастных продуктивных пластов, расположенных ярусами и сформированных в различные временные отрезки четвертичного периода. Сегодня можно говорить о пяти этапах формирования различных типов россыпей, и соответственно, о пяти эрозионных циклах. Полнота проявления последних в каждой из долин определяет потенциал их россыпной платиноносности. Самым продуктивным и наиболее выраженным практически во всех долинах был третий эрозионный цикл ( $aQ_{III}^1$ ). В долине р.Левтыринываям в период деятельности цикла образован основной (нижний) пласт среднего течения, в долине руч.Ледяной – средний пласт, в долинах ручьев Пенный, Ветвистый и

р.Янытайлыгинваям – нижние пласты. С отложениями третьего эрозионного цикла связаны и промышленные концентрации металла в верховьях рек Гальмотапельваям, Левая Левтыринываям и правых боковых распадков р.Тапельваям, которые дренируют восточную часть Сейнавского массива. Эти пласты на всех месторождениях узла локализованы на плотике пойменной части долины. Они достаточно выдержаны по ширине и мощности, но отличаются неравномерным распределением “шлиховой платины”, чередованием бедных и богатых участков.

Крупные россыпные объекты, такие, как долины р.Левтыринываям и руч.Ледяной, содержат в разрезах рыхлых отложений по несколько металлоносных пластов при мощности пакетов продуктивных и пустых горизонтов 10-30 м. Несмотря на прямую корреляционную связь масштабов месторождения с количеством платиноносных пластов, 70-95% запасов металла всегда сконцентрировано в одном из пластов-лидеров, определяющих промышленную ценность россыпного объекта. Эти пласты на всех месторождениях узла локализованы на плотике пойменной части долины. Они достаточно выдержаны по ширине и мощности, но отличаются неравномерным распределением металла, его струйчатостью, чередованием бедных и богатых участков. Изменчивость параметров основных пластов россыпных месторождений характеризуется следующими коэффициентами вариации: ширины пласта 40-60%; мощности песков 65-95%; среднего содержания 125-150%; вертикального запаса 140-180%.

В отличие от пластов-лидеров, другие пласты, являющиеся в подавляющем большинстве террасовыми, или подвесными, реже склоновыми и прочими, в россыпях имеют в той или иной степени ограниченное распространение или исчезают вовсе.

Суммарное количество запасов “шлиховой платины” на всех месторождениях Сейнав-Гальмоэнанского узла позволяет отнести его к уникальным объектам, сопоставимым с широко известными россыпными платиновыми гигантами Урала, Алдана, Аляски и Колумбии [6, 8, 23].

Расположение месторождений различных масштабов, а, следовательно, и запасов “шлиховой платины” в пределах узла подчиняется

определенным закономерностям. Все без исключения мелкие россыпи локализованы в долинах первых порядков, которые образуют во круг коренных источников – массивов Гальмоэнан и Сейнав, систему водотоков с радиальной симметрией (см. рис. 1). Продуктивные пласты этих простых по строению месторождений залегают непосредственно на плотике из ультраосновных и основных пород, либо на вулканогенно-кремнистых или терригенных породах ближайшего окружения массивов. К этой группе россыпей, кроме собственно мелких месторождений, следует отнести нижний пласт верховьев р.Левтыринываям и верхние пласты ручьев Пенистый и Сентябрь.

Нижний пласт верховьев р.Левтыринываям “принадлежит” к одноименному месторождению формально, являясь по сути дела самостоятельной мелкой россыпью, которая оторвана от основной на 3,0 км. Ее пески залегают на коренном плотике, сложенном пироксенитами массива Гальмоэнан и кремнистыми образованиями “рамы”. Россыпная платина характеризуется типично “рудным” обликом, что отличает ее от достаточно окатанного металла крупного месторождения р.Левтыринываям. Верхние пласты ручьев Пенистый и Сентябрь, заключающие в себе запасы “шлиховой платины”, не превышающие первых сотен килограммов, локализованы в верховьях долин, которые врезаются в ультраосновные породы – коренные источники “шлиховой платины”, вулканогенно-кремнистые образования и терригенные отложения близ этих источников. От приплотиковых пластов, несущих основные запасы платины, верхние пласты отделены как по вертикали, так и по латерали толщиной пустых рыхлых отложений, что позволяет рассматривать их в качестве самостоятельных россыпных объектов.

Запасы среднего по размерам месторождения руч.Пенистый, берущего начало у подножья массива Гальмоэнан, сосредоточены преимущественно в песках нижнего пласта, который расположен в 2,5-5,0 км от истока ручья. Нижний пласт залегают на плотике, сложенном терригенными отложениями корякского флиша. Долина ручья врезаются как во флишевые отложения, так и в перекрывающие их конгломераты и конглобрекции полигенетических террас суммарной мощностью 20-30 м. Протяженность

вдоль водотока сохранившихся фрагментов террас составляет 2,5-3,0 км. Их опробование показало устойчивое присутствие платины в конглобрекциях с единично-знаковыми и знаковыми содержаниями, а также наличие промышленных концентраций металла в конгломератах, которые достигают  $9,0 \text{ г/м}^3$ . Нижний пласт россыпи руч.Пенистый имеет максимальные параметры, что ориентировочно соответствует "центру тяжести" запасов месторождения, в западной (нижней по течению) части распространения полигенетических террас. Такое положение продуктивного пласта, в сопоставлении с данными опробования полигенетических террас, позволяет считать последние промежуточным коллектором платины при формировании россыпного месторождения руч.Пенистый.

Основной и единственный пласт песков средней по запасам россыпи р.Янытайлыгинваям залегает на коренном плотике, представленном аргиллитами и алевролитами флишевой толщи верхнемелового возраста. Вмещающая россыпь долина ориентирована параллельно длинной оси Гальмознанского массива, располагаясь от него на расстоянии 6,0 км. В долинах левых притоков р.Янытайлыгинваям, ручьев Ветвистый и Пенистый расположены соответственно мелкое и среднее месторождения россыпной платины. Гипсометрические отметки их продуктивных пластов соответствуют, с учетом уклона плотика, гипсометрическому положению пласта песков р.Янытайлыгинваям. Это обстоятельство, в совокупности с мелкими размерами и средней окатанностью "шлиховой платины" месторождения р.Янытайлыгинваям, указывает на то, что источниками питания последнего являлись продуктивные отложения россыпей ручьев Пенистый и Ветвистый.

Крупное по запасам месторождение россыпной платины руч.Ледяной расположено в юго-западной части узла в 700-1000 м от дуניתового ядра массива Гальмознан, простираясь параллельно его тектоническому контакту с терригенными отложениями аяонской свиты. Большая часть запасов металла сконцентрирована в пластах песков, локализованных в долине-основного водотока и нижней части долины его левого притока – руч.Сентябрь. Наиболее продуктивные пласты расположены на аргиллитах и алевролитах корякского флиша. Не-

смотря на близость к коренному источнику, массиву Гальмознан, руч.Ледяной и его левые притоки, за исключением среднего и верхнего течения руч.Сентябрь, врезаны в широко развитые на юго-западе узла платиноносные конгломераты и конглобрекции полигенетических террас, а также находящиеся в их основании тектонические микститы серпентинитового меланжа. Подобное положение основной и боковых долин руч.Ледяной допускает поступление "шлиховой платины" из коренного источника в россыпь в ограниченных количествах. Основным продуцентом металла для крупного по масштабу месторождения руч.Ледяной являлись промежуточные коллекторы платины отложений полигенетических террас. О том, что крупные россыпи являются продуктами денудации и флювиальной переработки значительных масс промежуточных коллекторов платиновых металлов, свидетельствует тот факт, что в аллювии руч.Ледяной запасы "шлиховой платины" на порядок больше чем в аллювии руч.Пенистый. Это можно объяснить только тем, что простираение долины руч.Ледяной совпадает с простираением полигенетической террасы, сложенной конглобрекциями (см. рис. 1), в то время как долина руч.Пенистый только в верховьях пересекает эту полигенетическую террасу.

Крупное россыпное месторождение р.Левтыриноваям занимает промежуточное положение между массивами Сейнав и Гальмознан. Практически все запасы месторождения сосредоточены в платиноносных пластах, находящихся юго-восточнее (ниже по течению реки) границы надвига, по которому вулканогенно-кремнистые образования ватынской свиты и гипербазитовые массивы тектонического отторженца шарьированы на терригенные отложения корякского флиша. Нижний пласт среднего течения р.Левтыриноваям, имеющий длину около 9 км и заключающий в себе 87% запасов "шлиховой платины" залегает на аргиллитах и алевролитах аяонской свиты. Расстояние от его "головы" до массива Гальмознан по главному руслу реки составляет 6 км. Такой же интервал отделяет основной пласт месторождения от массива Сейнав по долине руч.Левый Левтыриноваям. Указанные интервалы не содержат промышленных концентраций платины, либо включают разрозненные и разноуровневые

пласты незначительных параметров, что является достаточно веским аргументом против непосредственной связи россыпного месторождения р.Левтыринываям с коренными источниками платины.

В целом по узлу более 90% запасов “шлиховой платины” приходится на россыпи р.Левтыринываям, руч.Ледяной (с притоком руч.Сентябрь) и руч.Пенистый. Запасы и прогнозные ресурсы остальных россыпей составляют первые проценты. То есть практически все запасы “шлиховой платины” сосредоточены в аллювиальных отложениях водотоков, которые в настоящем или в прошлом эродировали осадочные отложения – конглобрекции полигенетических террас.

В россыпях р.Левтыринываям, руч.Ледяной и руч.Пенистый установлены сростания зёрен “шлиховой платины” с осколками литифицированных осадочных пород. Последние состоят из кластогенного материала и цемента. Кластогенный материал представлен микроскопическими обломками различных минералов: часто встречаются плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, слюда; реже – магнетит, хромшпинелид, пироксен, амфибол; еще реже – оливин. Цементируют обломки кварц, опал, карбонатные минералы, глинистые минералы. Наличие сростаний зёрен МПГ с осколками осадочных пород напрямую свидетельствует, что поступление “шлиховой платины” в россыпь происходило из литифицированного осадочного промежуточного коллектора.

“Рубашки” осадочных пород вокруг окатанных зёрен “шлиховой платины”, а также хорошая сортировка зёрен “шлиховой платины” у россыпей р.Левтыринываям и руч.Ледяной также свидетельствуют о том, что источником платиновых минералов являлись промежуточные коллекторы – конглобрекции. Составы “шлиховой платины” крупного месторождения р.Левтыринываям и россыпей руч.Ледяной, Сентябрь, Осень, Пенистый, коренным источником которых являлся массив Гальмознан, различаются [20]. Это говорит о том, что источником россыпей р.Левтыринываям мог быть промежуточный коллектор платиновых металлов, который к настоящему времени полностью разрушен.

### “Шлиховая платина” россыпей

“Шлиховая платина” Сейнав-Гальмознанского узла представлена в основном мономинеральными агрегатами самородных минералов Pt и Fe и их осколками. Незначительные ее количества слагают отдельные кристаллы изоферроплатины и сперрилита. Около 15% зёрен находятся в сростаниях с хромшпинелидами и магнетитом, около 10% – сростаются с пироксеном, оливином и серпентином. Ксеноморфный габитус зёрен платиновых минералов свидетельствует о том, что они выполняли интерстиции зёрен в породах. Окатанность зёрен различная – от слабой до хорошей. Платина р.Левтыринываям в целом состоит из окатанных зёрен. “Шлиховая платина” представлена главным образом средней фракцией. Более тонкий состав “шлиховой платины” – у россыпей руч.Ветвистый, р.Янытайлыгинваям и р.Гальмотапельваям. В россыпи руч.Ледяной широко распространена крупная фракция (около 16,6%, в том числе 0,7% самородки), в то время как в россыпи р.Левтыринываям эта фракция составляет всего 0,6%. Хорошая сортировка “шлиховой платины” р.Левтыринываям при высокой плотности 17-18 г/см<sup>3</sup> свидетельствует о формировании россыпи через промежуточный коллектор. В этом коллекторе зерна платины были определенным образом сортированы по гранулометрическому составу и плотности в более ранний этап россыпеобразования.

В “шлиховой платине” россыпей узла выявлено 27 минералов платиновой группы [12, 20]. Преимущественно развита изоферроплатина. Второстепенным значением пользуются включения минералов в изоферроплатине: тетроферроплатина, туламинит, самородный осмий, самородный иридий, гексаферрум, куперит, сперрилит, эрлихманит, лаурит, кашинит, купрородсит, холлингвортит. Среди минералов МПГ установлены новые фазы: PtCu<sub>3</sub>, (Fe,Rh), Rh<sub>7</sub>S<sub>6</sub>, RhS; Rh<sub>4</sub>S<sub>5</sub>, (Pt,Ir)<sub>2</sub>(Fe,Cu)AsS, (Pt,Fe)O(OH)?, (Ir,Pt,Fe)O(OH)·nH<sub>2</sub>O и (Rh,Pt,Fe)O(OH)·nH<sub>2</sub>O? Во включениях в платиновых минералах встречаются: хромшпинелиды, магнетит, оливин, пироксены, амфиболы, серпентин, хлорит, биотит, обломки разных минералов в кварц-карбонатном цементе.

По химическому составу главного минерала “шлиховой платины” – изоферроплатины,

Таблица 2

“Шлиховая платина” россыпей Сейнав-Гальмоэнанского узла

Показатели	I группа – иридино-платиновый тип	II группа – платиновый тип
Соотношение МПГ в “шлиховой платине”	Pt > Ir > Os > Rh > Pd > Ru	Pt > Rh > Pd > Os > Ir > Ru
Состав изоферроплатины, %	Pt < 87, Fe > 8, Ir > 1, Rh < 1, Pd < 0,5	Pt > 87, Fe < 8, Ir < 0,5, Rh > 1, Pd > 0,5
Особенности выделения платиновых минералов	Ксеноморфные агрегаты минералов Pt и Fe в сростании с хромшпинелидами и оливином Наличие фаз Os и Ir в составе МПГ	Индивиды минералов Pt и Fe Наличие фаз Os и отсутствие фаз Ir в составе МПГ
Гранулометрический размер “шлиховой платины”	Тонкая фракция (-0,25 мм) – 7,8% Мелкая фракция (0,5-0,25 мм) – 33,2% Средняя фракция (2-0,5 мм) – 42,4% Крупная фракция (10-2 мм) – 15,9% Самородки (+10 мм) – 0,7%	Тонкая фракция – 15,9% Мелкая фракция – 57,5% Средняя фракция – 26% Крупная фракция – 0,5% Самородки – нет
Месторождение	Ледяной, Сентябрь, Пенн- стый, Левтыриновьяям, конглобрекчин	Ветвистый, Гальмотапель- ваям, Левтыриновьяям Тапельваям и его при- токи
Запасы “шлиховой платины”, %	90	10

все россыпные месторождения можно разделить на две группы (табл. 2):

*I группа:* Pt < 87% мас., Fe > 8, Ir > 1, Rh < 1, Pd < 0,5% мас., – руч.Ледяной, руч.Сентябрь, руч.Осень, руч.Пенистый, р.Левтыриновьяям, руч.Левый Левтыриновьяям, конглобрекчин;

*II группа:* Pt > 87% мас., Fe < 8, Ir < 0,5, Rh > 1, Pd > 0,5% мас. – руч.Ветвистый, р.Гальмотапельваям, р.Левтыриновьяям, р.Тапельваям, руч.Ошибка.

По разработанной минералого-геохимической типизации россыпей (Мочалов, 1994 г. и др.), принятой МПР РФ и ГКЗ РФ [18, 19], основная доля “шлиховой платины” россыпей I группы относится к иридино-платиновому минералого-геохимическому типу. “Шлиховая платина” этого типа характеризуется: ксеноморфными агрегатами самородных минералов Pt и Fe в сростании с хромшпинелидами и оливином; рядом минералообразующих МПГ “шлиховой платины” – Pt > Ir > Os > Rh > Pd > Ru; преобладанием примеси Ir в составе изоферроплатины; доминированием осмиевых и ири-

диевых фаз среди второстепенных платиновых минералов.

Основная доля “шлиховой платины” россыпей II группы относится к платиновому минералого-геохимическому типу. Его отличительными признаками являются: маложелезистый состав главного минерала – изоферроплатины; низкие содержания в ней примесей МПГ, среди которых преобладают Pd и Rh, а количества Ir весьма незначительно; распространение индивидов самородной платины; присутствие самородного осмия с низкими концентрациями Ir; отсутствие самородного иридия; преобладание сперрилита среди халькогенидов.

В россыпных месторождениях руч.Ледяной и р.Левтыриновьяям высокоиридная и среднеиридная изоферроплатина составляет 95%. На долю этих же месторождений приходится более 90% запасов “шлиховой платины”. По этому показателю данные месторождения попадают в ранг крупных, таких, как известные месторождения, связанные с зональными щелочно-ультраосновными массивами Омнинско-Май-

ского плоскогорья и Алданского нагорья (Мочалов, 1994; 2001; Mochalov, Khoroshilova, 1998).

В конглобрекциях полигенетических террас 90% “шлиховой платины” представлено ириди-сто-платиновым минералого-геохимическим типом. Состав их изоферроплатины очень близок таковому из россыпей руч.Ледяной и руч.Пенистый. В свою очередь “шлиховая платина” конглобрекчий сходна по составу с россыпеобразующей минерализацией, распространенной в хромититах крупно-гигантозернистых дунитов массива Гальмознан. В этой связи коренным источником “шлиховой платины” конглобрекчий следует считать порфиорокластические дуниты.

В россыпных месторождениях II группы “шлиховая платина” ириди-сто-платинового типа имеет подчиненное значение. Судя по распространению ириди-сто-платины в долинах водотоков, приуроченных к массиву Гальмознан – руч.Ветвистый, р.Гальмотапельваям и р.Левтыриновьям, содержание “шлиховой платины” ириди-сто-платинового типа в них составляет 30-50% мас. По этому показателю перспектива этих россыпей не должна превышать уровень среднего месторождения. В долинах водотоков, приуроченных к массиву Сейнав – руч.Ошибка и р.Тапельваям, содержание “шлиховой платины” ириди-сто-платинового

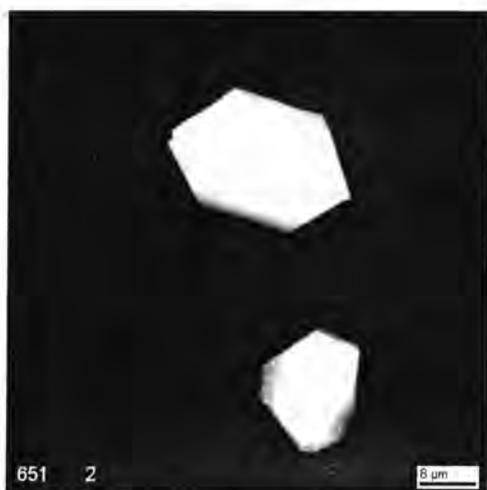
типа составляет менее 5% мас. Перспектива этих россыпей, даже при благоприятных геолого-геоморфологических условиях россыпеобразования, не может превышать уровень мелкого месторождения.

### Выводы

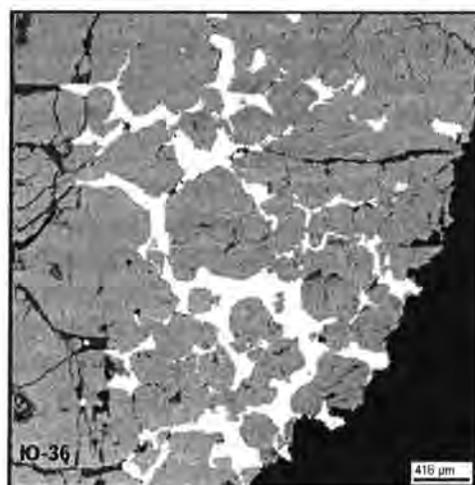
1. Сейнав-Гальмознанский платиноносный узел является уникальным представителем россыпных месторождений платиновых металлов и рудопроявлений ириди-сто-платинового минералого-геохимического типа.

2. Геоморфологическое строение долин рек и ручьев на территории Сейнав-Гальмознанского узла обусловлено последовательным развитием в плейстоцен-голоценовое время пяти эрозионных циклов, а полнота проявления последних в каждой из долин определяет потенциал их россыпной продуктивности. В долинах водотоков первых порядков, которые непосредственно эродуют зональные массивы, локализованы лишь мелкие по запасам россыпные месторождения. Крупные россыпные месторождения платиновых металлов связаны с коренными источниками опосредованно, через промежуточные коллекторы.

3. Отложения полигенетических террас – конгломераты и конглобрекции в период четвертичного россыпеобразования служили вы-



А



Б

Рис. 3. Платиновые минералы Гальмознанского массива

А – изоферроплатина из дунита, платиновый минералого-геохимический тип; Б – платиновые минералы в хромите, ириди-сто-платиновый минералого-геохимический тип

сокопродуктивным промежуточным коллектором для формирования богатых аллювиальных россыпей узла. Отложения полигенетических террас, включающие платиноносные “пласты” с промышленными параметрами, являются перспективным объектом для поисков и разведки собственных месторождений платиновых металлов.

4. В состав россыпных месторождений Сейнав-Гальмознанского узла входит “шлиховая платина” иридисто-платинового и платинового минералого-геохимических типов. Орел рассеивания “шлиховой платины” платинового типа в аллювии района самый широкий, но промышленный потенциал ее низкий. “Шлиховая платина” иридисто-платинового типа составляет более 90% промышленного потенциала россыпей узла.

5. Россыпи платинового минералого-геохимического типа продуцирует первичная ассоциация платиновых минералов дунитов, пироксенитов и габбро массивов Гальмознан и Сейнав, а россыпи иридисто-платинового типа продуцирует рудная ассоциация – порфирокластических и кристаллобластических дунитов и хромититов (рис. 3).

6. Уровень выявленных содержаний платины и параметры установленных рудных зон с рудной ассоциацией платиновых минералов в южной части массива Гальмознан позволяют рассматривать их в качестве перспективных рудопроявлений платиновых металлов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Э.С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья // Геотектоника. – 1979. – № 1.
2. Анисеева Л.И. Базит-гипербазитовый интрузивный комплекс южной части Корякского нагорья: Автореф. дис... к.г.-м.н. – Л., 1968.
3. Астраханцев О.В. Строение Гальмознанского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Южная Корякия) / О.В.Астраханцев, В.Г.Батанова, А.С.Перфильев // Геотектоника. –1991. – № 2.
4. Батанова В.Г. Тектоническая позиция и генезис зональных мафит-ультрамафитовых plutонов севера Олюторской зоны (Корякское нагорье) / В.Г.Батанова, О.В.Астраханцев, А.С. Перфильев // Геотектоника. – 1992. – № 2.

5. Велицкий В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. – Новосибирск: Наука, 1979.
6. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Часть II, III. – Петроград: КЕПС АН СССР, 1923.
7. Додин Д.А. Платинометалльные месторождения России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышев, Б.А.Яцкевич. – СПб.: Наука, 2000.
8. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. – М.: Изд-во Геол. ком., 1928.
9. Зайцев В.П. Корякия – новый платиноносный регион России / В.П.Зайцев, Ю.В.Назимова // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Тез. докл. – СПб., 2000. – Кн.2.
10. Зайцев В.П. Сейнав-Гальмознанский узел и его платиноносность / В.П.Зайцев, А.А.Коляда, В.Н.Мелкомукон // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. – М.: Научный Мир, 2001.
11. Зайцев В.П. Строение и состав массивов Сейнав-Гальмознанской группы / В.П.Зайцев, Ю.В.Назимова, Л.И.Кравченко // Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.
12. Зайцев В.П. Платиноносность Сейнав-Гальмознанского рудного узла (Корякское нагорье). Автореф. дис... к.г.-м.н. – СПб., 2003.
13. Золоев К.К. Платинометалльное оруденение в геологических комплексах Урала / К.К.Золоев, Ю.А.Волченко, В.А.Коротеев, И.А.Малахов, и др. – Екатеринбург: ДПР, ОАО “УГСЭ”, УрО РАН, УГГГА, 2001.
14. Ефимов А.А. Кытлымский платинометалльный массив / А.А.Ефимов, Л.П.Ефимова. – М.: Недра, 1967.
15. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. – Екатеринбург, 1997.
16. Кашин С.А. Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распространения коренной платины / С.А.Кашин, С.С.Козак, Л.А.Николаева, К.П.Тихомиров. – М.: Гостехиздат, 1956.
17. Мелкомукон В.Н. Платиноносные россыпи Сейнав-Гальмознанского узла (Корякско-Камчатская провинция) / В.Н.Мелкомукон, В.П.Зайцев // Платина России. – Т.3. – М.: Геоинформмарк, 1999.
18. Методика разведки россыпей золота и платиноидов / Ред. И.Б.Флеров. – М.: ЦНИГРИ, 1992.
19. Методические рекомендации по применению классификации запасов твердых полезных ископаемых к россыпным месторождениям / Ред. Ю.Ю.Воробьев, О.В.Заборин, М.Я.Зыкин, К.И.Сычев: ГКЗ РФ – МПР РФ, 2000.
20. Мочалов А.Г. Минералогия и генезис “шлиховой платины” россыпных месторождений южной части Корякского нагорья (Россия) / А.Г.Мочалов,

В.П.Зайцев, А.Н.Перцев, Е.А.Власов // Геол. рудн. месторождений. – 2002. – № 3.

21. Назимова Ю.В. Коренная платиноносность дунит-клинопироксенит-габбровых массивов; Сейна-Гальмознанская группа / Ю.В. Назимова, В.П. Зайцев // Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.

22. Некрасов И.Я. Петрология и платиновая минерализация кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов / И.Я. Некрасов, А.М. Ленников, Р.А. Охтябрьский и др. – М., 1994.

23. Cabri L.J. Mineralogy and distribution of platinum-group mineral (PGM) placer deposits of the world / L.J. Cabri, D.C. Harris, T.W. Weiser // Explor. Mining Geol. – 1996. – Vol. 5.

24. Schiffries M. Petrogenesis of platinumiferous dunite Pipe in the Bushveld Complex: infiltration metasomatism by a chloride solution // Econ. Geol. – 1982. – Vol. 77. – № 6.

25. Stumpel E.F. The platinumiferous dunite pipes of the eastern Bushveld / E.F. Stumpel, J.C. Rucklidge // Econ. Geol. – 1982. – Vol. 77. – № 6.

ЗАО "Корякгеолдобыча",  
пос. Корф

УДК 553.491:553.411(470.5)

**К.К.Золоев, В.А.Коротеев, Ю.А.Волченко, И.Н.Новиков**

## **РУДНО-РОССЫПНЫЕ АНСАМБЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛАТИНОИДОВ УРАЛА**

Ансамбль (от французского *ensemble* – букв. вместе) предполагает естественную органически взаимосвязанную ассоциацию концентраций платинометалльных россыпей с их коренными источниками, которые в отличие от россыпных месторождений золота (далее россыпи) резко ограничены в едином пространстве и связь платиноидов с которыми более конкретна.

Золотые россыпи на Урале открыты в 1814 г. [23]. Вскоре после этого в 1819 г. были осуществлены первые находки платины в золотых россыпях Верх-Исетского горного округа и Билимбаевской дачи на Среднем Урале [5]. Вследствие небольших содержаний платиноидов в золотых россыпях (Pt около 10%; присутствие осмистого иридия) они некоторое время не использовались. В 1824 г. по р. Орулиха, левому притоку р. Баранча была открыта первая на Урале собственно платиновая россыпь, проходящая вдоль железной дороги Нижний Тагил – Ивдель и находящаяся в 12 км к востоку от пос. Баранчинский и в 25 км к ССЗ от Нижнего Тагила. Собственно платиновые россыпи, естественно,

определяли ежегодное количество добычи платины, однако немалое значение имели в общем балансе эксплуатации существенно золото-платиновые и платиносодержащие россыпи. Совместная отработка золото-платиновых россыпей, их поиски и оценка давали значительную информацию о закономерностях размещения золото-платиновых россыпей и определении критериев их поисков.

Первое научное и геолого-промышленное обобщение материалов по уральским россыпям выполнено П.М. Карпинским в 1840 г. Позже, по отдельным горно-рудным районам появились публикации Е.С. Федорова, В.В. Никитина, И.Ф. Токарева, Н.К. Высоцкого, а в 1930-1940-е годы – В.М. Сергиевского, А.А. Иванова, А.И. Александрова, В.П. Трифонова, К.В. Никифорова и др. [23]. В 1940-1950-е годы были выпущены полистные карты золотоносности для важнейших россыпных районов (Е.С. Сидоренко, Н.В. Павлова, И.С. Рожков и др.). Я.С. Эдельштейн и А.П. Сигов (1948) впервые установили важную роль в минерации золотоносности

(и платинометалльности) региона исследований по реконструкции древней гидрографической сети Урала, в частности, и мезозойских эрозионно-структурных депрессий.

Начиная с середины 1960-х годов проводились широкие поисково-геоморфологические работы в масштабах 1:50 000 – 1:200 000 А.Г.Баранниковым, А.В.Ломаевым, В.А.Сиговым, В.И.Федоровым, И.З.Шубом под общим научно-организационным и непосредственным руководством А.П.Сигова и В.С.Шуба. В это же время велись обширные поисковые и разведочные работы. В результате был получен огромный фактический материал и создана минерально-сырьевая база для предприятий Урала.

За 150 лет отработки россыпей, связанных с современной речной системой, легко открываемые золото-платиновые месторождения были практически исчерпаны, и с конца 1950-х годов начались поиски идей, которые позволили бы с новых позиций оценить потенциальные перспективы региона, выявить нетрадиционные до этого возрастные и генетические типы золото-платиновых россыпей [23, 24]. Наиболее значительной в этом плане работой стала подробная сводка А.П.Сигова и В.И.Ромашовой [18], которая сопровождалась многочисленными исследованиями учеников и последователей А.П.Сигова. В частности, после указанной публикации, вышедшей в 1977 г., первое полное обобщение россыпной и рудной платинометалльности региона было выполнено спустя 15 лет А.Н.Мардиросьяном, К.К.Золоевым, Ю.А.Волченко, И.Н.Новиковым и др. (1992). В основу последней работы было положено исследование А.П.Сигова и В.И.Ромашовой. Все эти материалы послужили данными для анализа рудно-россыпной платиноносности в настоящей статье, рудно-платинометалльная часть которой базируется главным образом на собственных исследованиях авторов [3, 4, 5, 6, 10, 11, 17].

Наиболее продуктивными районами золото-платиновой добычи являлись россыпные узлы и районы Среднего и Северного Урала, в меньшей мере – Южного Урала. На Полярном и

Приполярном Урале оцененные ресурсы золота [17] возросли в три раза, а по платиноидам количественно оценены практически впервые. За 100 лет платинодобычи (1814-1915) из россыпей добыто, по данным Н.К.Высоцкого, 260 т платины, а с учетом расхищенной старателями – около 330 т. По экспертной оценке с 1915 по 1993 г. (т.е. примерно за 80 лет) добыто около 300 т, или всего с 1814 г. – около 630-650 т. В россыпях (по опыту работы) осталось, вместе с россыпями Приполярного и Полярного Урала, около 1300 т (платинометаллогенетический потенциал). Примерно в 1,5 раза больше, или около 2000 т, могут быть ресурсы рудных МПГ. В случае открытия двух-трех крупных месторождений платиноидов эта цифра может увеличиться еще на 700 т, и в целом по Уральскому региону вместе с россыпными платиноидами она будет равна 4000 т.

#### **Морфогенетические типы россыпей**

Генезис, или условия формирования, является важнейшей характеристикой рассматриваемых месторождений. Именно генетические особенности определяют состав, строение, пространственное размещение россыпей и, главное, их продуктивность. Основы классификации россыпей разработаны Ю.А.Билибиным [2] и дополнены Н.А.Шило [21]. Нами, конкретно для платиновых и платиноносодержащих россыпей Урала\*, выделяются: элювиальный, делювиальный, пролювиальный, аллювиальный и смешанные генетические типы. Промышленное значение различных генетических типов как по их запасам, так и по распространенности несопоставимо. Безусловно, резко преобладают аллювиальные россыпи. С пролювиальными образованиями связаны не очень крупные, но богатые россыпи золота и платины. Элювиальные россыпи встречаются крайне редко. Примером могут служить данные по западному склону Урала (Зильберман и др., 1969), где среди четвертичных россыпей выделяются 134 аллювиальных, 5 делювиальных и 5 элювиальных.

*Элювиальный тип.* Главное условие для образования элювиальных россыпей – это полное

\* Здесь и далее под платиновыми и платиносодержащими россыпями понимаются золото-платиноидные россыпи, в которых металлы платиновой группы составляют существенные количества.

раскрытие на месте минералов группы платины. Оно происходит только в химической коре выветривания при полном разложении пороодообразующих минералов до глинистого состояния. Подобные образования наблюдаются на массивах Кытлымском, Светлый Бор, Вересовый Бор и других, с которыми связаны россыпи р.Северный Иов, Ободранный Лог, Косой Лог, лога р.Косьва и р.Малый Покап. Как таковые чисто элювиальные россыпи, как правило, отрабатаны; количество добытого металла в них не превышает десятков килограммов. Ниже по склону они переходят в элювиально-делювиальные и во врезанных долинах верховьев рек – в аллювиальные россыпи. В последних, в результате флювиальной деятельности вод, возможно накопление значительного количества металла (Ободранный Лог, р.Малый Покап и др.).

Основные признаки элювиальных россыпей: металлоносные отложения грубообломочные, неслоистые с песчано-глинистым материалом коры выветривания; контуры россыпей соответствуют площади развития эндогенных месторождений; минералы платиноидов неокатанные, с большим количеством самородков; платина от темно-серого до черного цвета; обычны сростки платиноидов с другими рудными или пороодообразующими минералами.

*Делювиальные россыпи* приурочены к толщам щебнисто-глинистых, дресвяных, глыбовых образований, формирующихся на склонах возвышенностей. Общая сортировка материала в делювии слабая, слоистость выражена редко и неотчетливо. Нередко делювиальные россыпи формируются в результате смещения вниз по склону элювиальных россыпей, а также при размыве речных террас. Вследствие сильного разубоживания пустыми породами содержание ценных компонентов в этих россыпях обычно ниже, нежели в элювиальных россыпях и коренных источниках. Делювиальные россыпи тесно связаны с последними, поэтому платиноиды также не окатаны, содержат большое количество самородков. Протягиваясь на небольшие расстояния, они не имеют большого промышленного значения. Широко, например, распространены платиновые сложные элювиально-делювиальные россыпи плиоцен-четвертичного возраста в пределах Вересовоборского и Светлоборского дунитовых массивов.

*Пролувиальные россыпи* приурочены к отложениям временных потоков, формировавших слабосортированные толщи грубообломочного материала. Этот тип осадков образуется в условиях засушливого, пустынного климата и достаточно пересеченного рельефа. Такие условия существовали на Урале в миоценовую эпоху. Сам процесс формирования пролувиальных россыпей не способствует возникновению в них высоких концентраций полезного компонента. Россыпи этого типа обычно небольших размеров, часто тесно связаны с источниками питания. Они наиболее широко распространены на Южном Урале.

*Аллювиальный тип* россыпей – наиболее распространенный и промышленно важный среди всех других генетических типов россыпей. Среди аллювиальных россыпей выделяют русловые, косовые, долинные, террасовые и карстовые. В случае, когда аллювиальные россыпи связаны с отложениями древней гидросети (мезозойского и верхнепалеогенового возраста), наиболее богатые участки их приурочены к площадям развития карстующихся пород. Здесь древние россыпи лучше сохраняются от более позднего размыва.

По материалам Кадастра россыпных месторождений платины (1945) в количественном отношении аллювиальные россыпи составляли на то время 84%, среди них четвертичные россыпи – 82%, мезозойские и палеогеновые – только 2%. По Н.А.Шило [21] наибольшее промышленное значение среди них имеют долинные россыпи (55,4%), меньшее – террасовые (44,5%), а русловые составляют 0,1%. При этом им была отмечена следующая закономерность: запасы в террасовых россыпях уменьшаются от низких к более высоким, с одной стороны, и от более молодых к древним, с другой.

Морфологические типы охватывают признаки, которые представляют практический интерес для разведчиков. Классификация, предложенная Н.А.Шило [21], учитывает оценку россыпей по выдержанности, по степени равномерности распределения полезного компонента в пласте, характеру распределения металла в плане и в вертикальном разрезе, выдержанности контуров в плане, приуроченности их к различным элементам рельефа, в пределах которого развиты металлоносные отложения и т.д.

“Верховик” – тип россыпей, формирующийся в непосредственной близости от коренного источника. В случае горизонтальной поверхности рельефа – это элювиальный генотип, в случае наклонной – элювиально-делювиальный, делювиальный генотипы. Главное условие для образования “верховика” – наличие коренных месторождений с развитой на них мощной химической корой выветривания, которая формируется только в условиях гумидного климата. Золото и платина в этом случае, освобождаясь от породообразующих минералов, могут под действием силы тяжести перемещаться вниз и обогащать нижние горизонты элювия. Так как иного перемещения металлы не испытывают, они сохраняют примерный состав и соотношение, характерные для коренного месторождения. В плане “верховики” повторяют контур последнего, но могут иметь несколько большую площадь в верхней своей части, вследствие некоторого перемещения обломочного материала. В “верховиках” элювиально-делювиального и делювиального типов сохраняется полная аналогия металлогении россыпи, наследующая металлогению коренного месторождения. В вертикальном разрезе покровных отложений рудных полей наблюдается неравномерное распределение рудного вещества. Около рудного тела оно находится в элювии, по мере удаления от него фиксируется в средних, а затем в верхних слоях рыхлого материала на удалении до нескольких десятков метров. Ширина металлоносных полос – от 20 до 200 м, размеры крайне не выдержаны, характерны перерывы, раздувы и резкие выклинивания, иногда полосы разделяются на узкие струйки. В процессе перемещения делювия вниз по склону происходит дальнейшее измельчение пород и освобождение рудных минералов, но в то же время, по мере удаления от коренного источника металла, отмечается разубоживание россыпи за счет увеличения примеси безрудных обломков. Делювиальные россыпи, как правило, небольшой протяженности, обычно не имеют промышленного значения.

“Верховики” элювиального и элювиально-делювиального типов большей частью развиты на массивах Светлый Бор и Вересовый Бор (Коробовский Лог, Косой Лог и др.), а также встре-

чаются и в других местах (г. Соловьева, Баранчинская группа массивов).

К *русловым россыпям* следует относить не перекрытый речными отложениями продуктивный аллювий пристержневой части современного русла. Формируются эти россыпи в долинах (или их участках), испытывающих глубинную, в меньшей мере боковую эрозию. Обычно они располагаются на участках резкого спада скорости водного потока. Русловые россыпи имеют весьма непостоянные размеры (длина – от сотен метров до первых километров, ширина – десятки, реже сотни метров), характеризуются струеподобным, а также более сложным распределением металла. Очень существенное влияние при этом оказывает микрорельеф, литологические свойства пород плотика. Особенно велико влияние пород плотика на распределение металла в том случае, если они представлены закарстованными карбонатными разностями. К рассматриваемым россыпям относятся отдельные участки рек Лобва, Тура и другие, но в целом эти россыпи имеют резко подчиненное значение по отношению к описанным ниже долинному и террасовому типам россыпей.

*Долинный тип* – наиболее распространенный и промышленно значимый морфологический тип аллювиальных россыпей. Они не связаны с современными руслами рек, а приурочены к аллювиальным отложениям зрелых речных долин. В наиболее общем виде долинная россыпь представляет собой залежь шириной в десятки и сотни метров, вытянутую по простиранию (от нескольких до десятков километров). Местоположение россыпи в поперечном разрезе долины зависит от ее строения. В долинах симметричного строения промышленная часть пласта россыпи обычно располагается недалеко от современного русла, а в асимметричных долинах – порой на значительном удалении от него. Долинные россыпи характеризуются повышенной мощностью слагающих осадков – в пределах 5-30 м и более.

*Террасовые россыпи* приурочены к аллювиальным отложениям минувших стадий развития долин, сохранившимся лишь фрагментарно в виде рыхлого покрова речных террас на склонах долин. Образование террас связано с общим понижением базиса эрозии района и врезанием русел рек. Размываемый при этом материал при-

нимает участие в формировании новых долинных россыпей. Каждая из террас (а их количество на Урале может достигать 7-8) отвечает одному из эрозионных циклов развития речной долины. Среди террас выделяют два типа: аккумулятивные – сложены аллювиальными отложениями; образуют сложные россыпи с несколькими уровнями концентрации металла; цокольные (эрозионно-аккумулятивные) – образования смешанного типа; в их основании выходят коренные породы; россыпи бедные.

Долинные и террасовые платиноносные россыпи являются наиболее распространенными на Урале. В количественном отношении они составляют около 93% всех россыпей, что соответствует вышеприведенным данным об их значимости. Подавляющая часть их представлена отложениями четвертичного возраста.

*Ложковый тип.* Для возникновения ложковых россыпей на Урале исключительно благоприятной была миоценовая эпоха, характеризовавшаяся засушливым семиаридным климатом. Ложковые россыпи сложены пролювиальными, делювиально-пролювиальными, аллювиально-делювиальными образованиями. С ними связаны не очень крупные, но богатые россыпи золота и платиноидов, такие как Хищнический Лог, Лешачьи Лога и многие другие.

Плиоцен-четвертичные россыпи ложкового типа образуются на склонах гор и на уступах древних террас, где они, заимствуя металл из террасовых отложений, образуют россыпи нового типа и питают дополнительно россыпь основного водотока (Боровковский Лог – приток р.Тура).

*Пляжевые (прибрежно-морские) россыпи.* Из всех известных россыпей месторождений платиноидов к этому типу относятся металлоносные нижнепермские конгломераты артинской свиты. По мнению Н.А.Шило [21], в число минералов, которые лишь в сравнительно редких случаях образуют пляжевые россыпи, входят минералы платиновой группы, которые имеют самый высокий коэффициент гипергенной устойчивости и удельный вес, что и способствует их накоплению в этих условиях. Коренные источники платины вблизи полосы развития артинских конгломератов отсутствуют, поэтому единственным источником металла были долинские россыпи рек пермского времени, сно-

сивших обломочный металлоносный материал на запад. В более позднее плиоцен-четвертичное время артинские конгломераты сами размывались, давая более богатые россыпи благородных металлов (реки Сылва, Распаиха и др.).

*Техногенный тип.* К категории техногенных отнесены россыпи, возникшие в период эксплуатации месторождений, но из-за неполноты обработки и извлечения металла, представляющие в данный момент промышленный интерес. Их целесообразно подразделять на отвалы и целиковые. Первые образовались в результате несоответствия схемы промывки песков технологическим свойствам полезного компонента россыпей. Они представляют собой галечно-эфельные отвалы (различных лет) промывочных приборов. Например, в отвалах Исовских россыпей представлены все фракции, характерные для первичных россыпей, однако отмечается выпадение средней фракции. Характерно также наличие тонкого металла и крупных самородков. По данным М.М.Миرونенко (1983), при дражном способе обработки в отвалы уходит до 30-50% металла от первоначального его количества. Поэтому в технологию эксплуатации заложена трёхкратная переработка россыпей дражным способом. При гидравлическом способе обработки россыпей в "головках" отвалов накапливается до 10% от первоначально добытого металла. Целиковые техногенные россыпи – это бортовые, внутриконтурные и охранные целики, а также площади с недоработанными на всю мощность песками и незачищенным плотиком. При карбонатном плотике в карстовых углублениях металлоносные отложения часто не обрабатываются.

*Изменение кондиций для россыпных месторождений позволяет практически все россыпи, обрабатывавшиеся до 1917 г., вновь вовлечь в настоящее время в промышленную обработку.*

#### **Литолого-стратиграфическая характеристика платиноносных отложений**

Мезозойский и кайнозойский периоды Урала представлены большим числом серий, свит, толщ. Платиноносными являются лишь некоторые континентальные свиты и толщи. А.П.Сигов, В.И.Ромашова [18] провели анализ распределения благородных металлов по десяти участ-

кам. Из них четыре принадлежат юрскому комплексу, два находятся в пределах мелового пепелена и четыре принадлежат горной части Урала. Общие закономерности золото-платиновых россыпей Урала представлены в таблице, из которой следует, что суммарная доля платиносодержащих россыпей составляет около 80% от средней мощности всех мезозойско-кайнозойских россыпей. Максимальную мощность (11,3 м) имеют продуктивные отложения наурзумской свиты на меловом, а минимальную – эти же отложения на юрском пепеленах.

Распределение в россыпях платины характеризуется следующим образом. По учтенным в подсчете площадям платина известна только на юрском пепелене. Ее общее средневзвешенное содержание по всему стратиграфическому разрезу, в контурах промышленных полигонов в россыпях на карбонатных породах, составляет 2,8 условных единиц, а в россыпях на некарбонатных породах – 0,8. Для плиоцен-четвертичных и миоценовых – соответственно 1,8 и 0,3, для миоценовых отложений – 6,8 и 1, в юрских отложениях 3,2 и 0,6. В верхнеолигоценовых отложениях в россыпях, учтенных только на карбонатных породах, средневзвешенное содержание платины составляет 3,4. Таким образом, для всех россыпей, расположенных на карбонатных породах, характерны более высокие содержания платины по сравнению с россыпями, залегающими на другом плотике. Для золота в этих же отложениях наблюдается обратное соотношение. Наибольшее количество платины сосредоточено в юрских отложениях пепелена, где оно составляет 50% от общего учтенного ее содержания в россыпях, залегающих на карбонатном плотике. В отложениях миоцена количество платины примерно составляет 25%, остальное – находится в равных частях (по 12-13%) в плиоцен-четвертичных и верхнеолигоценовых отложениях. Россыпи на некарбонатном плотике содержат лишь незначительное количество платины.

А.П. Сиговым и В.И. Ромашовой [18] по Кадастру россыпей (1945) определялись наиболее продуктивные на платину участки и отложения. Все исходные данные максимально подробно были разбиты на следующие разделы: морфогенетические типы различного возраста (23 позиции), листы карты россыпей; данные по добыче,

запасам и прогнозам. Продуктивность отложений приблизительно оценивалась по отношению общего количества металла к количеству россыпей, входящих в данный раздел.

Всего, по данным Кадастра (1945), за все время отработки россыпей добыто платиноидов около 231 т. В связи с неполнотой информации эта цифра, очевидно, должна быть увеличена не менее чем на 50%. Больше всего платины (99%) добыто из россыпей в бассейнах рек Сосьва, Косьва, Ляля, Тура, Тагил и Чусовая, многочисленные притоки которых питаются за счет коренных источников Платиноносного пояса. За пределами этой территории платиноносные россыпи по численности резко сокращаются и по суммарно добытому металлу составляют всего 1%. Абсолютно такое же соотношение (99:1) наблюдается и по имеющимся запасам (с прогнозными ресурсами) для этих территорий. Больше всего (52,4%) их сосредоточено в южной половине платиноносной области. В северной части сосредоточено 46,7% общих запасов. Около 1% запасов приходится на остальную территорию. По продуктивности – 529 кг на одну россыпь – область указанных выше бассейнов рек также значительно превосходит остальную территорию, где эта продуктивность составляет в среднем 16 кг.

Следующая важная характеристика – количество платины и средняя продуктивность определенного морфогенетического типа и возраста. На первом месте по общему количеству платины – группа аллювиальных долинных и террасовых россыпей (I, II, III террасы) четвертичного возраста, на втором месте – группа четвертичных аллювиальных долинных россыпей; причем по продуктивности они занимают место во втором десятке, т.е. преобладают мелкие, средние россыпи. Третье место занимают плиоцен-четвертичные террасовые и долинные россыпи. Указанные три группы россыпей концентрируют около 86% всех запасов платиноидов. На остальные 20 морфогенетических и стратиграфических разновидностей россыпей приходится 14% общего количества платины. Подтверждается отмеченная выше закономерность о снижении количества запасов и продуктивности россыпей в террасах – от нижних к верхним. Так, по общему количеству платины террасовые россыпи занимают следующие места: I тер-

Классификация золото-платиновых

Серии и свиты (толщи)	Стратигра- фический индекс	Генетические и морфологические					
		Аллювиальные					
		Ложковые	Пойменные и аккумуля- тивные террасы	Цокольные террасы	Приподня- тых мертвых долин	Погребенных мертвых долин	Карстовый инфлювий
Артинская свита	P <sub>1</sub> ar	-	-	-	-	-	-
Лангурская (две подсвиты)	J <sub>1</sub> h	-	-	-	К	К	К
Мысовская	K <sub>2</sub> ms	-	-	-	К	К	К
Наурзумская	N <sub>1</sub> nr	С	-	-	К	-	С
Жиландинская	N <sub>1</sub> žl	С	-	С	С	С	С
Кустанайская	N <sub>2</sub> ks	С	К	К	С	-	С
Четвертичные	Q	С	К	К	С	С	С

Примечание. Масштаб россыпей: К – относительно крупные; С – от средних до небольших; Н – непромышленные

расы – 4-е место; II террасы – 14-е место, III и IV террасы – 19-е и 21-е места. Продуктивность снижается в том же направлении и составляет соответственно 4-е, 18-е, 22-е и 23-е места. Таким образом, россыпи IV террасы являются самыми непродуктивными из всех изученных.

Россыпи мезозойско-кайнозойского возраста имеют сложное строение и включают металлоносные отложения с возрастом от верхней юры до верхнего плейстоцена включительно. Оценить продуктивность каждого слоя можно на примере Выйско-Исовского месторождения. Плотик представлен корой выветривания триас-нижнеюрского возраста. На нем залегают отложения среднеюрского возраста мощностью 8 м. Они являются основным металлоносным горизонтом, заключая в себе 45% запасов металла (50% платины и 40% золота). Содержание металла достигает 1730 мг/м<sup>3</sup>. Выше залегают образования верхнего олигоцена, мощность их 1,0-19,5 м. Среднее содержание металла 280 мг/м<sup>3</sup>, запасы металла в горизонте

37%, в том числе 16,6% платины и 20,4% золота. Следующий горизонт – миоценовые отложения мощностью 1-13 м. Они занимают третье место по концентрации металла. Плиоценовые отложения имеют мощность 21-26 м, металлоносность их незначительная и весьма не выдержанная. Средне-, позднеплейстоценовые и голоценовые отложения слабо металлоносны. На участке Туринско-Талицкой россыпи основные металлоносные горизонты – аллювиальные отложения верхнеюрского, олигоценового и плиоценового возрастов, в меньшей степени – делювиально-пролювиальные отложения миоцена.

Таким образом, продуктивными на платину являются отложения: артинской свиты перми; лангурской свиты юры; мысовской свиты мела; олигоценовые отложения наурзумской свиты олигоцена; каракольской серии миоцена; кустанайской свиты плиоцена и террас голоцена.

россыпей Урала

типы россыпей					Литологический тип	Мощность, м	Относительная доля в средней мощности, %
Кора выветривания	Делювиально-пролювиальные	Прибрежные озерные	Прибрежно-морские	Флювиогляциальные			
-	-	-	Н	-	Конгломераты		
Н	-	-	-	-	Гумидные белоцветы	4,0-4,2	16,8
-	-	-	-	-	Гумидные белоцветы	4,7	4,8
-	-	-	-	-	Гумидные бело- и желтоцветы	2,6-11,3	27,4
-	С	-	-	-	Аридные красноцветы	3,6	11,5
-	С	-	-	-	Семиаридные красноцветы	3,2-4,5	
-	С	Н	-	Н	Продукты физического выветривания		

и признаки [18, 21].

**Геоморфологическая позиция россыпей**

*Геоморфологическое районирование.* При геоморфологическом районировании использован таксономический ряд, предложенный А.П.Сиговым и др. (1981): геоморфологическая область → зона → район. В пределах площади, охваченной исследованиями, выделяются три геоморфологические области: I – Русская равнина (восточная часть); II-III – Уральское горное сооружение; IV – Западно-Сибирская равнина (западная часть). Уральское горное сооружение делится на две зоны: II – зону Кряжа, III – зону пенеппена. В свою очередь, области и зоны делятся на 12 районов. Каждый из выделенных геоморфологических районов имеет свою историю развития рельефа, свою орографию, определенный характер и распространение древних химических кор выветривания и осадков мезозоя и кайнозоя, определенный набор и характер поверхностей выравнивания и форм рельефа и т.д. В конечном итоге набор этих признаков

определяет и россыпеобразующую способность площадей. Отдельные геоморфологические районы Урала далеко неоднозначны по своему промышленному значению. Малоперспективен район денудационной равнины Предуралья (I<sup>а</sup>), не имеющий богатых коренных источников металла. Образующие субстрат пермские породы неметаллоносны или очень бедны металлом.

Районы приподнятых горных массивов Северного и Среднего Урала (II<sup>а</sup>) и восточная зона Южного Кряжа (II<sup>б</sup>) имеют плиоцен-четвертичные, миоценовые, олигоценовые и редко мезозойские россыпи.

Район остаточных гор западного склона Урала (II<sup>а</sup>) имеет богатые россыпи многочисленных притоков р.Межевая Утка, берущих начало с Нижне-Тагильского платиноносного массива (г.Соловьева). Дополнительным, но слабым источником металла являются металлоносные артинские конгломераты.

Районы остаточных гор осевой части Среднего (II<sup>в</sup>) и восточного склонов Урала (II<sup>а</sup>) – это

районы широкого развития россыпей от мезозойского до четвертичного возраста.

Приподнятый и отпрепарированный пенепплен Северного и Среднего Урала (III<sup>b</sup>) схож в общих чертах с предыдущими и включает, особенно в северной части, участки богатых россыпей от мезозойского до четвертичного возраста.

Юг зауральского пенепплена – это своеобразная площадь, где не происходило накопление плиоцен-четвертичных россыпей. Доплиоценовые промышленные россыпи известны здесь в эрозионно-структурных депрессиях, а вне их – только близ коренных источников в виде миоценовых ложковых россыпей.

Область Западно-Сибирской равнины представлена на исследованной площади двумя районами: континентально-морской цокольной равниной Зауралья (IV<sup>a</sup>) и континентально-морской аккумулятивной равниной Зауралья (IV<sup>b</sup>). Они ограничивают на западе восточную область распространения россыпей; иногда в них вскрываются более древние россыпи депрессий.

*Поверхности выравнивания и коры выветривания* Урала в своем образовании были исторически обусловлены, в первую очередь, тектоникой и климатом.

Среди поверхностей выравнивания А.П.Сиггов и В.С.Шуб (1977) выделяют раннемезозойскую, позднемезозойскую, мезозойскую нерасчлененную и позднепалеогеновую поверхности пенеппленов, миоценовую поверхность пенепплена, плиоцен-четвертичную поверхность врезания, денудационные равнины разного возраста и различные по возрасту и генезису аккумулятивные поверхности.

Неоднородность тектонического развития Урала в разных его частях отразилась на распространении и гипсометрическом положении разновозрастных поверхностей выравнивания. При этом наряду с меридиональной имела большое значение и широтная тектоническая зональность [18]. На восточном склоне Урала, непосредственно к северу от Туринской зоны разломов, расположен крупный блок с фрагментами юрского пенепплена. В мелу этот блок был относительно погружен, поэтому юрские россыпи золота и платины здесь многочисленны, меловые же – полностью отсутствуют.

Юрский возраст имеют фрагменты пенепплена, развитые на западном склоне Среднего

Урала, между Туринской и Каратауско-Челябинской зонами разломов. Здесь, в районе Киргизанских увалов, развита мощная кора выветривания (свыше 100 м), в частности на пермских породах. Возможно, она в пределах депрессий могла быть источником золота и платины. Фрагменты того же юрского пенепплена расположены к югу от Зилаирско-Магнитогорской зоны разломов, восточнее зоны триасового пенепплена и Ирендыкского хребта.

Наоборот, весь равнинный восточный склон Урала, между Туринской и Зилаирско-Магнитогорской зонами разлома, представлен многочисленными фрагментами, а в южной части почти сплошными площадями пенепплена преимущественно позднемелового возраста; фрагменты юрского пенепплена полностью отсутствуют.

Все сказанное касалось относительно выравненных территорий Урала. В горных районах на площади собственно Уральского кряжа мезозойские поверхности полициклически и отличаются ярусностью ландшафта.

Во второй половине верхнего мела и в палеогене усилившиеся погружения региона приводят к консервации поверхностей выравнивания и кор выветривания, трансгрессии моря и широкому накоплению морских осадков.

Верхнепалеогеновый этап (после регрессии моря) характеризовался новым оживлением процессов выветривания, эрозии и денудации. Протекала пенеппленизация, не получившая своего завершения в связи с кратковременностью этапа, прерванного резкой сменой климата при переходе к миоцену. Параллельно с пенеппленизацией формировалась новая верхнепалеогеновая кора выветривания. К миоцену полностью прекращается интенсивное химическое выветривание, в связи с чем условия для пенеппленизации больше не возникают.

Позднепалеогеновая поверхность выравнивания пользуется узлокальным распространением в равнинных районах развития мезозойского пенепплена. В горной части Урала позднепалеогеновая поверхность лопастно (винтово-лопастно) врезается в субстрат, разъедая мезозойский пенепплен. Позднепалеогеновая поверхность бывает покрыта маломощной (до 10-15 м) корой выветривания. Латеритные коры полностью отсутствуют. Аккумулятивная позднепа-

леогеновая поверхность выравнивания развита ограниченно на Урале, несколько шире в Предуралье и довольно широко в Зауралье.

Миоценовая поверхность выравнивания занимает площади различного размера. Она нередко ограничивает с периферии площади домиоценовых пенеппленов, отделяясь от них денудационными уступами. Незавершенность позднепалеогеновой пенеппленизации привела в миоцене к смыву ее и образованию широких мощных делювиально-пролювиальных шлейфов. Оживление эпейрогенеза начинается с плиоцена и характеризует весь плиоцен-четвертичный этап. Формируется своеобразная поверхность врезания, образование которой способствовало не выравниванию местности, а, наоборот, привело к ее расчленению.

В процессе гипергенного изменения пород продуктивных формаций устойчивые ценные компоненты платиноидов мигрируют в кору выветривания и обогащают ее, создавая местами элювиальные россыпи. Такие россыпи известны на отдельных дунитовых массивах Платиноносного пояса. На перидотитовых массивах дунит-гарцбургитовой формации, в связи с убогим содержанием в них платиноидов, элювиальных россыпей кор выветривания ожидать не приходится. Но эти участки (коры выветривания) могли быть источником металла для аллювиальных россыпей (россыпи платиноидов Верхне-Тагильского, Верх-Нейвинского и других массивов Серовско-Невьянского перидотитового пояса).

В геоморфологическом отношении Платиноносный пояс занимает благоприятное положение вследствие значительного развития здесь древних поверхностей выветривания. Последующая эрозия в пределах Среднего Урала не очень сильно отразилась на хорошей сохранности древнего элювия, и в пределах Висимского и Исовского районов картируются многочисленные участки развития нонтронитовой коры выветривания. Степень размыва древней коры выветривания резко возрастает на Северном Урале.

*Мезозойские и кайнозойские эрозионно-структурные депрессии.* Большая перспективность эрозионно-структурных депрессий в отношении россыпей подтвердилась многолетними поисково-разведочными работами. Практи-

ческая значимость этих депрессий неодинакова и зависит от положения их в разных геоморфологических районах на разновозрастных пенеппленах и от наличия коренных источников металла. Развитие карбонатных пород во многих случаях предопределило положение эрозионно-структурных депрессий, а при эрозионной проработке этих депрессий карбонатные породы служили наиболее благоприятным плотиком для аккумуляции металлоносных образований. В последующем пространственно связанные с карстовыми западинами древние россыпи платиноидов нередко избегали размыва при эрозии и денудации. Известно, что при каждом последующем размыве и переотложении металлоносных образований содержание в них металла увеличивается. Поэтому наиболее перспективны участки мезозойских долин, которые в дальнейшем были унаследованы олигоценовыми и современными речными водотоками. Здесь происходит вековое накопление металла, и эти участки наиболее перспективны для выявления новых месторождений россыпных платиноидов.

В пределах депрессии часто сохраняются мезозойские коры выветривания, поэтому весьма благоприятными являются участки депрессий, пересекающие массивы ультраосновных пород. Весьма продуктивны также депрессии, расположенные вблизи поверхностей выравнивания того же возраста. Последние при этом играют роль участков денудации, а первые – участков аккумуляции. Таким образом, депрессии являются промежуточным коллектором, т.е. вторым, после коренных месторождений, наиболее богатым источником металла в россыпях. Как было отмечено выше, при описании стратиграфии металлоносных отложений, наиболее продуктивными являются юрские отложения и соответствующие им нижнемезозойские депрессии. Все более молодые депрессии несут меньше металла.

*Древние и современные речные сети.* Древнейшая гидрографическая сеть конца палеозоя начала мезозоя остается почти неизвестной. Как показал И.Ф. Токарев [20], по этой сети выносилась платина дунитовых массивов Урала на запад – в пермский палеоморской бассейн.

Для раннемезозойских этапов характерна теснейшая связь с тектоническими и геологиче-

скими структурами. Сток вод с горной части Южного Урала по Бельской, Таналыкской и Ур-тазымской депрессиям происходил на юг, в сторону раннемезозойского моря Тетис, а по Ивдельско-Тагильской и Богословской депрессиям – на север к Северному Ледовитому океану.

Гораздо более широким развитием пользуются эрозионно-структурные депрессии поздне-мезозойского, а также неутонченного мезозойского возраста. Они известны на всем протяжении Урала, прилегающей части Предуралья и Зауралья (рис. 1).

Все находки аллювиальных мезозойских отложений приурочены к эрозионно-структурным депрессиям, а вне последних они отсутствуют. Описываемые депрессии, так же как и раннемезозойские, теснейшим образом связаны с геологическими структурами Урала. Сток по ним происходил в разных направлениях: на северо-запад – по рекам западного склона Урала (Пра-Чусовая, Пра-Вишера и др.) к мезозойским морям северного Предуралья, на северо-восток – по многочисленным депрессиям восточного склона Урала к мезозойскому Западно-Сибирскому морскому бассейну. Водораздел между этими двумя бассейнами, по-видимому, близко совпадал с современным.

Сложная система стока вод существовала в позднем мезозое на юге Урала. Здесь главный водораздел резко не совпадал с современным и проходил через местность городов Учалы, Верхнеуральск, пос. Парижский и Анненский. Дальнейшее его положение в восточном направлении неясно. Поскольку мезозойско-кайнозойское море ушло из пределов Предуралья еще

в позднем мелу, а из Зауралья – только в олигоцене или даже миоцене, то становится объяснимым различие во времени перераспределения речной сети: на западном склоне – это конец мела, на восточном – неоген. В том и другом случае оно связано было с тектоническими подвижками.

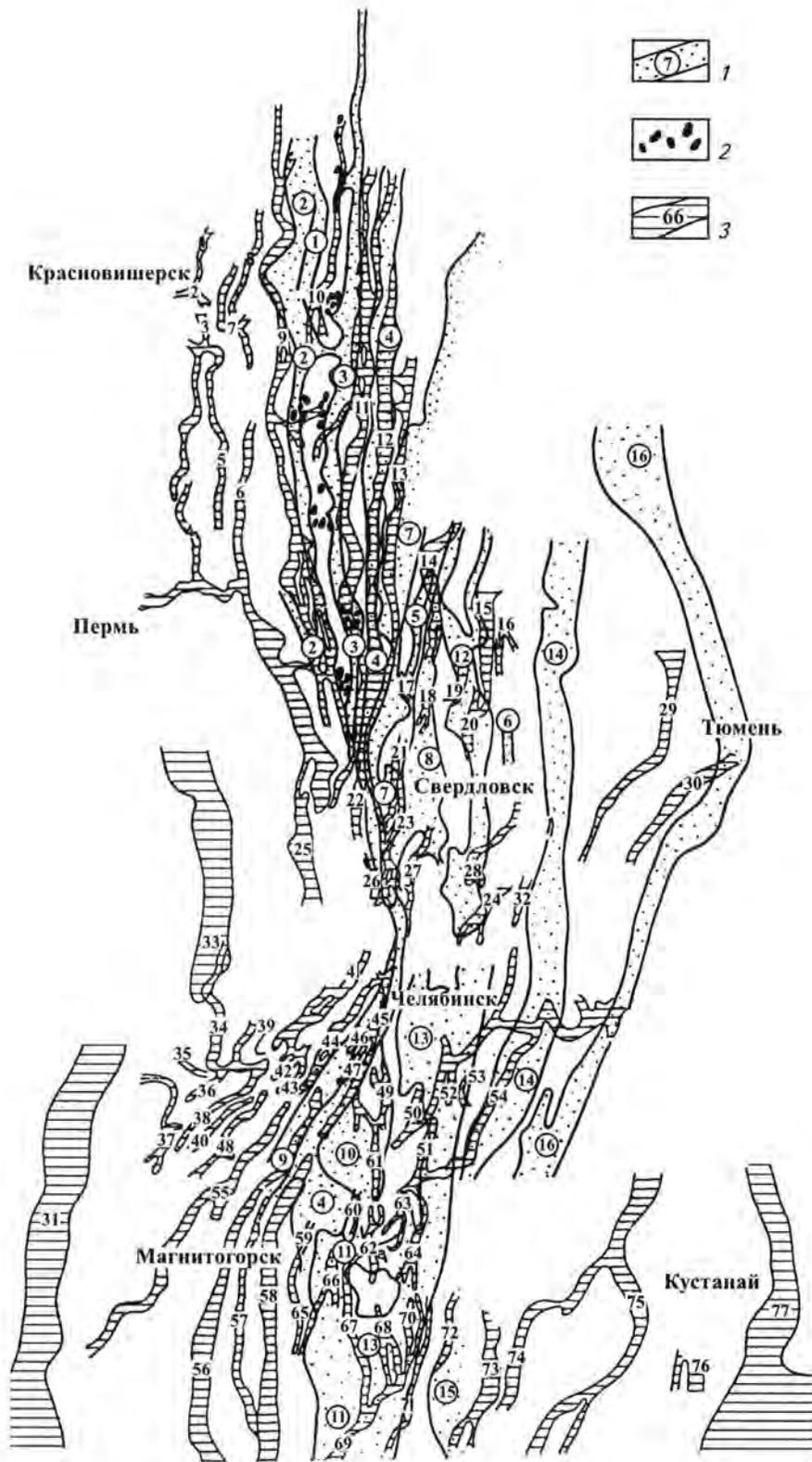
На западном склоне Урала речная сеть верхнего палеогена была близка к современной, на восточном – использовала фрагменты речной сети, сохранившиеся с мезозоя. Здесь коренное перераспределение речной сети произошло значительно позже, лишь в начале плиоцен-четвертичного тектоно-климатического этапа. Оligоценовые долины в современном рельефе проявляются нечетко. Чаще они протягиваются в виде слабо выраженных понижений субмеридионального направления, и только боковые притоки их имеют близкое к широтному направление. Ширина долин колеблется от 0,5 до 6 км. Глубина вреза, по данным бурения (Ломаев и др., 1972), составляет 20-30 м.

Миоценовый тектоно-климатический этап относительной стабильности и сравнительно сухого климата обусловил возникновение местных базисов эрозии для многих небольших речек, отмирание их части и, наконец, ослабление в целом эрозионной деятельности более крупных рек. Миоценовая аккумулятивная поверхность в горно-холмистых районах Урала чаще представлена делювиально-пролювиальными шлейфами.

Последние этапы развития речной сети различны для западного и восточного склонов Урала. Новые речные артерии заложились на восточном

Рис. 1. Схема размещения мезозойских депрессий [21]

1 – золоторудные зоны; 2 – ультрабазитовые массивы Платиноносного пояса; 3 – депрессии: 1 – Щугорская, 2 – Колчимская, 3 – Ильявожская, 4 – Всеволодо-Вильвенская, 5 – Чикман-Нюрская, 6 – Чусовская, 7 – Акчимская, 8 – Выйская, 9 – Вишерско-Висимская, 10 – Шегультано-Тошемская, 11 – Туринско-Богословская, 12 – Ивдельско-Тагильская, 13 – Невьянско-Кантуровская, 14 – Юрьинская, 15 – Алапаевская, 16 – Кабанская, 17 – Большесаяпинская, 18 – Колташинская, 19 – Липовская, 20 – Режевская, 21 – Исетская, 22 – Ревдинско-Шишимская, 23 – Елизаветинская, 24 – Синарская, 25 – Сергинско-Уфимская, 26 – Уфалейская, 27 – Иткульско-Сысертская, 28 – Багарякская, 29 – Талицкая, 30 – Ертарская, 31 – Бельская, 32 – Байзитовская, 33 – Юрюзано-Сылвенская, 34 – Катавская, 35 – Гаваньская, 36 – Лемезинская, 37 – Бришская, 38 – Месединская, 39 – Вязовская, 40 – Кузельгинская, 41 – Саткинская, 42 – Зюраткульская I; 43 – Зюраткульская II; 44 – Златоустовская, 45 – Миасская, 46 – Атлянская, 47 – Орловская, 48 – Тюлюкская, 49 – Кундравинская, 50 – Кочкарская I, 51 – Кочкарская II, 52 – Сухорышская, 53 – Краснорская, 54 – Белоярская, 55 – Белорецкая, 56 – Таналыкская, 57 – Янгельско-Узункульская, 58 – Уртазымская, 59 – Чернореченская, 60 – Арсинская, 61 – Сухтелинская, 62 – Астафьевская, 63 – Натальинская, 64 – Редутовская, 65 – Агаповская, 66 – Субутакская, 67 – Родничковская, 68 – Бессоновская, 69 – Колчинская, 70 – Казанская, 71 – Гогинская, 72 – Георгиевская, 73 – Украинская, 74 – Денисовская, 75 – Тобольская, 76 – Новонежинская, 77 – Кушмурунская



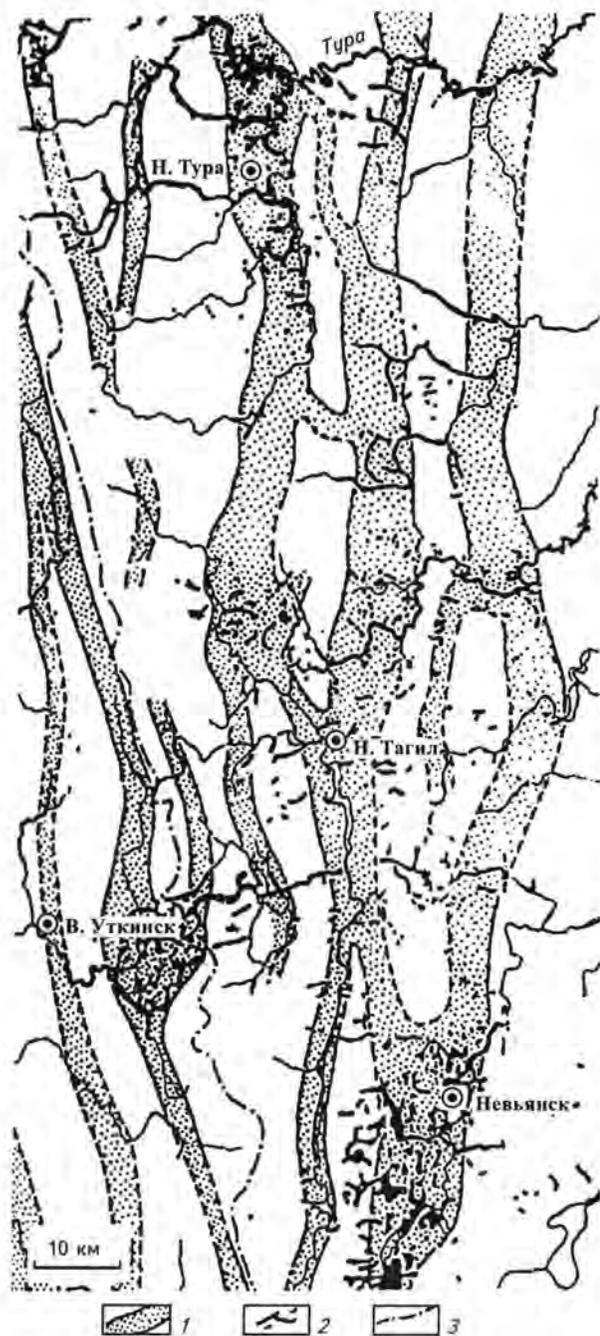


Рис. 2. Контроль золото-платиновых россыпей  
мезозойскими эрозионно-структурными депрессиями  
(Средний Урал) [23]

1 — эрозионно-структурные депрессии; 2 — россыпи; 3 —  
современный уральский водораздел

склоне Урала в плиоцене в резком несоответствии с прежним преобладающим меридиональным направлением, речная сеть здесь приняла решетчатый характер. В целом золото-платиновые россыпи четко контролируются поло-

жением эрозионно-структурных депрессий (рис. 2).

*Карст и его роль в формировании россыпей.*  
Все карбонатные породы в той или иной степени подвержены выщелачиванию и, следовательно, карстообразованию. На относительную растворимость карбонатных пород существенно влияют их химический и минералогический составы. В пределах карстующихся карбонатных пород максимальная закарстованность приурочена к участкам тектонических нарушений и к контактам с некарстующимися породами. Наиболее древние проявления карстовых процессов, которые дали формы, сохранившиеся в современном рельефе Урала, связаны с третьим тектоно-климатическим этапом его развития (Сигов, 1981). Именно этот период, в силу своей длительности, а главное, в силу высокой интенсивности гипергенных процессов, был очень благоприятен для образования карста. Особенно продуктивна в этом отношении была первая юрско-раннемеловая часть этапа. Наоборот, вторая половина третьего тектоно-климатического этапа, характеризовавшаяся крупными морскими трансгрессиями и, следовательно, высоким положением базиса эрозии, была благоприятна для захоронения ранее возникших карстовых форм. Пространственно проявления мезозойского карста приурочены к эрозионно-структурным депрессиям.

Следующий период формирования карста на Урале связан с эпохой позднепалеогеновых тектонических движений и вызванных ими морской регрессией и значительной перестройкой речной сети. Интенсивные гипергенные процессы в условиях слабых тектонических подвижек и изменение положения базиса эрозии способствовали довольно интенсивному карстообразованию. Пространственно проявления палеогенового карста приурочены к долинам олигоценовой гидрографической сети.

Миоценовый этап был благоприятен для образования карста. Тем не менее миоценовые осадки часто заполняют более древние карстовые формы.

Плиоцен-четвертичный этап, с которым связаны обновление рельефа Урала и заложение новой речной сети, явился важным периодом формирования карста. В значительном масшта-

бе процессы карстообразования протекали в четвертичное время.

Для остаточных гор восточного склона Урала характерно несколько другое количественное соотношение между карстовыми проявлениями различного возраста, чем для западного склона. Если на западном склоне преобладает олигоценый и четвертичный карст, а мезозойский устанавливается редко, то остаточные горы восточного склона Урала характеризуются сравнительно широким распространением форм мезозойского карста. Оligоценовый карст распространен менее широко, а четвертичный имеет весьма ограниченное распространение.

В зоне пенеплена широко распространены карстовые формы мезозойского и олигоценового возраста, которые заполняются отложениями, соответствующими возрасту пенеплена. Как отмечалось неоднократно выше, весьма продуктивными являются участки заполненного карста в пределах депрессий, расположенные вблизи источников металла или на путях его переноса. Также весьма продуктивны участки современных водотоков, пересекающие карстующиеся породы.

### **История формирования россыпей**

*Тектоно-климатические этапы и их роль в россыпеобразовании.* Тектоника и климат являются первостепенными факторами, определяющими образование кор выветривания, эрозию и денудацию, а также седиментацию осадков и, в конечном итоге, россыпную продуктивность соответствующих отложений. Выделяются шесть основных тектоно-климатических этапов, пережитых Уралом в течение мезозоя и кайнозоя [18].

Первый этап охватывает время от начала до конца триаса. Для него характерна высокая тектоническая активность земной коры, проявившаяся в виде интенсивной блоковой тектоники и излияний лав. Климат от субтропического до тропического, вначале аридный, затем гумидный. Участки триасового пенеплена выделены только на Южном Урале, золотоносность их слабо изучена, в отношении платины они интереса не представляют. Второй этап охватывает

поздний триас и раннюю юру. Климат умеренно теплый, сильно гумидный. Тип выветривания (обломочный) не способствовал россыпеобразованию. Третий этап занял огромный промежуток времени – от ранней юры до раннего олигоцена, и характеризовался относительной стабильностью Урала и медленным прогибанием Зауралья. Последние обусловили трансгрессии эпиконтинентальных морей позднего мезозоя и палеогена, которые в значительной степени эродировали более ранние металлоносные отложения либо перекрывали их чехлом морских отложений. Последние участки, как правило, отмечаются на площадях развития карста.

Третий этап делится на 5 подэтапов. Первый подэтап – среднеюрско-валанжинский. Ему по времени отвечают отложения лангурской свиты, весьма продуктивной на россыпную платину. Подэтап характеризуется теплым гумидным климатом, тип выветривания сиаллитный, средний палеогеографический коэффициент 2,8\*. Формируется поверхность выравнивания с мощной корой выветривания. Сиаллитный тип способствовал полной переработке исходных пород и максимальному освобождению металла. Обильные водотоки гумидного климата интенсивно размывали кору выветривания и сносили металлоносные осадки в депрессии. Таким образом, в металлогеническом отношении – это самый продуктивный подэтап. Второй подэтап – раннемеловой аридный, тип выветривания красноземный; не перспективен в отношении россыпей. Третий подэтап – позднемеловой тропический; по времени ему отвечает образование синарской бокситоносной свиты. Коры выветривания ферриаллитного и аллитного типов. Палеогеографический коэффициент – 1,8. Россыпей благородных металлов, связанных с подэтапом, не известно. Четвертый подэтап – сеноманский, теплый, гумидный. Палеогеографический коэффициент – 2,6. Тип выветривания – сиаллитный. Этому времени соответствуют отложения мысовской свиты, которая также, как и лангурская, является продуктивной на золото и платину. Пятый подэтап – позднемеловой-палеогеновый, теплый, гумидный. Он характеризуется усилением тектониче-

\* Палеогеографический коэффициент – отношение количества устойчивых минералов к неустойчивым в тяжелой фракции.

ских погружений, затуханием эрозионной деятельности, развитием морских трансгрессий и консервацией коры выветривания. В этот период времени формирование россыпей не происходит.

Четвертый позднепалеогеновый тектонический этап делится на два подэтапа. Среднеолигоценый подэтап отличается гумидным климатом, но относительным тектоническим покоем, поэтому с ним практически не связано образование россыпей. В позднем олигоцене происходит некоторое усиление эпейрогенеза, оживление эрозии. Возобновление корообразования обуславливает начало нового пенеплена, море отступает. Но, хотя эти процессы затрагивают всю территорию Урала, интенсивность и продолжительность их значительно меньше, чем в раннем мезозое, поэтому основное количество металла было заимствовано из мезозойских россыпей.

Пятый этап охватывает весь миоцен. Он характеризовался относительным тектоническим покоем региона, исключая отдельные сравнительно мобильные локальные участки, и проявился, главным образом, как этап климатический. Формирование миоценового педиплена в условиях аридного климата происходило за счет ранее созданных пенепленов, прежде всего путем смыва глины коры выветривания. При этом происходило перемещение металла: из металлоносного мезозойского и палеогенового элювия он попал в пролювиальные и другие образования каракольской серии. В ряде случаев, например, при наличии богатых коренных источников или промежуточных коллекторов, образовались промышленные миоценовые россыпи, в основном ложкового типа.

Последний, шестой, плиоцен-четвертичный этап отмечен относительно интенсивным прерывистым эпейрогенезом и повсеместным оживлением эрозионной деятельности. В холодном климате с периодами оледенения происходило только физическое выветривание, которое не способствовало полному отделению металла от вмещающих пород. Поэтому роль этого этапа свелась главным образом к трансформации мезозойских, верхнеолигоценых, миоценовых россыпей и, реже, к их уничтожению. Новые россыпи, образовавшиеся за счет более древних, весьма многочисленны; они

сыграли важную роль в россыпной металлогении Урала

*Поведение минералов платиновой группы в процессе россыпеобразования.* Два основных признака, характеризующих россыпеобразующую способность эндогенных формаций и независимых от других показателей, установил Н.А.Шило [21]. Это, во-первых, коэффициент гипергенной устойчивости –  $K_{гн}$ , определенный как логарифм произведения плотности металла на твердость (табл. 2). Во-вторых, – это минимальный размер и форма частиц металла, которые могут отлагаться водным потоком. Например, для золота это частицы размером не менее 0,1-0,2 мм и с коэффициентом уплощенности менее 5.

Этими показателями определяется расстояние переноса металлов платиновой группы (МПП) водным потоком. Полное освобождение платиноидов в химической глинистой коре выветривания в связи с высоким  $K_{гн}$  МПП приводит к образованию богатых россыпей вблизи коренных источников. Длина россыпей до нескольких километров. Неполное освобождение МПП, входящих в силикатные минералы и

Таблица 2

Физические свойства и константы  
гипергенной устойчивости ( $K_{гн}$ ) минералов [21]

Минерал	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Твердость, Н	$K_{гн} = \lg(\rho H)$
Платина иридиевая	22,9	6,5	2,17
Платина	21,5	4	1,93
Платина палладиевая	17,7	4,3	1,88
Поликсен	17	4,3	1,86
Платина никельистая	17	4,0	1,83
Купроплатина	14,6	4,0	1,77
Ферроплатина	13,5	4,0	1,73
Танталит	8	6,3	1,7
Палладий	11,4	4,3	1,69
Торолит	7,7	6	1,66
Золото	16,9	2,7	1,65
Касситерит	7	6,5	1,65

хромшпинелиды, что часто наблюдается в россыпях Урала, приводит к резкому снижению  $K_{г\gamma}$  переносимых частиц. Расстояние переноса металла значительно увеличивается. Так, в Исовском районе образуются россыпи протяженностью 120-150 км (Ломаев и др., 1972).

В поведении платиноидов в процессе перемещения металла водным потоком от коренного источника в область аккумуляции возможны следующие варианты.

1. Область питания россыпи золотом и платиноидами одна и та же или области разные, но близки между собой. По пути переноса металла россыпь не подпитывается другими металлоносными потоками. В этом случае, в силу резкого различия  $K_{г\gamma}$  металлов, в большом количестве и раньше закончится отложение платиноидов. Так, в верховьях р.Сисим – 99% платины от общего количества металла, в устье – 85%, в верховьях р.Б.Лебедка – 60 платины, в низовьях – 0,5.

2. В местах впадения притоков, не несущих металла из-за резкого замедления потока, возможно некоторое увеличение содержания металла, вплоть до промышленного, далее россыпь, наоборот, еще более разубоживается.

3. Количество платины в основной россыпи резко увеличивается при впадении притока с платиноносной россыпью. Например, основная россыпь р.Сосьва, в ней от устья вниз по течению количество платины уменьшается с 70-80% до 46%. В 2,5 км ниже р.Крив после впадения р.Б.Супрея (россыпь содержит 99,6% платины) в основной россыпи количество платины вновь увеличивается до 80% и более. В россыпи р.Межевая Утка в интервале от р.Висим до р.Ашка количество платиноидов 90-95%, ниже золотоносной долины р.Ашка (примесь платины 0,04-2%) количество платиноидов снижается, составляя вблизи устья р.Межевая Утка половину металла.

4. Количество платиноидов в террасовых и русловых отложениях может различаться. Так, в россыпи р.Мостовка в первых содержится платины 50-90%, во вторых – 25-35%.

5. Слабоплатиноносная в верховьях реки россыпь в низовьях может обогащаться платиной, если:

река с россыпью огибает платиноносный массив и в нижнем течении россыпь может вновь подпитываться от коренных источников;

река в нижнем течении пересекает террасовые металлоносные отложения основной россыпи; например, россыпь р.Тылая: в верховьях ее количество платины 2-4%, в низовье увеличивается до 33-55% за счет размыва террас р.Ис;

река в нижнем течении пересекает депрессию и размывает платиноносные мезозойские и кайнозойские отложения; например, россыпь р.Именная: в верховьях количество платины около 5%, в 20 км ниже, около устья р.Талица – 10-50%, в конце – 75-80%; река здесь течет по древней мезозойской депрессии с известняками в основании.

6. Более древние металлоносные отложения на увалах содержат более крупную платину и в большем количестве, чем долинные россыпи современной речной системы. Так, Верхне-Койвинская россыпь, представленная металлоносными верхнеолигоценowymi и миоценовыми отложениями, содержит 93% платины, в более молодых отложениях ее количество уменьшается, а степень окатанности возрастает.

В верховьях аллювиальных россыпей, связанных с коренными источниками, платина крупная и совершенно неокатанная. Форма частиц ее близка к характерной для коренных источников. Здесь же отмечается значительное количество самородков платиноидов. Так, по р.Мартьян в первые годы добычи доля самородков составляла до 10%, масса их – от 4 до 1000 г. Ниже по долине в 3 км самородки встречались уже значительно реже, и масса их была меньше (близ устья р.Мартьян и по р.Шайтанка масса самородков 3,5-10 г.). Наконец, по р.Межевая Утка, выше с.Висимо-Уткинска, самородков уже не встречалось, металл весьма измельчен (Панова, 1952).

При изучении химического состава сырой платины из россыпей и коренных источников Платиноносного пояса Урала установлена четкая корреляция между составами рудной и россыпной платины, что является важным критерием при определении коренного источника россыпи. Так, например, пробы сырой платины Актай-Талицкого участка отвечают по составу платиноидам массива Светлый Бор, а проба из нижнеюрских отложений содержит повышенное количество осмистого иридия. Последнее можно объяснить тем, что выходящий восточнее участка Восточно-Тагильский массив был

подвержен в юрское время интенсивной пенепленизации с формированием мощной коры выветривания. Освобожденный материал сносился в рядом расположенную меридиональную депрессию и концентрировался на карстовом плотике. Меловая трансгрессия смыла юрскую металлоносную кору и часть россыпей. В последующее время металл поступал только с запада, с массива Светлый Бор, по палеогеновой депрессии и современной речной сети.

### **Связь платиноносных россыпей с россыпеобразующими формациями магматитов**

После открытия россыпей платиноидов на Урале (1819) и до настоящего времени они остаются практически единственным источником получения платины в промышленных масштабах. Для целей прогнозирования совершенно необходим анализ платиноносных геологических формаций в связи с россыпеобразующей способностью их пород. Имеющийся фактический материал и многолетний опыт эксплуатации россыпей позволяют генетически связывать их платиноносность в основном с двумя главными ассоциациями пород: с дунит-клинопироксенит-габбровой (собственно платиноносной) ассоциацией и с гипербазитами дунит-гарцбургитовой формации.

С первой ассоциацией связана основная масса промышленных платиновых и золотоплатиновых россыпей, в которых шлиховой металл представлен преимущественно железистой платиной (изоферроплатина, реже тетраферроплатина) с резко подчиненным количеством самородных металлов – осмия, иридия, рутения и их соединений (иридосмин, осмирид, осмий самородный). Отмечается также присутствие интерметаллических соединений платины с иридием, осмием и железом: иридная платина –  $(PtIr)_3Fe$ , платиноосмиридий –  $IrOsPt$  и др. Наоборот, альпинотипные гипербазиты являются источником россыпей, в которых ведущая роль среди МПГ принадлежит тугоплавким компонентам – осмию, иридию, рутению, образующим интерметаллические соединения: осмирид (невьянскит), иридосмин (сыссертскит), рутениридосмин и др. Железистая платина в этих россыпях имеет второстепенное значение и может полностью отсутствовать.

Специализация МПГ в россыпях напрямую отражает особенности металлогении коренной платины, что отмечалось еще Н.К.Высоцким (1925), А.А.Ивановым [13], а позднее другими исследователями (Н.А.Шило [22], Ю.А.Волченко, 1999 и др.).

В специальной работе, посвященной характеристике природных соединений благородных металлов (Минералогия Урала, 1990), для альпинотипных гипербазитов отмечается Os-Ir-Ru-Pt(Rh, Au)-минерализация, а для платиноносной ассоциации Pt-Ir-Os (Rh, Ru) интерметаллидная минерализация. Соответственно в россыпях, связанных с этими формациями, парагенезис МПГ различен. Наряду с различием по составу платиноидов двух типов россыпей, связанных с двумя формационными типами пород, можно отметить их общее свойство: в обеих группах металлы представлены в самородном виде (осмий, палладий, иридий) либо в виде интерметаллических соединений (сплавов), включающих различные комбинации платиноидов, а также их сочетания с железом, медью и другими металлами (осмирид, изоферроплатина, тетраферроплатина, рутениридосмин и т.д.). Другие формы минеральных соединений платиноидов в россыпях практически отсутствуют, если не считать отдельные находки сульфидов ряда брэггит – высокоцит и лаурит-эрлихманит, обнаруженных в сростках с самородными сплавами. Эта особенность россыпей объясняется, очевидно, двумя факторами: 1) явным преобладанием в коренных источниках самородных металлов и их сплавов по сравнению с другими минеральными формами; 2) большой флотационной способностью и слабой устойчивостью к механическим и химическим воздействиям сульфидных и других минеральных соединений МПГ. Последние, как было отмечено ранее при описании рудных формаций, имеют довольно широкий спектр минералов, включая сульфиды, арсениды, антимониды, теллуриды палладия, лаурит –  $(Ru, Os, Ir)S_2$ , ирарсит –  $(Ir, Ru, Rh, Pt)AsS$ , холлингвортит –  $(Rh, Pt, Ir)AsS$  и другие [3-6, 10]. В большинстве своем они образуют субмикронные и микроскопические выделения размером от первых десятков микрон до первых микрон и, естественно, не могут концентрироваться в платиноносных россыпях.

Рассматривая в этой связи другие платиновые формации, не образующие россыпей, можно отметить их общую особенность – платиноидное оруденение в них тесно ассоциирует с сульфидной минерализацией, которая, в свою очередь, проявляется в основном в хромитовом (сарановский тип) или титаномагнетитовом (кусинский тип) оруденении, либо образует собственно сульфидные медно-никелевые руды (саранинский и чурольский типы). Минералогия платиноидов в этих комплексных рудах недостаточно изучена, но вследствие низкого содержания в них МПГ можно предполагать отсутствие в их составе самородных металлов – платиноидов и их сплавов. К тому же надо учитывать, что при наличии серы платиноиды проявляют халькофильные свойства и образуют сульфидные соединения.

Часть платиновых металлов может присутствовать в рудообразующих сульфидах в форме твердых растворов. В хорошо изученных стратиформных хромитовосных комплексах парагенезис МПГ представлен разнообразными соединениями с серой и мышьяком: осмиевый лаурит, эрлихманит, брэггит, атенеит, стиллуотерит, сперрилит [3, 4, 6].

Комплексы пород нероссыпеобразующих платино-палладиеносных формаций связаны с базальтоидным магматизмом и располагаются на западном склоне Урала.

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

или единственным благородным металлом. Такие россыпи, с содержанием платины 75-100% от общего количества благородных металлов, располагаются вблизи каждого массива и по мере удаления от коренных источников обнаруживают постепенное снижение содержания металла. На максимальном удалении от дунитовых массивов ведущую роль в россыпях вместо платины приобретает золото. Примером таких россыпей служат россыпи бассейнов рек Сосьва и Нясьма – Ляля, питающиеся от дунитов массивов Желтой Сопки и Каменушинского.

В системе рек Ис–Тура располагается множество россыпей, образующих наиболее богатый платиной россыпной узел. По некоторым оценкам (Зайцев и др., 1964), только в этом районе за весь период добыто около 500 т (!) платины. Коренным источником для этих россыпей являются породы массивов Светлый Бор и Вересовый Бор. Для этого района характерна также максимальная протяженность собственно платиновых россыпей, достигающая более 100 км. Большое расстояние переноса платины от коренного источника, по мнению ряда исследователей, объясняется повышенным содержанием в ней иридия и осмистого иридия, обладающих более высокой твердостью и придающих платине повышенную прочность. Аналогичная платина, с относительно высоким содержанием иридия и осмистого иридия, встречается в россыпях по речкам Сосновка, Иов, Косьва, аккумулярующих металл с дунитовых тел Кытлымского массива. Но эти россыпи имеют гораздо меньшую протяженность. В данном случае на линейный масштаб россыпей оказывают влияние, очевидно, другие факторы, среди которых следует отметить размеры массивов, степень их эродированности и т.д.

С.П.Духнин (1950) объясняет богатство россыпей Исовского района образованием их за счет размыва обогащенной платиной древней коры выветривания дунитов Светлого Бора и Вересового Бора, концентрация платины в которой произошла за счет верхних апикальных, теперь эродированных, частей массивов. В этих частях концентрация платины (по С.П.Духнину) превышала ее содержание на современном гипсометрическом уровне в 5-10 раз и более. Результаты более поздних геохимических исследований подтверждают это положение [3, 5],

хотя, по всей видимости, это предположение строго не аргументировано геофизическими исследованиями.

По сравнению с дунитами в формировании платиновых россыпей в меньшей мере играют роль верлиты и клинопироксениты, которые характеризуются значительно более низким уровнем содержания платины. В отдельных местах с ними связаны небольшие, но богатые россыпи. Примером могут служить россыпи, питающиеся от пород Гусевогорского пироксенитового массива (р. Б.Гусевка, Хищнический Лог), в которых среднее содержание платины измерялось граммами на 1 т песков. В составе последних наблюдались главным образом продукты разрушения оливиновых пироксенитов, а платина находилась нередко в сростках с хроммагнетитом, реже – с хромитом или пироксеном. С пироксенитовыми массивами Баранчинской группы связаны россыпи горных притоков р. Баранча – рек Шумиха, Каменка и др.

Совершенно другой специализацией на платиноиды и, как следствие из этого, отсутствием россыпного металла характеризуется ферроклинопироксенит-габбро-норитовый комплекс, выделенный в составе платиноносной ассоциации. Этот комплекс вмещает ряд месторождений и проявлений различных рудно-формационных типов (качканарский, первоуральский, волковский, баронский), в которых платиноидная минерализация, сопровождающая основное оруденение, представлена главным образом палладиевой группой минералов, включающей соединения палладия и платины с серой, теллуrom, мышьяком, сурьмой: высокоцит ( $(Pd,Ni)S$ ), брэггит ( $(Pt,Pd)S$ ), котульскит ( $(PdTe)$ ), меренскит ( $(PdTe_2)$ ), атенеит ( $(Pd,Hg)_3As$ ), мертнит ( $(Pd_5Sb_2)$ ), сперрилит ( $(PtAs_2)$ ). Природные сплавы (ферроплатина палладистая, палладий медистый, потарит, палладистое золото) встречаются редко [3, 5]. Есть указания на присутствие в рудных пироксенитах платинистого осмирида, родистого иридия, самородных осмия и иридия и их сплавов (Разин и др., 1971; Бегизов и др., 1975 и др.), но эти соединения не имеют существенного значения. Подавляющая часть минералов платиновой группы таких соединений присутствует в виде мельчайших зерен размером не более 0,1 мм. Таким образом, специфический состав минералов, в котором

практически отсутствуют самородные МПГ и их сплавы, не мог обеспечить образование платиноносных россыпей из пород рассматриваемого комплекса. Указания в отдельных источниках на существование подобных россыпей, в частности, связанных с пироксенитами, традиционно заимствованные из материалов Н.К.Высоцкого (1925), по нашему мнению, ошибочны и связаны с неправильными, на тот уровень изученности проблемы, представлениями о генезисе отдельных пород и руд и сопровождающей их платиноидной минерализации.

Формирование платиноидной минерализации в зоне взаимодействия пород дунит-клинопироксенит-тылаитового и ферроклинопироксенит-габбро-норитового комплексов происходило, как указывалось выше, в несколько этапов. В результате в состав рудных пироксенитов была вовлечена “дунитовая” платина, которая в последующем, в процессе разрушения пород, могла мигрировать в платиноносные россыпи. “Дунитовая” же платина присутствует в небольших россыпях, имеющих видимую связь с габброидами ферроклинопироксенит-габбро-норитового комплекса – р. Генералка с Павдинского массива и др. В этих случаях ее источником являлись небольшие тела дунитов, верлитов и оливиновых пироксенитов, заключенные в габбровых массивах.

Более сложный характер связи россыпей с коренными источниками наблюдается в дунит-гарцбургитовой формации. Как известно, альпинотипные гипербазиты имеют широкое развитие на Урале. Они образуют многочисленные мелкие и крупные массивы, располагающиеся в различных геотектонических структурах эвгеосинклинали. Большая часть этих массивов группируются в гипербазитовые пояса, протягивающиеся с севера на юг на сотни километров. Массивы образуют, как правило, положительные формы рельефа, с которых берут начало многочисленные ручьи и речки, впадающие в более крупные речные артерии. Однако лишь в некоторых местах эти речные потоки образуют осмистоиридийсодержащие россыпи, в которых платиноиды чаще всего присутствуют в виде примеси к золоту.

Еще А.А.Ивановым [13] отмечалось, что наибольшее количество осмистого иридия наблюдается в тех речных системах, которые раз-

мывают крайнюю западную полосу альпинотипных гипербазитов – от Устейского массива на севере Среднего Урала до Нуралинского массива на юге Южного Урала. Практически во всех пунктах, где наблюдаются выходы ультраосновных пород этого пояса гипербазитов, в отложениях речных долин обнаружено преобладающее присутствие осмистого иридия. В долинах, тяготеющих к зонам восточнее расположенных ультраосновных массивов, осмистый иридий встречается в меньших количествах и спорадически. В пределах Серовско-Невьянского пояса альпинотипных гипербазитов наиболее богатые осмистым иридием россыпи пространственно и генетически связаны с Восточно-Тагильским, Верхне-Тагильским и Верх-Нейвинским массивами. Здесь абсолютное содержание платиноидов в отдельных россыпях доходило до 400-600 мг/м<sup>3</sup> и более – р.Черный Шишим и ее притоки, р.Шайтанка, р.Малый и Большой Чирок (приток р.Выя). По отношению к золоту осмистый иридий местами преобладал (р.Черный Шишим, р.Салда и др.) и даже образовывал на отдельных участках чисто осмисто-иридиевые россыпи (р.Луковка, р.М.Чирок).

По данным В.В.Мурзина, С.Г.Суставова, Н.А.Мамина [15], относительно недавно изученная ими платиноидная минерализация россыпей Верх-Нейвинского массива альпинотипных гипербазитов (Средний Урал) представлена двумя первичными Os-Ir-Ru и Pt-Fe ассоциациями и также двумя вторичными (коррозионными и наложенными) ассоциациями этих же минералов. Минералы Os-Ir-Ru ассоциации наиболее всего распространены в россыпях. Представлены самородными Os, Ir, Ru; Ir, Os; Ru, Os, Ir и Ir, Ru, Os парагенезисами. Основная часть их сосредоточена в классе 0,5-1 мм, отдельные частицы достигают 3-4 мм. Наиболее крупное выделение “осмистого иридия”, массой 1,9 г, было обнаружено (Иванов, 1944) в верховьях р.Черный Шишим (Лешачьи Лога) и представляло собою кристалл таблитчатой формы гексагонального облика (В.В.Мурзин и др.) размером 7-8 мм. Pt-Fe ассоциация самородной группы минералов представлена изоферроплатиной (Pt, Ir, Rh, Ru)<sub>3</sub>Fe.

Вторичные коррозионные и наложенные парагенезисы платиноидов в основе своей наследуют первично магматические мантийные и

позднемагматические парагенезисы самородных платиноидов. При этом вторичные парагенезисы сопровождаются появлением в платиноидах никеля, меди, мышьяка и сурьмы, в чем отражаются, впрочем, как и в многочисленной группе платиноидов сульфидного ряда, арсенидов, антимонидов и др., коровые процессы флюидно-гидротермального метасоматоза и гипергенеза. Сульфиды, арсениды, антимониды и их сульфосоли [15] практически, за редким исключением (сперрилит PtAs<sub>2</sub>), рафинированы от Pt, которая, как нам представляется, в основном в виде изоферроплатины присутствует во вторичной дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации ультраосновных пород, т.е. первичная осмий-иридий-рутениевая и сульфидная (эрлихманит, лаурит) ассоциации принадлежат первичной дунит-гарцбургитовой матрице гипербазитов, платино-железистая ассоциация (изоферроплатина) – вторичной дунит-верлит-клинопироксенитовой матрице этих гипербазитов, возникшей в коровых условиях по дунит-гарцбургитовому базису под воздействием легкоплавких базальтоидных (габброидных) составляющих мантийных реститов. Аналогичным примером такого ранее описанного процесса является Приозерное проявление Нуралинского массива гипербазитов Южного Урала, где наряду с оруденением верхнейвинского (нуралинского) типа, возникает также платиноидная (сперрилитовая) минерализация шандашинского типа [10]. В отличие от Нуралинского массива в Верх-Нейвинском массиве почти полностью отсутствует Pd, не формируя собственные минералы и образуя ничтожные примеси в самородных рутении и рутениридосмине [15].

За пределами охарактеризованного района в Карабашско-Таловско-Нуралинской россыпи в той же западной полосе гипербазитов Южного Урала повышенное содержание осмистого иридия (до 25-50% к платине) отмечалось на Сугурском прииске, по логу, впадающему в р.Сак-Элга с южного склона Сугурских гор выше р.Россыпуха. В системе р.Миасс на Южном Урале содержание осмистого иридия в отдельных россыпях колебалось от 3 до 50 мг/м<sup>3</sup>, составляя в среднем 1-3% по отношению к золоту, по р.Миасс – 27 мг/м<sup>3</sup> (Высоцкий, 1925). В остальных многочисленных россыпях этой полосы гипербазитов содержание осмистого иридия измеря-

лось единицами ( в  $\text{мг}/\text{м}^3$ ) и, в лучшем случае, достигало первых десятков миллиграмм (р.Логовая, приток р.Нива).

К востоку от западной полосы ультраосновных пород число осмистонридийсодержащих россыпей резко сокращается. Многие гипербазитовые массивы не сопровождаются россыпями (Ключевской, Останинский, Салдинский и др.), другие же питают одну-две россыпи (Алапаевский, Баженовский и др.). Осмистый иридий в них обычно не превышает 5% по отношению к золоту, что соответствует единицам (в  $\text{мг}/\text{м}^3$ ). Исключение составляют реки М.Буланаш, Вересовка (приток р.Буланаш), Б.Рефт, Бобровка, в которых содержание осмистого иридия составляло до 70-100  $\text{мг}/\text{м}^3$  и более. Расположенные на некотором удалении к востоку от Баженовского и Режевского массивов эти россыпи не обнаруживают с ними прямой связи. Очевидно, поступление металла происходило здесь из промежуточных коллекторов, т.е. из депрессионных долин, существование которых в данном районе вполне допустимо.

Изложенный фактический материал не дает однозначного решения проблемы относительно роли альпинотипных гипербазитов в формировании платиноносных россыпей. Как видим, поступление платиноидов в россыпи происходило не повсеместно и носило неравномерный характер, образуя концентрации с большим интервалом колебаний по содержанию. Очевидно, этот процесс находится в зависимости от некоторых факторов, благоприятствующих или не способствующих россыпеобразованию.

Частичное решение данной задачи было впервые предложено Ю.А.Волченко, И.И.Неустроевой [4] и описано подробно А.Н.Мардиросьяном, К.К.Золосевым, Ю.А.Волченко и др. (1992), составившими Прогнозно-металлогеническую карту на платиноиды Северного, Среднего и Южного Урала масштаба 1:500 000. Соответственно ими в составе дунит-гарцбургитовой формации впервые были выделены два типа разрезов интрузивных комплексов, характеризующиеся различным характером распределения платиноидов и соответственно разной россыпеобразующей способностью.

Первый тип включает существенно лерцолитовые, гарцбургитовые и дунит-гарцбургит-лерцолитовые массивы, которые могут быть

полностью или частично отнесены к слабо деплетированным мантийным образованиям. Для разрезов этого типа, имеющих субхондритовый характер распределения платиноидов, заключенных в хромитовых рудах, свойственна однотипная или близкая геохимическая специализация гипербазитов и хромитовых руд, которая определяется платиной и тугоплавкими платиноидами при следующем ряде их убывания: Pt – Os – Ru – Ir – Pd – Rh. Платиновая минерализация представлена рутениридосмином, осмиридом, иридистой и железистой платиной, лауритом и другими минералами, преобразованными из первых. В целом этот тип разрезов не имеет промышленной хромитонности, но часто сопровождается ареалами платинометалльных россыпей и шлиховых ореолов.

Второй тип, с ахондритовым характером распределения МПГ, представлен сложно построенными хромитонными дунит-гарцбургитовыми массивами, обладающими признаками сильного деплетирования, а также флюидизации. Для разрезов этого типа характерна контрастная специализация пород и руд в отношении платиноидов: в гипербазитах ведущими являются платина и палладий, а в хромитовых рудах – тугоплавкие элементы со следующим рядом убывания МПГ: Os – Ru – Ir – Pt – Rh – Pd. Комплексы с таким разрезом вмещают крупные месторождения высокохромистых руд и не имеют комплементарных россыпепроявлений платиновых металлов. Примером является Кемпирсайский массив, хорошо изученный в отношении платиноносности, по названию которого выделяется одноименный формационный подтип альпинотипных гипербазитов.

В более поздней работе, посвященной изучению минералогии платиноидов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья [14], изложенный выше принцип разделения гипербазитов нашел подтверждение. В одном из выводов этой работы отмечается, что россыпеобразующий потенциал альпинотипных ультрамафитов снижается по мере смещения состава гарцбургитов к обогащенным оливином разностям, увеличения в массивах роли дунитов и развития в последних хромитового оруденения. В связи с этим хромитонные дунит-гарцбургитовые массивы рассматриваются как менее всего перспективные на поиски связанных с ни-

ми сколько-нибудь значительных россыпных проявлений рутениридоосминового типа. С учетом этих зависимостей предполагается, что наиболее благоприятные условия для роста крупных (россыпеобразующих) кристаллов твердых растворов осмия, иридия и рутения существовали, скорее всего, на ранних стадиях преобразования мантийного субстрата, соответствующих эмбриональному характеру рудообразования на уровне аксессуарной хромшпинелидовой минерализации.

Геолого-петрологический и формационный анализы, проведенные нами [5, 6, 10 и др.], показывают, что основная масса гипербазитовых массивов в пределах рассматриваемой восточной территории Среднего и Южного Урала относится к группе пород, представленной преимущественно гарцбургитами с подчиненным значением дунитов. Лерцолиты в этих массивах практически отсутствуют. Таким образом, в первом приближении подобные массивы, с первым типом разреза, можно рассматривать как потенциальные для образования россыпей. В строении отдельных массивов (Ключевской, Алапаевский и др.) принимают участие породы со вторым типом разреза. Это, по-видимому, снижает потенциальные возможности для россыпеобразования. Массивы, аналогичные Кемпирсайскому, на Среднем Урале не встречены, хотя есть похожие (Ключевской).

Учитывая неравномерность в распределении осмисто-иридийсодержащих россыпей и большой разброс в них МПП, о чем говорилось выше, нами была проведена дальнейшая детализация альпинотипных гипербазитов по особенностям их состава. Потенциально россыпеобразующие массивы были подразделены по петрологическим и металлогеническим признакам на три типа. Наиболее распространенным из них оказались существенно гарцбургитовые массивы (I тип), такие, как Алапаевский, Первомайский, Уфалейский и многие другие, для которых комплементарные россыпи либо отсутствуют, либо представлены единичными проявлениями с убогим содержанием платиноидов.

Другая группа объединяет массивы, в которых преобладающую роль в их составе по отношению к гарцбургитам приобретают породы дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации (II тип в общей классификации). Она вклю-

чает Устейский, Верхне-Тагильский, Верх-Нейвинский, Благодатский, Каркодинский, Иткульский, Таловский и Уйской группы массивы, приуроченные к Серовско-Невьянскому и Таловско-Нуралинскому поясам альпинотипных гипербазитов. С одним из этих массивов (Верх-Нейвинский) связана многочисленная группа россыпей с довольно высокими содержаниями осмистого иридия (Лешачьи Лога и др.). В других массивах отмечаются лишь отдельные россыпи с различным содержанием платиноидов.

Наконец, в третью группу массивов (III тип в общей классификации) отнесены интрузии, в которых сочетаются, имея существенное развитие, различные породные ассоциации: дунит-гарцбургиты, гарцбургиты и дунит-верлит-клинопироксениты. К этой группе относятся Восточно-Тагильский, Ключевской и другие массивы, которые питают довольно богатые осмистым иридием россыпи (рек Чирок, Вилуя и др.) с Восточно-Тагильского массива.

Указанная типизация решает полностью рассматриваемую проблему, но, на наш взгляд, значительно сужает и конкретизирует масштабы дунит-гарцбургитовой формации в той ее части, которая способствует россыпеобразованию. Приведенный выше анализ фактического материала позволяет считать, что эта часть должна включать в основном массивы второй и третьей групп, т.е. массивы, в которых в той или иной степени развита дунит-верлит-клинопироксенитовая вторичная ассоциация, слагающая краевые зоны альпинотипных гипербазитов на контакте их с габброидами. Это впервые нашло картографическое отображение в специальной работе [9]. Именно с этими массивами, хотя и не со всеми, связана основная масса россыпей с осмистым иридием. К ним же приурочены и наиболее богатые промышленные россыпи.

Охарактеризованный рудоконтролирующий фактор проявился в мобилизующих действиях, благодаря которым краевые зоны гипербазитовых массивов оказались, возможно, более обогащенными платиноидами по сравнению с остальной их частью. В подтверждение этого можно привести результаты массового опробования пород Баженовского массива, что подробно изложено в работе К.К.Золоева и др. [10]. Вероятно, при этом имеет значение и поведение хромитового оруденения (его масштабы,

состав, морфология), с которым платиноиды нередко ассоциируют.

Детальное изучение нами пород и руд по опорному профилю [10], пересекающему Верх-Нейвинский массив, показывает, что гипербазиты этой интрузии претерпели довольно сильное влияние метаморфизма и тектоники. Массив в значительной степени подвергся региональной антигоритизации, а в отдельных местах десерпентинизации и перекристаллизации. В районе оруденения Лешачьи Лога, вмещающем промышленные россыпи осмистого иридия, обнаружены перекристаллизованные дуниты со следами тектонического воздействия. Здесь же, на Нижне-Александровском месторождении хромитов, рудные тела сильно тектонизированы, разбиты на разобщенные блоки, которые смещены относительно друг друга. Местами они превращены в гигантские брекчии. Тектонические проявления имеют место и на других хромитовых месторождениях, расположенных в этом районе (Мазур, 1961). Тектонические контакты, а также многочисленные тектонические нарушения внутри Верх-Нейвинского массива вместе с перечисленными выше фактами позволяют считать, что этот массив претерпел существенные изменения с момента его становления, что не могло не отразиться на трансформации находящихся в нем платиноидов. Главным результатом этих изменений, очевидно, было возникновение относительно крупных частей осмистого иридия вследствие собирательной перекристаллизации и за счет перехода металлов из изоморфных примесей в самостоятельные минералы. Таким образом, тектоно-метаморфогенные процессы сыграли, по-видимому, важную роль в преобразовании платиноидов, что в итоге благоприятно сказалось на последующем формировании россыпей\*.

Таким образом, в рамках дунит-гарцбургитовой формации можно выделить лишь некоторую часть массивов, с которыми, по нашим представлениям, возможно формировались

платиноносные (с осмистым иридием) россыпи. Это массивы, имеющие в своем составе краевые зоны вторичной дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации и подвергшиеся интенсивному динамометаморфизму и гипергенезу. Совокупность этих факторов могла обеспечить россыпеобразование.

Вещественный состав альпинотипных гипербазитов по многим массивам рассматриваемой группы остается еще недостаточно изученным. Поэтому нет возможности выделить среди них объекты, которые претерпели интенсивное прогрессивное метаморфическое и тектоническое воздействия (оливинизация, перекристаллизация и т.п.). Недостаточно полно изучены и дунит-верлит-клинопироксенитовые комплексы в альпинотипных гипербазитах: их природа, распространение, взаимоотношение с гарцбургитами и т.д. Хотя пространственная распространенность их приведена на карте, приложенной в одной из работ авторов [9]. Кстати, эта карта существенно доработана нами и опубликована вместе с объяснительной запиской, однако, пока еще не издана (Золоев и др., 2002).

Завершая рассмотренные связи платиноносных россыпей с альпинотипными гарцбургитами, можно привести следующий пример. На Южном Урале, в зоне развития гипербазитов на участке Карталы – Бреды, располагается ряд массивов, среди которых Успеновский (крайний с севера) и Каменнодольский (крайний с юга) несут следы интенсивного гидротермального метаморфизма. Породы подверглись обширной антигоритизации, карбонатизации, оливинизации и клинопироксенизации (Золоев и др., 1976, 1982). В Успеновском массиве отмечаются зоны расланцевания и брекчирования, в Каменнодольском – многочисленные разрывные нарушения. Однако платиноносных россыпей, связанных с этими тектонизированными массивами, пока не известно, что, по нашему мнению, объясняется отсутствием в составе массивов интенсивно развитых зон вто-

\* Большое значение для россыпеобразования имеет также развитие кор выветривания. В Верх-Нейвинском массиве в районе оруденения Лешачьи Лога процессы выветривания наиболее интенсивно проявляются на Калининском месторождении хромита, где дуниты в результате выветривания превращены в глиноподобные латеритные образования охристо-бурого цвета с высоким содержанием никеля. Здесь хромитовые руды за счет выветривания приобрели хрупкость и легко рассыпаются на мелкие куски. Проявления процессов выветривания отмечаются и на других участках этого района, например, на Анатольском месторождении силикатаного никеля, в субстрате которого интенсивное развитие имеет осмий-иридиевое оруденение [10, 13].

ричной дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации и, возможно, неблагоприятными геоморфологическими факторами.

Россыпи с осмистым приридием в этом районе проявлены по левым притокам р. Камышлы-Аят и связаны с размывом ультраосновных пород Варшавского, Могутовского и Гогинского массивов, в которых присутствие вторичных дунит-верлит-клинопироксенитов не вызывает сомнения. В процессе геологосъемочных работ (Сусликов, 1966) здесь отмечена берущая начало с Могутовского массива россыпь Прямой Лог с содержанием платины до  $5,2 \text{ г/м}^3$  (!). Истоки этого лога находятся в приконтактовой зоне гипербазитов с габбро, где наблюдаются отдельные тела пироксенитов, представленных плагиоклазосодержащими вебстеритами.

На западном склоне Урала, в отличие от выше охарактеризованных россыпеобразующих гипербазитов, распространены несколько платиноворудных и платиносодержащих формаций, в том числе стратиформная хромитоносная формация железистых перидотитов, специализированная на рутений, осмий, иридий, а также родий и платину. Типовые объекты – массивы Сарановского пояса (сарановский тип платинометалльных руд). Как последние, так и все другие ультрамафиты являются здесь нероссыпеобразующими [5]. Исключение составляют обширно распространенные на западном склоне Урала габбро-долериты, долериты, пикриты, составляющие здесь обширный “дайковый” пояс.

На Среднем и Северном Урале дайковый пояс характеризуется медно-никелевой минерализацией с золото-платино-палладиевым оруденением саранинского типа\* – горы Саранная, Дублинский Камень и Чурольско-Ишеримская зона [6]. На Приполярном Урале габбро-долеритовые комплексы дайкового пояса хребта Малдынырд включают многочисленные месторождения и проявления цветных и редких металлов, золота, платиноидов и других полезных ископаемых. Золото-платино-палладиевое оруденение относится скорее всего к малдинскому типу, обладающему высокой россыпеобразующей способностью [5, 6].

Платинометалльное оруденение имеет в рассматриваемой части Урала явно золото-палладиевую специализацию, проявленную в верховьях бассейна р. Кожима, а в бассейне р. Лемва – преимущественно платиновую, где она фиксируется глубоким размывом россыпеобразующих коренных источников платины нижнетагильского (соловьевогорского) типа эродированных массивов Платиноносного пояса Полярного Урала (Золоев и др. [11]). В то же время золото-палладиевая специализация этого же района Чудное – Амфитеатр (Гарбаев и др., [19]), обстоятельно проанализированная Д.А. Додиным, Н.М. Чернышовым и О.И. Чередниковой [7], существенно симптоматична: в сростках с золотом палладий и платина постоянно присутствуют в аллювиальных россыпях рассматриваемого района. В коренных источниках платина и палладий приурочены к многочисленным дайкам и телам габбро-долеритов и долеритов.

Б.А. Голдин и др. (1999) на основании высоких содержаний Pt и Pd в халькопиритах и пентландитах сопоставляют их с платиноидами в сульфидах печенгского и норильско-талнахского типов, заключенных в аналогичных породах габбро-долеритовой трапповой формациях [7, 8]. Аналогичные пикрит-габбро-верлит-долеритовые ассоциации пород трапповой формации, очевидно каменноугольного возраста, картируются в комплексах континентального склона и шельфа западного склона Урала ([10]; Золоев, Савельева и др., 2002), где они распространены в зоне Сурынско-Промысловского надвига на Кедровской площади. Согласно результатам химико-спектральных анализов, выполненных в Институте геологии и геохимии УрО РАН, содержания платиноидов в кварц-хлорит-серицитовых сланцах составляют от 0,2-0,5 до 4 г/т и более, при этом явно преобладает платина. В аншлифах отмечается висмутин. По-видимому, отмеченные новые проявления платиноидов не имеют отношения к распространенным здесь углеродсодержащим шельфовым образованиям, а скорее всего генетически связаны с долеритами, широко развитыми в этом районе. Об этом же свидетельствуют многочисленные пла-

\* Саранинский тип – по горе Саранная, в отличие от сарановского типа – по Сарановскому месторождению хромитов.

тиносодержащие золотые россыпи этого района, находящиеся на значительном удалении от традиционных источников платины характеризуются Кедровской площадью. Вполне вероятно, что габбро-долериты и долериты Кедровской площади являются россыпеобразующими источниками платиноидов.

Таким образом, главнейшие комплексные золото-платиноидные и платиноидные рудно-россыпные провинции Урала выделяются с незначительными уточнениями к ранее определенным [10] в виде следующих типов специализации:

Западно-Уральская осмий-рутениевая (сарановского типа), золото-платино-палладиевая (сухоложского типа), золото-палладиевая с платиной (малдинского типа);

Тагильская иридиево-платиновая (нижнетагильского типа), платино-золото-палладиевая (качканарского, баронского и волковского типов) и рутениево-иридиево-осмиевая (кемпирсайского и верхнейвинского типов);

Серовско-Магнитогорская платино-иридиево-рутениево-осмиевая (верхнейвинского и кемпирсайского типов), платино-палладиевая с золотом (шандашинского типа) и золото-платиновая (сухоложского типа);

Восточно-Уральская золото-платиновая (сухоложского типа), платино-иридиево-рутениево-осмиевая (верхнейвинского, кемпирсайского и кракинского типов) и платино-палладиевая с золотом (шандашинского типа).

С учетом количества добытой на Урале россыпной платины и практически не тронутых разработками потенциально перспективных рудных объектов платиноидов разных типов, регион несомненно обладает крупными ресурсами платиноидов, насчитывающимися до глубины 100-150 м от дневной поверхности не менее 4000 т. Соответственно Уральский регион можно уверенно отнести к главнейшим платинометалльным провинциям России с потенциально крупными ресурсами платиноидов разнообразной геохимической специализации и надежными геолого-промышленными типами месторождений.

В условиях затянувшейся тяжелой стагнации государственного геологоразведочного производства в области оценки ресурсов твердых

полезных ископаемых Урал представляется весьма привлекательным для вложения крупных частных инвестиций в оценку ресурсов платиноидов региона и их промышленное освоение.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Баранников А.Г. Золото-платиновые россыпи Среднего Урала. Путеводитель экскурсии А-1 / А.Г.Баранников, Ю.А.Волченко // XI Междунар. совещание по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. – М., Дубна, 1997.

2. Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. – М.: АН СССР, 1955.

3. Волченко Ю.А. Новые минералы и парагенезисы минералов МПГ в рудоносных габбро-гипербазитовых комплексах Урала // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Информ. материалы. – Свердловск, 1986.

4. Волченко Ю.А. Два типа распределения платиноидов в альпинотипных комплексах складчатых поясов / Ю.А.Волченко, И.И.Неустроева // Ежегодник, ИГиГ УрО АН СССР. – Свердловск, 1988.

5. Волченко Ю.А. Платина Урала (Платинометалльное оруденение и перспективы его освоения) / Ю.А.Волченко, К.К.Золоев, В.А.Коротеев и др. // Изв. вузов. Горный журнал. Уральское горное обозрение. – 1994. – № 6.

6. Волченко Ю.А. Новые и перспективные типы платинометалльного оруденения Урала / Ю.А.Волченко, К.К.Золоев, В.А.Коротеев и др. // Геология и металлогения Урала. Сб. науч. трудов. – Екатеринбург: ОАО "УГЭС", 1998. – Кн. 1.

7. Додин Д.А. Металлогения платиноидов крупных регионов России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, О.И.Чередникова. – М.: ЗАО "Геоинформмарк", 2001.

8. Додин Д.А. Платинометалльные месторождения России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышев, Б.А.Яцкевич. – М.: Наука, 2000.

9. Золоев К.К. Альпинотипные гипербазиты Урала / К.К.Золоев, Д.С.Штейнберг, М.Я.Шманна. Информ. материалы. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985.

10. Золоев К.К. Платинометалльное оруденение в геологических комплексах Урала / К.К.Золоев, Ю.А.Волченко, В.А.Коротеев и др. – Екатеринбург: ДПР по Уральскому региону, ОАО "УГЭС", УО РАН, ИГиГ им. А.Н.Заварицкого, 2001.

11. Золоев К.К. Геология и минералогия Полярного Урала и прилегающей к нему окраины Восточно-Европейской платформы / К.К.Золоев, В.А.Коротеев, В.А.Душин и др. // Российская Арктика: Геологическая история, минералогия. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002.

12. Зубатарева Л.И. Типы источников питания как основа выделения россыпных платиноносных

площадей (за рубежом). Типы районов развития россыпей / Л.И.Зубатарева, О.М.Конкина, Н.И.Тучина. // Труды ЦНИГРИ. – Вып.211, 1986.

13. *Иванов А.А.* Месторождения осмистого иридия // Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР. – Свердловск. – Вып. 6, 1955.

14. *Мочалов А.Г.* Минералогия платиноидов альпинотипных гипербазитов / А.Г.Мочалов, Г.Г.Дмитренко // Минералогия гипербазитов и базитов. – Новосибирск: Наука, 1990.

15. *Мурзин В.В.* Золотая и платиноидная минерализация россыпей Верх-Нейвинского массива альпинотипных гипербазитов (Средний Урал): Уральская минералогическая школа-99 / В.В.Мурзин, С.Г.Суставов, Н.А.Мамин. – Екатеринбург: УГГА, 1999.

16. *Разин Л.В.* Минералы платиновых металлов в рудах Гусевогорского титаномагнетитового месторождения (Средний Урал) / Л.В.Разин, К.В.Юркина // Геол. рудн. месторождений. – 1971. – Т. 13. – № 2.

17. *Рудный потенциал Ханты-Мансийского автономного округа. Стратегия и тактика геологоразведочного и горно-рудного производства /* Ред. К.К.Золоев, М.С.Рапопорт, А.В.Сурганов, В.Н.Хрыпов. – Екатеринбург, Ханты-Мансийск, 2001.

18. *Сигов А.П.* Закономерности образования и размещения золото-платиновых россыпей Урала / А.П.Сигов, В.И.Ромашова. – Свердловск: Уральское ТГУ, 1977.

19. *Тарбаев М.Б.* Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) / М.Б.Тарбаев, С.К.Кузнецов, Г.В.Моралев и др. // Геол. рудн. месторождений. – 1996. – Т. 38. – № 1.

20. *Токарев И.Ф.* Месторождения платины и золота среди отложений артинского яруса по западному склону Урала. – Екатеринбург, 1922.

21. *Шило Н.А.* Основы учения о россыпях. – М.: Наука, 1985.

22. *Шило Н.А.* Некоторые аспекты исследований в области геологии россыпей // Геол. рудн. месторождений. – 1988. – № 3.

23. *Шуб В.С.* Россыпные месторождения золота Урала / В.С.Шуб, А.Г.Баранников, В.Н.Хрыпов и др. // Изв. вузов. Горный журнал. Уральское горное обозрение. – 1994. – № 6.

24. *Шуб И.З.* Золотые россыпи Урала / И.З.Шуб, А.Г.Баранников, В.М.Якушев // Геология и металлогения Урала. Сб. науч. трудов. Под ред. К.К.Золоева. – Екатеринбург, 1998. – Кн. 1.

*ОАО "Уральская геологосъемочная экспедиция",  
Институт геологии и геохимии им. А.Н.Заварицкого УрО РАН,  
г.Екатеринбург*

УДК 551.222:552.321.5 + 553.491.4'8

**А.У.Корчагин, Ф.П.Митрофанов, Т.В.Рундквист,  
Ю.В.Гончаров, В.В.Субботин, С.М.Карпов**

## **ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ФЕДОРОВО-ПАНСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА И ПРОЯВЛЕНИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ В ЕГО ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ**

Федорово-Панский расслоенный массив расположен в центральной части Кольского полуострова и на современном эрозионном срезе имеет протяженность более 80 км при ширине до 6-7 км. Массив залегает в зоне северного контакта между вулканогенно-осадочными породами Имандра-Варзугской протерозойской палеорифтогенной структуры и образованиями архейского фундамента. Зонами поперечных раз-

ломов интрузия разобщена на три крупных блока, которые, возможно, соответствуют трем магматическим камерам, – Федоровский, Западно-Панский и Восточно-Панский. По геофизическим данным породы Федорово-Панского массива распространяются на глубину 4-5 км от поверхности под протерозойскими образованиями, сохраняя пологое юго-западное падение.

Возраст пород массива определялся в Западно-Панском блоке U-Pb-методом по цирконам и составляет от  $2491 \pm 1,5$  млн лет [4] до  $2501 \pm 1,4$  млн лет [7] для габбро-норитов и  $2449 \pm 12$  млн лет [3] для анортозитов.

Федорово-Панский массив сложен породами основного состава, среди которых преобладают габбро-нориты. Строение трех вышеупомянутых частей массива существенно различается.

Федоровский блок представляет собой тело лополитообразной формы, сложенное среднезернистыми преимущественно мезократовыми габбро-норитами, норитами и габбро с подчиненным количеством плагиопироксенитов. Отличительной чертой блока является присутствие в приподошвенной части тела так называемых такситовых габбро-норитов, которые по составу представляют собой плагиоклаз-бронзитовые кумулаты с интеркумулусным авгитом, размер зерен которых колеблется на отдельных участках от мелкого до крупного, определяя характерную крупнопятнистую текстуру породы. Залегающая выше по разрезу зона мезо-, меланократовых мелкозернистых норитов и плагио-пироксенитов Федоровского блока достигает мощности 200 м, что также существенно отличает данный блок от прочих, так как в Западно-Панском блоке мощность этих пород составляет только 50 м, а в Восточно-Панском блоке они присутствуют лишь в виде маломощных линзовидных тел.

Наибольшую часть разреза Федоровского блока слагают равные по мощности толщи габбро-норитов и габбро. Габбро-нориты представляют собой мелко-, среднезернистые мезократовые породы – это чаще всего авгит-бронзит-плагиоклазовые кумулаты, реже один или оба пироксена находятся в интеркумулусе. Толща габбро представлена крупно-, среднезернистыми мезократовыми разностями с редкими маломощными прослоями лейкократовых разностей и анортозитов. Габбро довольно интенсивно актинолитизировано. В Федоровском блоке известно несколько горизонтов малосульфидного оруденения, содержащего МПГ.

Федоровский блок отделяется от Западно-Панского мощной зоной Цагинского разлома, в пределах которого имеется несколько тектонических отторженцев Западно-Панского блока, наиболее крупный из которых – блок Ласть-

яр, сложен в нижней части метапироксенитами (талк-хлоритовыми сланцами) мощностью до 600 м, габбро-норитами и габбро. Метапироксениты содержат бедную сульфидную вкрапленность, однако повышенных содержаний МПГ здесь не обнаружено.

Западно-Панский блок наиболее мощная (почти 4 км) часть массива, его протяженность составляет около 25 км. Это пластовое тело с выдержанным простиранием отдельных слоев, падающих на ЮЗ под углом  $30^\circ$ . В Западно-Панском блоке представлена мощная габбро-норитовая зона, нориты слагают тонкий пласт в придонной части тела, а габбро встречается лишь в виде отдельных линз. В целом Западно-Панский блок представляет собой тело, на 70% сложенное средне-, мелкозернистыми мезократовыми габбро-норитами, соответствующими бронзит-авгит-плагиоклазовым и авгит-плагиоклазовым кумулатам, однообразие которых нарушается присутствием четко выраженных слоев другого состава. Наиболее яркой отличительной чертой Западно-Панского блока является присутствие здесь двух расслоенных горизонтов – верхнего (ВРГ) и нижнего (НРГ), которые образованы чередованием габбро-норитов, норитов и анортозитов. Именно с расслоенными горизонтами связано здесь малосульфидное оруденение с МПГ. В верхней части разреза блока выделяется пласт оливиновых пород, где встречаются оливиновые габбро-нориты и троктолиты с прослоями анортозитов. В Западно-Панском блоке имеется также два уровня, к которым приурочены маломощные линзы тонкозернистых магнетитовых габбро.

Восточно-Панский блок – наименее изученная часть массива. Здесь интрузив, сохраняя выдержанное простирание, протягивается, по крайней мере, на 30 км, при этом падение пластов становится более крутым ( $55-60^\circ$ ). Мощность тела меньше, чем в Западно-Панском блоке, и не превышает 3,5 км, причем по мере продвижения на восток мощность уменьшается. На юго-восточном продолжении зоны контакта пород Имандра-Варзугской структуры с гнейсами фундамента известно еще несколько слабоизученных интрузивных тел основного состава, которые предположительно рассматриваются как продолжение Федорово-Панского массива и

могут содержать платинометалльную минерализацию.

По геологическому строению Восточно-Панский блок существенно отличается как от Федоровского, так и от Западно-Панского блоков. Наиболее обычными породами здесь являются крупно-, среднезернистые лейко-, мезократовые габбро, их мощность в разрезе достигает 1100 м. Оливиновые габбро-нориты, оливиновые габбро, габбро-нориты, нориты встречаются в нижней части разреза, формируя пачку переслаивания мощностью до 700 м, которая содержит анортозиты лишь в подчиненном количестве. На отдельных участках Восточно-Панского блока отмечаются такситовые габбро-нориты, образующие маломощные слои и линзы. Отличительной чертой Восточно-Панского блока является присутствие выдержанного пласта оливиновых габбро-норитов в нижней части разреза; широкое развитие в центральной части разреза линз габбро-норитов с инвертированным пижонитом, маломощных линз и слоев микрозернистых габбро-норитов; широкая распространенность тел габбро-пегматитов.

Породы Федорово-Панского массива слабометаморфизованы. Наиболее интенсивно метаморфические преобразования проявлены в зоне нижнего контакта массива, где развиты плагиоклаз-амфиболовые сланцы, мощность которых достигает 100 м. Вблизи тектонических нарушений породы массива амфиболитизированы и эпидотитизированы.

**Платинометалльное оруденение Восточно-Панского блока.** В восточной части Федорово-Панского массива, считавшейся ранее даже несурьфидоносной, поиски платинометалльного оруденения начались с 1995 г. и проводились ЗАО "Пана" в первую очередь на наиболее обнаженных участках. Проведенными поисковыми работами однозначно доказано наличие здесь платинометалльного оруденения мало-сульфидного типа.

В настоящее время в восточной части массива выявлено 10 проявлений сульфидной минерализации с повышенным (более 1 г/т) и высоким содержанием МПГ: три – на участке Пешемпахк; по два – на участках з.Белая, Сунгйок и Чурозерский; одно – на участке Чуарвы. Участки Пешемпахк и з.Белая находятся на восточном окончании Западно-Панского блока, и в их

геологическом строении принимают участие породы, присущие этому блоку в целом. Участки Сунгйок, Чуарвы и Чурозерский принадлежат к Восточно-Панскому блоку.

**Участок Пешемпахк.** Обнаруженные по развалам элювиальных глыб проявления сульфидной минерализации на участке Пешемпахк расположены на трех уровнях разреза массива, в каждом из трех выделяемых слоев габбро-норитов. Рудоносные зоны приурочены к НРГ и ВРГ и к приграничной области над горизонтом оливиновых пород. Сульфидная минерализация образует зоны, в которых сульфиды находятся в виде вкрапленности в амфиболитизированных крупно- и среднезернистых мезо-, лейкократовых метагаббро (амфибол-плагиоклазовая порода) и анортозитах, сложенных плагиоклазом на 80-90%. Реже сульфиды встречаются в габбро-норитах.

Наиболее изучена сульфидоносная зона в НРГ. По развалам сульфидсодержащих глыб она прослежена на расстояние около 2 км. Содержание МПГ + Au в породах рудоносной зоны варьирует от 2 до 24 г/т, Ni – от 0,1 до 0,6%, Cu – от 0,1 до 1,2%. Длина рудоносных интервалов колеблется от 0,1 до 1,1 м. Двумя скважинами подтверждено существование рудной зоны, выявленной на поверхности по развалам элювиальных глыб. В среднем отношение Pd/Pt составляет 6,7, Ni/Cu – 0,8. Породы рудной зоны представляют собой массивные среднезернистые темно-серые с зеленоватым оттенком амфиболитизированные габбро с сульфидной вкрапленностью, содержание которой составляет 1-2%, размер вкрапленников 0,5-1 мм, иногда встречаются гнезда сульфидов размером 3-7 мм.

Изучение этой рудной зоны показало, что для прослеживания отдельных проявлений сульфидоносных пород с промышленным содержанием МПГ необходимым условием является предварительное изучение разреза расслоенной толщи буровыми скважинами, установление ее границ и положения в ней рудной зоны.

В ВРГ на участке Пешемпахк поисковыми работами в 1995-1998 гг. были установлены развалы элювиальных МПГ-содержащих сульфидоносных глыб, свидетельствующие о наличии здесь рудной зоны. По данным штучного опробования качество платинометалльного оруденения почти не уступает таковому в НРГ. В 2000 г.

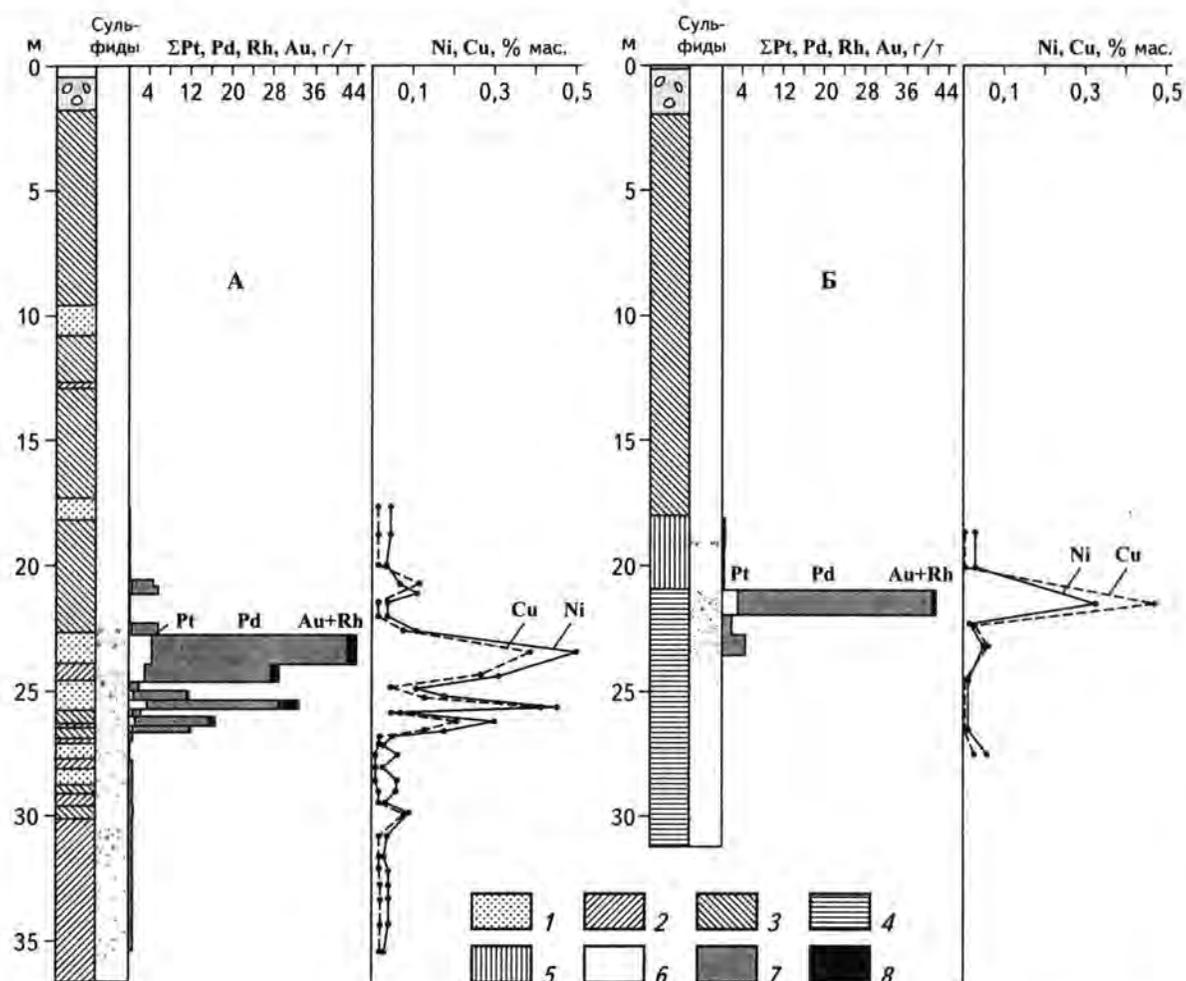


Рис. 1. Геологические колонки скважин и характер распределения сульфидов и полезных компонентов в перспективных рудных зонах

А – уч. Чурозерский, Б – уч. Пешемпахк; 1 – нориты; 2 – лейкократовые габбро-нориты и габбро; 3 – габбро-нориты; 4 – анортозиты; 5 – габбро; 6-8 – содержание Pt(6), Pd(7), Au(8)

при продолжении поисковых работ удалось обнаружить зону платинометалльного оруденения, фиксируемую не только по развалам элювиальных сульфидоносных глыб, но и в серии коренных обнажений.

Зона платинометалльного оруденения приурочена здесь к анортозитовым телам среди габбро-норитов и прослежена по простираанию в коренных обнажениях и канаве, а также по развалам сульфидоносных глыб на 250 м. Рудоносная зона также выделяется и по данным электроразведки методом ВП. Падение зоны – южное, под углом 35°. Истинная мощность оруденелых пород в обнажениях и канаве изменяется от 0,6 до 3,3 м. Содержание МПГ + Au колеблется от 1,3 до 41,5 г/т; среднее содержание

Ni – 0,11, Cu – 0,20%; отношение Pd/Pt – 13,5, Ni/Cu – 0,6. В элювиальных глыбах, трассирующих рудоносную зону, количество МПГ + Au колеблется в пределах 24-26 г/т. Рудоносная зона подтверждена несколькими скважинами (рис. 1). По падению зона прослежена отдельными скважинами на глубину 60-100 м.

Третий уровень сульфидной минерализации с МПГ оруденением в габбро-норитовой зоне массива на участке Пешемпахк выявлен несколько выше верхней границы горизонта оливиновых пород. Здесь, на протяжении примерно 700 м, обнаружены развалы элювиальных глыб, в которых присутствует содержащая МПГ сульфидная минерализация. Мощность рудоносных интервалов пород изменяется от 0,1 до 0,4 м; со-

держание МПГ+Au колеблется от 2,6 до 41 г/т, Ni – от 0,04 до 0,24%, Cu – от 0,05 до 0,27%; отношение Pd/Pt – 12,6, Ni/Cu – 0,7.

**Участок г.Белая.** На участке в нижней части разреза массива установлено наличие НРГ по характерным для него особенностям строения и состава пород. Однако четкому установлению границ его распространения на поверхности препятствует плохая обнаженность территории. На самом восточном фланге участка в породах НРГ выявлена зона сульфидной минерализации, приуроченная к границе расслоенных среднезернистых габбро-норитов и лейкократовых крупнозернистых габбро. Но по результатам опробования нельзя исключать, что выявлена лишь одна из зон сульфидной минерализации в НРГ, а рудная зона, аналогичная той, которая известна на соседнем участке Пешемпахк, пока не обнаружена. Необходимо тщательно изучить разрез нижней части массива на данном участке, чтобы установить границы НРГ и его строение.

В южной части участка г.Белая по развалам элювиальных глыб и коренным обнажениям фиксируется ВРГ. В одном из обнажений расслоенные породы содержат сульфидное оруденение. Мощность рудоносной зоны по предварительным данным равна 0,9 м. Содержание МПГ + Au колеблется в пределах 4,4-6,1 г/т, отношение Pd/Pt – 6,7. Среднее содержание Ni – 0,14, Cu – 0,11%; отношение Ni/Cu – 1,3. Рудоносная зона имеет юго-западное падение под углом 40°. В этой части массива также необходимо тщательное изучение разреза в целом и определение положения в нем рудоносной зоны.

**Участок Сунгйок.** Обнаруженные проявления сульфидной минерализации на участке располагаются на двух уровнях разреза в габбро-норитовой зоне массива: первый уровень приурочен к нижней границе выдержанного слоя оливиновых габбро-норитов, второй уровень расположен в 100-150 м выше по разрезу в крупнозернистых габбро-норитах. Оба уровня выявлены на поверхности по глыбам элювиальных развалов и одному коренному обнажению. Судя по развалам сульфидоносных глыб, образующих две отчетливо выдержанные по общему простиранию пород цепочки, они трассируют две рудные зоны.

Первая северная рудная зона, более близкая к подошве массива, протягивается примерно на 600 м и фиксируется в коренном обнажении и развалами глыб. Среднее содержание МПГ + Au – 2,21 г/т, Ni и Cu – по 0,06%.

Вторая северная рудная зона, расположенная на 100-150 м выше по разрезу, фиксируется развалами сульфидоносных глыб лишь на ее краевых профилях и, вероятно, протягивается примерно на 500 м. Видимая мощность пород с сульфидной минерализацией колеблется от 0,3 до 0,7 м. Содержание МПГ+Au на западном фланге – 2,4-10,4 г/т, на восточном – до 24 г/т. Среднее содержание Ni – 0,1% Cu – 0,4%. Отношение Pd/Pt – 2,4, Ni/Cu – 0,4. Эта рудная зона также заслуживает более детального изучения.

**Участок Чуарвы.** Сульфидоносные глыбы с МПГ оруденением в северной части участка Чуарвы обнаружены пока лишь на одном локальном участке. Характерной особенностью выявленного здесь МПГ оруденения является существенно платиновый состав при довольно низком содержании сульфидов. По данным штупфного опробования (2 пробы), содержание МПГ+Au – 2,1-2,7 г/т, Ni – 0,03%, Cu – 0,04%, отношение Pd/Pt – 1,0. Выявленное оруденение по геологическому положению и результатам опробования имеет определенное сходство с известным в первой северной рудной зоне соседнего участка Сунгйок. Возможно, данная рудная зона продолжается и на участке Чуарвы. Бурильных работ здесь не проводилось.

В южной части участка тоже встречены редкие развалы сульфидоносных глыб, но с весьма низкими содержаниями МПГ.

**Участок Чурозерский.** Поисковые работы на участке начаты в 2000 г. Впервые в этой части массива на поверхности выявлены развалы элювиальных глыб, содержащих сульфидную минерализацию и связанное с ней МПГ оруденение. Наибольшее количество таких глыб обнаружено на территории, соответствующей габбро-норитовой зоне массива, несколько ниже расслоенного горизонта оливиновых пород. В разрезе массива на этом участке можно выделить несколько уровней развития сульфидной минерализации.

Первый снизу уровень связан с такситовыми габбро-норитами, главным образом с их пег-

матоидными разновидностями, образующими линзовидные тела длиной от десятков сантиметров до нескольких метров. В верхней части разреза такситовых габбро-норитов можно выделить маломощную рудоносную зону, которая прослеживается по элювиальным развалам примерно на 300 м. Мощность рудоносных пород не превышает 0,25 м, содержание МПГ+Au – 1,7-3,6 г/т, среднее содержание Ni – 0,08, Cu – 0,13%.

Второй уровень сульфидной минерализации приурочен к зоне переслаивания габбро-норитов, габбро и лейкократовых габбро-анортозитов (расслоенный горизонт). В пределах этого уровня сульфидоносных пород можно, в свою очередь, выделить две зоны, содержащие платинометалльное оруденение – нижнюю и верхнюю. Нижняя зона связана с горизонтом средне-мелкозернистых мезократовых габбро-норитов и габбро. Видимая мощность рудоносных пород достигает 0,3 м, содержание МПГ + Au колеблется от 1,7 до 8,9 г/т, среднее содержание Ni – 0,08, Cu – 0,13%. Нижняя рудная зона подтверждена одной скважиной. Верхняя зона связана с лейкократовыми среднезернистыми габбро. На поверхности она трассируется элювиальными развалами на расстояние около 800 м. Лейкократовые габбро, представляющие собой плагиоклазовые кумулаты, залегают в разрезе расслоенного горизонта в виде выдержанного слоя мощностью 10-15 м. МПГ-содержащая сульфидная вкрапленность приурочена к верхнему и нижнему его контактам. Распределение сульфидов крайне неравномерное, пятнистое. Количество сульфидов колеблется от единичных зерен до 0,5-1%. Размер сульфидных вкрапленников составляет 0,2-1 мм. Мощность рудоносного горизонта изменяется от 0,15 до 0,7 м. Особенностью оруденения является высокое содержание благородных металлов при малом количестве сульфидов. Содержание МПГ+Au колеблется от 2,0 до 41,8 г/т, среднее содержание Ni – 0,14, Cu – 0,12%, отношение Pd/Pt – 8,2, Ni/Cu – 1,4. Рудная зона на флангах и в средней части подтверждена тремя скважинами (см. рис. 1), падение южное под углом около 65°. Эта рудоносная зона несомненно заслуживает более детального изучения.

Сульфидная минерализация выявлена также непосредственно над горизонтом оливиновых пород. О масштабах оруденения пока су-

дить трудно, поскольку оно встречено лишь в двух элювиальных глыбах.

Еще один уровень развития сульфидов в габбро-норитовой зоне установлен на границе ее с габбровой зоной, расположенной выше по разрезу. Минерализация приурочена к телам лейкократовых трахитоидных габбро и прослеживается по элювиальным развалам на значительное расстояние. Количество сульфидов в этих породах обычно менее 0,5%, иногда до 1%. Мощность сульфидоносных пород 0,15-0,30 м. Отмечается низкое содержание полезных компонентов, в отдельных пробах отмечается до 0,41% Cu, в одной пробе обнаружено 1,2 г/т благородных металлов.

В целом установленные проявления сульфидной медно-никелевой минерализации с МПГ оруденением на участках Пешемпахк, г.Белая, Сунгйок, Чуарвы и Чурозерский существенно расширяют перспективы поисков промышленных объектов платинометаллических руд в восточной части массива Панских тундр. Для дальнейшего более детального изучения наиболее перспективными являются отмеченные выше рудные зоны участков Пешемпахк, Чурозерский и Сунгйок.

**Минеральный состав и морфологическая характеристика оруденения.** В Восточно-Панском блоке массива МПГ содержит оруденение пентландит-халькопирит-пирротинового минерального типа. В пределах пирит-пирротинных и ильменит-магнетитовых проявлений платинометаллической минерализации не установлено.

Морфологически комплексное оруденение представлено бедным вкрапленным типом с общим содержанием сульфидов 1-2% мас. и размером вкрапленников от тысячных долей до 2-3 мм. В редких случаях количество сульфидов увеличивается до 5-10% мас., а размер вкрапленников – до 5 мм. Гнездово-вкрапленный и прожилково-вкрапленный типы оруденения распространены лишь локально. Густовкрапленные и сплошные руды отсутствуют.

Главными минералами в составе руд являются (в порядке распространенности) пирротин, халькопирит, пентландит (таблица). Количество миллерита, борнита, виоларита, пирита и других аксессуарных и вторичных минералов за-

**Минеральный состав платинометалльного оруденения  
восточного блока Федорово-Панского массива**

<b>Минералы цветных и черных металлов</b>	
<i>Главные и второстепенные</i>	<i>Акцессорные</i>
Пирротин $Fe_{1-x}S$	Кобальтин (Co,Ni,Fe)AsS
Халькопирит $CuFeS_2$	Герсдорфит (Ni,Co,Fe)AsS
Пентландит $(Fe,Ni)_9S_8$	Сфалерит $ZnS$
Пирит* $FeS_2$	Миллерит NiS
Виоларит* $FeNi_2S_4$	Борнит $Cu_5FeS_4$
Ковеллин* $CuS$	Марказит* $FeS_2$
Fe-гидроксиды*	Магнетит $Fe_3O_4$
	Ильменит $FeTiO_3$
	Рутыл $TiO_2$
<b>Минералы благородных металлов</b>	
<i>Относительно распространенные</i>	<i>Редкие</i>
Куперит $(Pt,Pd,Ni)S$	Электрум (Au,Ag)
Сперрилит $PtAs_2$	Изоферроплатина $(Pt,Pd)_3Fe$
Мончеит $(Pt,Pd)(Te,Bi)_2$	Высоцкит $(Pd,Ni)S$
Котульскит $Pd(Te,Bi)$	Палладоарсенид $Pd_2As$
Меренскиит $(Pd,Pt)(Te,Bi)_2$	Изомертиит $Pd_{11}Sb_2As_2$
	Холлингвортит $(Rh,Pt,Pd)AsS$
	Соболевскит $(Pd,Pt)(Bi,Te)$
	Майченерит $(Pd,Pt)BiTe$
	Сопчеит $Ag_4Pd_3Te_4$
	Атокит $(Pd,Pt)_3Sn$
	Стибиопалладинит $Pd_5Sb_2$

\* Поздние вторичные минералы.

метно варьирует в зависимости от типа породы и степени эпигенетических преобразований.

Необходимо отметить, что главный концентратор никеля – пентландит – является также и важнейшим концентратором палладия. По данным микрозондового анализа содержание палладия в отдельных зернах пентландита достигает 0,19% мас.

Акцессорные сульфоарсениды ряда кобальтина-герсдорфита также являются важнейшими концентраторами не только Pd и Pt (в среднем 0,1 и 0,5% мас. соответственно), но и Ru (до 0,16), Rh (в среднем 1,76), Os (до 0,29), Ir (в среднем 0,05). Другой важной особенностью кобальтинов-герсдорфитов является тесная микроассоциация с минералами металлов платиновой группы (ММПГ) и золота: электрум, сперрилитом, палладоарсенидом, изомертиитом, котульскитом, меренскиитом. ММПГ нередко включены в зерна кобальтинов или выделяются на их контактах с сульфидами.

В составе руд Федорово-Панского массива в настоящее время установлены 24 минерала Pt, Pd, Rh и Au [1, 2, 5 и др.]. Наиболее распространенными и многочисленными из них являются висмутотеллуриды и арсениды Pd и Pt. Представители классов сульфидов, сульфоарсенидов, сплавов и интерметаллидов менее многочисленны. Распространенность их резко неодинаковая. В целом по всем рудным участкам интрузии наиболее часто встречаемыми минералами являются электрум, сперрилит, мончеит, меренскиит и котульскит (рис. 2). Однако с учетом размеров выделений ММПГ, – от долей до первых сотен микрометров (средний размер 9 мкм) – главными

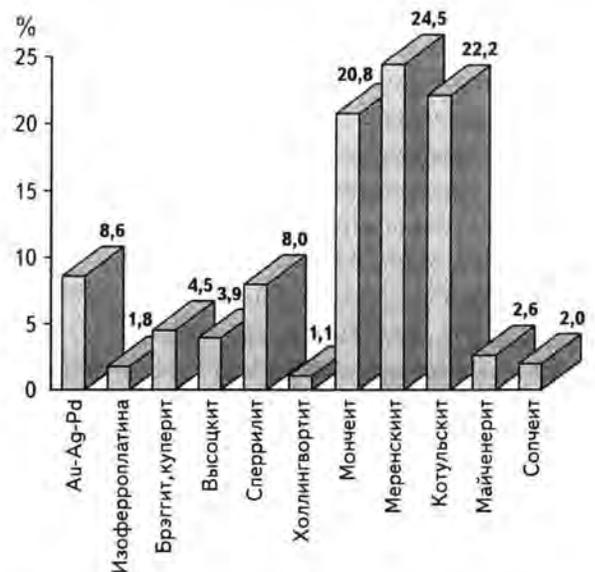


Рис. 2. Частота встречаемости минералов металлов платиновой группы и золота в оруденелых породах Федорово-Панского массива (по данным диагностики 852 зерен)

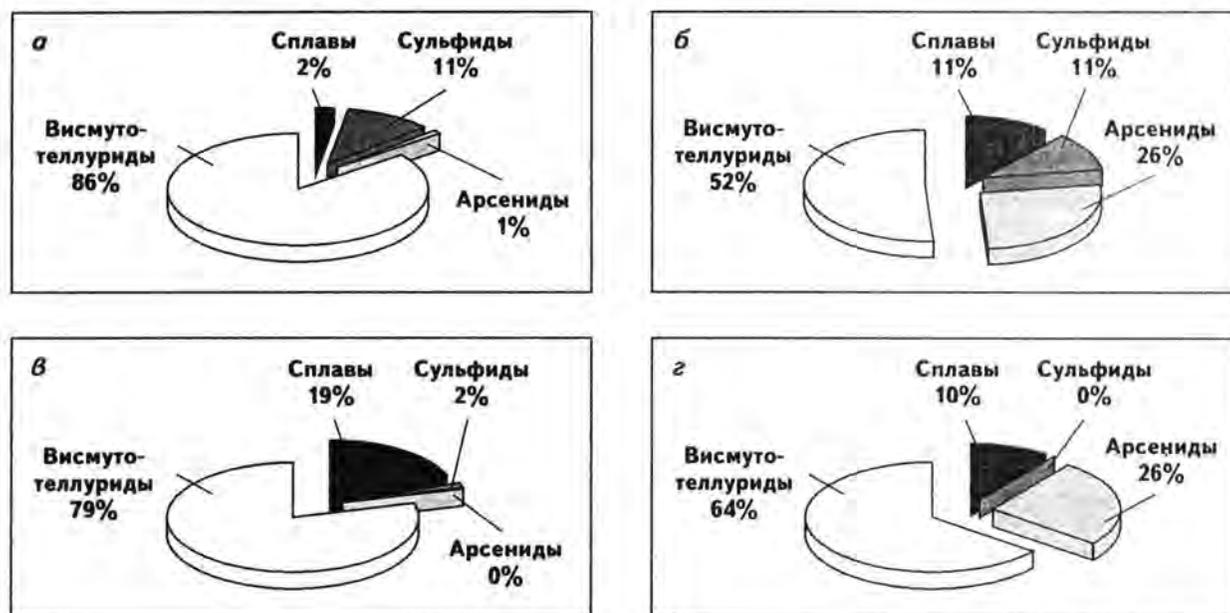


Рис. 3. Частота встречаемости ММПГ разных классов на различных участках Западно-Панского и Восточно-Панского блоков Федорово-Панского массива (N – количество диагностированных минералов)

а-б – Западно-Панский блок; в-г – Восточно-Панский блок

а – нижний расслоенный горизонт, участки Восточный Киевий, Сулейпахк (N = 82); б – верхний расслоенный горизонт, уч.Южный Каменник и Южный Сулейпахк (N = 133); в – Северная рудная зона уч.Пешемпахк (N = 121); г – уч.Сунгйок (N = 321)

минералами комплексных руд являются (в порядке значимости): мончеит, котульскит, сперрилит, меренскиит, майченерит, брэггит. На долю всех остальных приходится менее 10%.

В составе руд Восточно-Панского блока в настоящее время надежно установлено 16 ММПГ. Наиболее распространенными, как и для массива в целом, являются висмутотеллуриды и арсениды Pd и Pt. С учетом частоты встречаемости и размеров выделений преобладают котульскит, меренскиит, мончеит, сперрилит [5]. Частота встречаемости ММПГ других минеральных классов заметно варьирует от участка к участку (рис. 3).

Неодинаковая распространенность ММПГ различных классов на разных участках интрузии отражает специфику условий минералообразования и степень эпигенетических изменений. Так, для НРГ Западно-Панского блока типичен относительно простой состав оруденения с ведущей ролью висмутотеллуридов и сульфидов Pd и Pt. В рудных анартозитах ВРГ мине-

ральный состав оруденения резко усложняется. Наряду с висмутотеллуридами и сульфидами весьма часто встречаются сплавы и особенно арсениды.

В рудах Восточно-Панского блока частота встречаемости сульфидов падает почти до нуля. Резко возрастает количество находок сплавов. Например, повышенный фон Au на Пешемпахке (до 1,82 г/т) связан с относительно повышенной распространенностью электрума.

Арсениды составляют 25% от всех диагностированных зерен в оруденелых породах северной рудной зоны Пешемпахка. Здесь же широко распространены и МПГ-содержащие сульфоарсениды Co и Ni – кобальтны-герседорфиты.

На участке Сунгйок в 320 диагностированных зернах ММПГ арсениды вообще не обнаружены. Зато доля находок электрума и изоферроплатины достигает здесь 20%.

Гранулометрический состав ММПГ и Au на участках Пешемпахк и Чурозерский весьма благоприятный: ~50% диагностированных зерен

попадает в класс 20 + 5 мкм. Это даже выше, чем в среднем по массиву (~9 мкм). Средний размер минералов благородных металлов участка Сунгйок вдвое меньше. Объясняется это, по-видимому, более высокой, чем в других частях интрузии, степенью эпигенетического преобразования. Относительно широкая распространенность здесь сплавов (ранее на других участках изоферроплатина и золото-серебряные сплавы фиксировались лишь в единичных случаях), возможно, имеет ту же причину.

Морфологические особенности, ассоциации и микроассоциации зерен ММПГ и золота аналогичны рудам других частей интрузии [3-6]. Типичное положение относительно крупных зерен ММПГ (> 10 мкм): на границе крупнозернистый сульфид – силикат и в “ореольной” зоне тонкозернистых сульфидов и вторичных силикатов вокруг крупных сульфидных вкрапленников. Достаточно часто платиноиды и золото находятся не на границе, а в краевой или внутренней частях сульфидных зерен и агрегатов. Подавляющая часть зерен размером менее 5 мкм рассеяна в силикатах, но в непосредственной близости от скоплений сульфидов. Характерная особенность пространственного распределения таких зерен заключается в их группировке в виде кластеров, содержащих до нескольких десятков изолированных зерен. Наблюдаются моно- и полиминеральные кластеры. Кластерный характер распределения ультратонких зерен ММПГ и золота особенно типичен для оруденения участка Сунгйок. Но, по-видимому, этой закономерности подчинено распределение и более крупных зерен платиноидов и золота всех рудоносных зон массива в целом, просто ее не всегда удается наблюдать в сравнительно ограниченном масштабе одного аншлифа.

Морфология зерен платиноидов весьма разнообразна. Наблюдаются идиоморфные кристаллы, округлые включения, резко ксеноморфные зерна, каемчатые обособления. Внутреннее строение зерен обычно однородное. Нередко наблюдаются тесные срастания двух и более ММПГ. Для сплавов очень типична прожилковидная морфология и приуроченность к микротрещинкам, что, вероятно, свидетельствует об их более позднем выделении в сравнении с основной массой висмутотеллуридов и сульфи-

дов. Нередко сложная морфология выделений наблюдается и у сперрилита и сопчеита.

В целом минералогические особенности платинометалльного оруденения Восточно-Панского блока (видовой состав, размерность, частота встречаемости разных минералов, макро- и микроассоциации в рудоносных породах) аналогичны рудам других частей интрузии, в частности, более хорошо изученному участку Восточный Киевей Панских тундр. Это свидетельствует о вполне конкретных промышленных перспективах восточной части массива Панских тундр (в особенности участков Пешемпахк и Чурозерский) как сырьевого источника МПГ, Au, Cu, Ni, Co. В то же время каждый из участков характеризуется своей минералогической спецификой, которая в случае Пешемпахка повышает перспективы рудоносности (широкое развитие МПГ-содержащей кобальтин-герсдорфитовой минерализации; относительно крупная размерность ММПГ и Au; благоприятный в технологическом отношении видовой минеральный состав и др.), а для Сунгйока – понижает их (более высокая, чем в других частях интрузии, степень эпигенетического преобразования оруденелых пород; возможная значительная доля в общем балансе МПГ очень тонких классов ММПГ, которые будут теряться с силикатами; относительно высокая частота встречаемости сплавов, в частности изоферроплатины, что неблагоприятно в технологическом отношении).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Балабонин Н.Л. Минералы платиновых металлов – индикаторы эволюции рудоконцентрирующих процессов / Н.Л.Балабонин, Ф.П.Митрофанов, В.В.Субботин и др. // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. – СПб., 1998.
2. Балабонин Н.Л. Формы нахождения и баланс благородных металлов в рудах Федорово-Панской интрузии / Н.Л.Балабонин, В.В.Субботин, В.И.Скиба и др. // Обогащение руд. – 1998. – № 6.
3. Баянова Т.Б. Циркон-бадделелитовая геохронологическая система в докембрийских породах Кольского региона / Т.Б.Баянова, Н.В.Левкович, Л.В.Иванова // Материалы 9-й молодежной науч. конф. “Геология Балтийского щита и других докембрийских областей России”. – Апатиты: КНЦ РАН, 1995.

4. Баянова Т.Б. Возраст габбро-норитов нижнего расчлененного горизонта (рифа) Федорово-Панского массива (Кольский полуостров) / Т.Б.Баянова, Ф.П.Митрофанов, А.У.Корчагин, Л.В.Павличенко // Докл. РАН. – 1994. – Т. 337. – № 1.

5. Митрофанов Ф.П. Кольская платинометаллическая провинция: новые данные. / Ф.П.Митрофанов, Н.Л.Балабонин, Т.Б.Баянова и др. // Платина России. Т. 3. – М.: Геоинформмарк, 1999.

6. Субботин В.В. Минеральный состав новых проявлений платинометаллического оруденения в вос-

точной части массива Панских тундр / В.В.Субботин, А.У.Корчагин, Н.Л.Балабонин и др. // Вестник МГТУ. – 2000. – № 2.

7. Amelin Yu.V. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting / Yu.V.Amelin, L.M. Heaman, V.S.Semenov // Precambrian Research. – 1995. – Vol. 75.

ЗАО "Пана", г.Апатиты  
Геологический институт Кольского научного центра РАН,  
г.Апатиты

УДК 553.491.8:552.3(925.15/16)

**А.И.Чернышов, А.Д.Ножкин, С.И.Ступаков, П.А.Балькин,  
Н.И.Кузоватов, И.Г.Резников, Н.А.Третьяков, В.А.Прохорова**

## **КИНГАШСКИЙ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЙ МАССИВ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ, ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ПЕТРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ УЛЬТРАМАФИТОВ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)**

### **Основные черты геологического строения Восточно-Саянской провинции зеленокаменных поясов**

Восточно-Саянская провинция открыта сравнительно недавно (Ножкин, 1985) и является подобной раннедокембрийским вулканогенным поясам, широко развитым в гранит-зеленокаменных провинциях стабилизированных участков земной коры, которые отличаются высокой потенциальной рудоносностью (Конди, 1983). Восточно-Саянская провинция также является перспективной на обнаружение медно-никелевого и благороднометаллического оруденения, что неоднократно отмечалось многими исследователями (Глазунов, 1994; Ножкин и др., 1995; [8, 9]). Эта провинция приурочена к Канской глыбе, которая расположена в краевой ЮЗ части Сибирской платформы и ограничена зонами глубинных разломов: Главного Восточно-Саянского и Канско-Агульского (рис. 1). В пределах этой глыбы выделяются два зеленокамен-

ных пояса (ЗКП) – Идарский и Канский, которые разделены коллизийным швом надвигового типа. Для них характерны минеральные ассоциации метаморфических пород, отвечающие условиям амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям с температурным диапазоном от 600 до 700°C и максимальными значениями давления – 770-850 МПа [12].

Идарский пояс расположен в пределах хребта Идарское Белогорье. Нижняя толща (мощностью более 1500 м) представлена магматизированными гнейсами и слюдисто-кварцевыми сланцами (Ножкин и др., 1995). С ними по разлому контактирует толща (мощностью до 2000 м), включающая пачки амфиболитов (метабазитов) с горизонтами мраморов, биотитовых парагнейсов и слюдистых сланцев. Юго-восточнее разрез наращивается толщей (мощностью 950-1500 м) гранатсодержащих биотитовых и амфиболовых парагнейсов (метагравувак), включающей горизонты плагиоклазовых

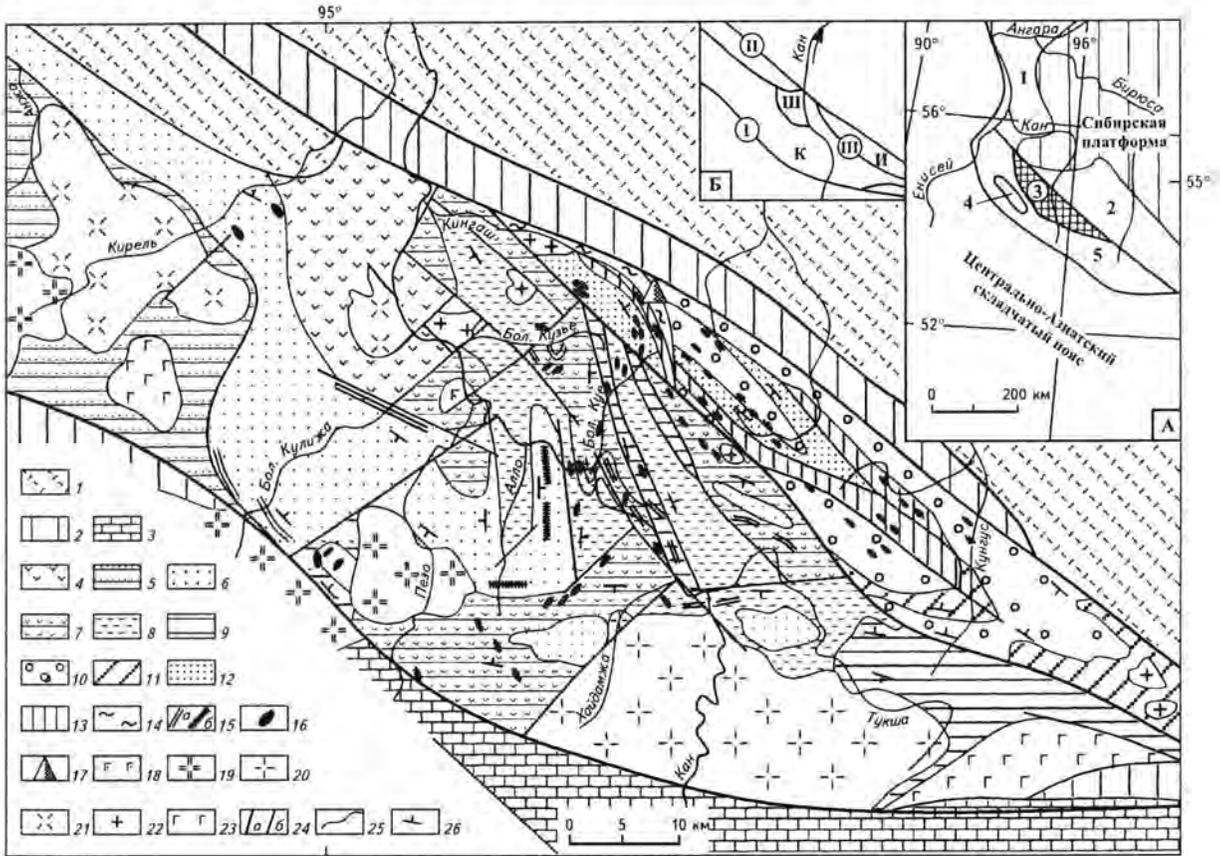


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Канской гранит-зеленокаменной провинции (составлена А.Д.Ножкиным, О.М.Туркиной с использованием материалов крупномасштабной геологической съемки Красноярского ГУ)

1 – осадочно-вулканогенные образования девона (Рыбинская впадина); 2 – вулканогенно-осадочные отложения позднего рифея-кембрия; 3 – метатерригенно-карбонатные комплексы протерозоя; 4-5 – метаморфические комплексы докембрия Канской глыбы: позднерифейские гнейсово-амфиболитовые комплексы: 4 – Шумихинского террейна, 5 – Кирельского ареала; 6-14 – метаморфические толщи зеленокаменных поясов раннего протерозоя (в скобках указаны преобладающие ассоциации исходных осадочных и вулканогенных пород): Канский ЗКП: 6 – биотитовых и гранат-биотитовых ( $\pm$  амфибол) парагнейсов (пелит-граувакковая), 7 – гнейсово-амфиболитовая (дацит-базальтовая) – чередование горизонтов биотитовых, амфиболитовых ортогнейсов, амфиболитов и редких прослоев парагнейсов и мраморов, 8 – биотитовых и амфиболитовых ортогнейсов (андезит-дацит-риодацитовая), 9 – амфиболитовая (пикробазальт-базальтовая) с отдельными прослоями тремолит-серпентиновых пород, горизонтами мраморов и ортогнейсов; Идарский ЗКП: 10 – гранатсодержащих амфиболитовых и биотитовых парагнейсов (граувакковая) с горизонтами полевошпатовых амфиболитов, 11 – полевошпатовых амфиболитов (лейкобазальт-андезитбазальтовая) с прослоями парагнейсов, 12 – гранатсодержащих биотитовых парагнейсов (терригенная) с прослоями мраморов и амфиболитов, 13 – амфиболитовая с горизонтами тремолит-серпентиновых сланцев (коматитит-базальтовая), 14 – мигматит-гнейсовая; 15 – маркирующие горизонты: а – мраморов, б – кварцитов; 16 – тела ультрамафитов (вне масштаба); 17 – положение Кингашского рудоносного массива; 18-23 – интрузивные комплексы: 18 – палеозойский габброидный, 19 – ордовикский лейкогранит-гранитовый, 20 – вендский трондьемитовый (Верхнеканский массив), 21 – верхнерифейский тоналит-трондьемитовый (Шумихинский и Кирельский массивы), 22 – позднерифейский плагиогранит-гранитовый (Кузынский массив), 23 – раннепротерозойский габбровый; 24 – тектонические границы: а – региональные разломы, б – второстепенные разрывные нарушения; 25 – геологические границы; 26 – элементы залегания пород.

На врезках. А – Положение Канской глыбы в структурах юго-западной части Сибирской платформы: 1 – Ангаро-Канский выступ (Южно-Енисейский кряж); 2 – Бирюсинская, 3 – Канская, 4 – Арзыбейская глыбы; 5 – Дербинский антиклинорий. Б – Блоки второго порядка в пределах Канской глыбы (мегаблока), включающие метаморфические комплексы Шумихинского (Ш) вулканического, Канского (К) и Идарского (И) зеленокаменных поясов. Разломы (цифры в кружках): I – Главный Саянский, II – Канско-Агульский, III – Идарский

амфиболитов (металейкобазальт-андезитобазальтовая ассоциация). Стратифицированные толщи вмещают субвулканические рудоносные (Ni, Cu, Au, Pt) массивы ультрамафитового и мафит-ультрамафитового состава, выделяемые в кингашский комплекс.

Канский пояс находится в бассейне р.Кан. В центральной части ЗКП картируется преимущественно вулканогенный разрез, представленный в нижней части амфиболитами с горизонтами мраморов и биотитовых ортогнейсов (мощностью 300-1100 м), а верхняя сложена, преимущественно, ортогнейсами с редкими телами амфиболитов (мощностью ~700 м) (Ножкин и др., 1996). Тела серпентинизированных ультрамафитов приурочены главным образом к границам тектонических пластин. В бассейне р.Б.Кулижа разрез наращивается существенно парагнейсовой толщей с горизонтами кварцитов и мраморов мощностью около 1500 м. На юге Канского ЗКП преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые ортогнейсы (мощностью ~1400 м), среди которых устанавливаются амфиболиты и редкие прослои мраморов. Выше они перекрываются толщей биотитовых и двуслюдяных парагнейсов (мощностью ~700 м). Детальные исследования геологических разрезов метаморфических толщ в ЗКП показали, что их протолитами являются главным образом породы пикробазальт-базальтовой и андезит-дацит-риодацитов ассоциаций [12]. Локально развиты толеитовые базальты типа MORB и ультрамафиты коматиитовой серии. Перекрывающие метасадки включают граувакки и глиноземистые пелиты.

Геохимические свойства кислых вулкаников (Ножкин и др., 1996, 2001) свидетельствуют о наличии в основании ЗКП сиалической коры, явившейся источником кислой магмы. Заложение ЗКП, очевидно, происходило в энсиалическом бассейне на окраине континентальной плиты либо островной дуги с развитием андезит-дацит-риодацитов ассоциации. Эволюция их формирования осложнялась образованием зон спрединга с проявлением пикробазальт-базальтового и ультрамафитового (коматиитового) вулканизма на фоне карбонатно-терригенного осадконакопления в задуговых бассейнах. Результаты изотопно-геохронологических исследований минералов U-Pb и Ag-Ag-методами

свидетельствуют о накоплении кислых вулкаников ЗКП в раннем протерозое (~2300 млн лет назад), а окончательное их метаморфическое преобразование происходило в позднем венде (560-590 млн лет). О раннепротерозойском возрасте Канского ЗКП свидетельствуют и результаты Sm-Nd изотопных исследований кислых вулкаников, формирование которых осуществлялось путем плавления корового источника не древнее 2438 млн лет [12].

Ультрамафит-мафитовые (коматиит-базальтовые) ассоциации, локализованные среди стратифицированных кристаллосланцев ЗКП, по распределению редкоземельных элементов разделяются на два типа: обогащенные  $(La/Yb)_n > 1$  и обедненные  $(La/Yb)_n < 1$  легкими РЗЭ. В Идарском ЗКП преобладает первый геохимический тип, к которому относится и Кингашский субвулканический мафит-ультрамафитовый массив (Ножкин, 1999).

#### **Внутреннее строение Кингашского мафит-ультрамафитового массива**

Кингашский мафит-ультрамафитовый массив является рудовмещающим для одноименного платино-медно-никелевого месторождения (Глазунов, 1994; Корнев, 1994; Ножкин и др., 1995; Еханин, 2000). Он приурочен к Идарскому зеленокаменному поясу Канской глыбы (см. рис. 1). На его происхождение до настоящего времени нет единой точки зрения. Одни исследователи относят этот массив к расслоенным интрузиям [4], другие считают его субвулканическим телом (Ножкин и др., 1995, 1996; Чернышов и др., 2001, 2002), третьи рассматривает его в качестве фрагмента кингашского базальт-коматиитового вулканического комплекса [9].

Кингашский массив в плане имеет линзовидную форму, вытянут в северо-западном направлении и является конформным к структуре пород обрамления (рис. 2). Массив вдоль осевой части рассекается мощным разрывным нарушением (по долине р.Кингаш). Его форма также осложняется поперечными разрывными нарушениями северо-восточного простирания, субгоризонтальные смещения вдоль которых привели к образованию ступенчатого контакта с вмещающими породами. Он сопровождается мелкими линзовидными телами серпентинитов

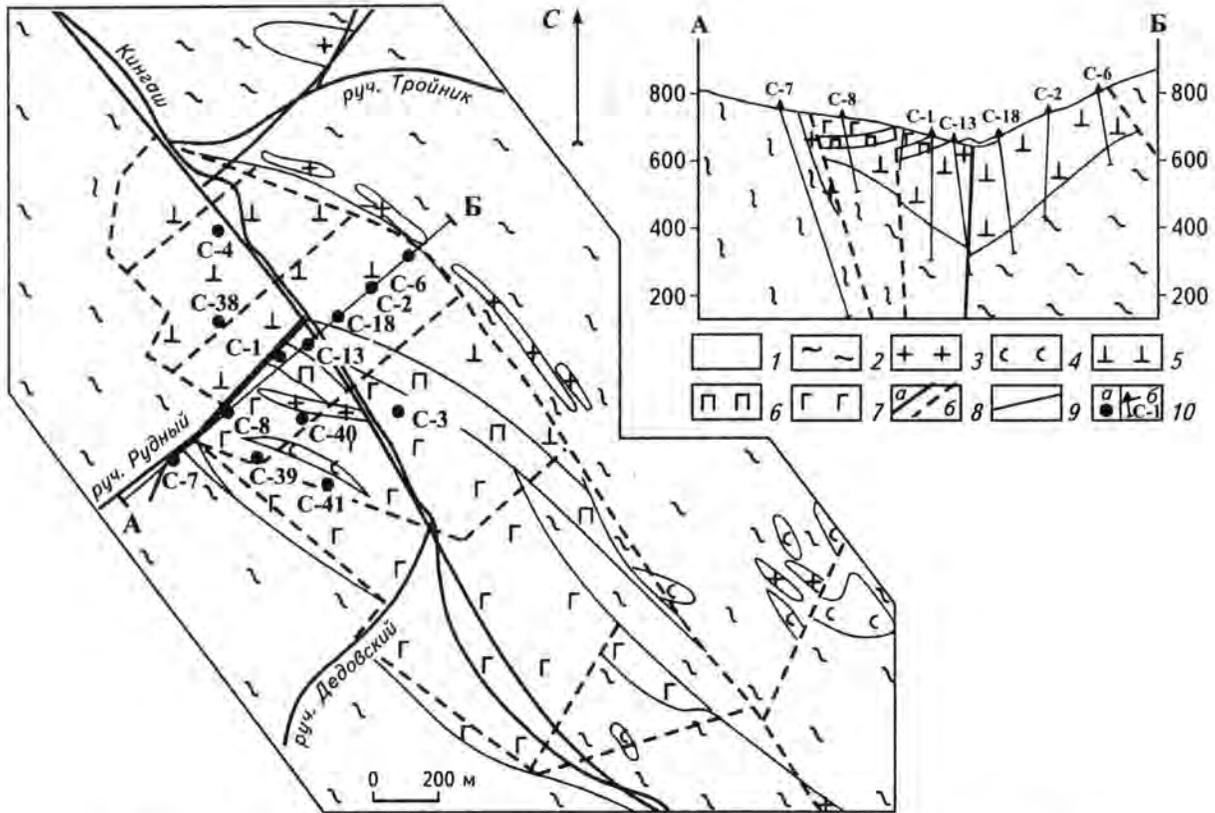


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Кингашского мафит-ультрамафитового массива  
(составлена Н.А.Третьяковым, В.А.Прохоровой)

1 – четвертичные отложения; 2 – вмещающие породы: гнейсы, амфиболиты, мраморы; 3 – гранитоиды; 4 – серпентиниты; 5 – ультрамафиты; 6 – клинопироксениты; 7 – габброиды; 8 – тектонические нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 9 – геологические границы; 10 – скважины и их номер: а – на плане, б – на разрезе

и гранитоидов, ориентированных согласно его контактам. В разрезе массив представляет собой факолит, подошва которого имеет воронкообразную форму и является дискордантной к залеганию вмещающих пород (см. рис. 2). Вмещающей для массива является толща биотитовых парагнейсов и кварцево-слодистых сланцев с прослоями мраморов и стратифицированными горизонтами амфиболитов, серпентинитов, тальк-серпентин-амфиболовых и тальк-клинопироксен-амфиболовых пород (Ножкин и др., 1996, 1999). Вмещающие массив породы обнаруживают тектонический контакт с толщей мигматизированных гнейсов, который был установлен на глубине скважиной 7 в юго-западном экзоконтакте Кингашского массива.

Массив сложен ультрамафитами и габброидами, со значительным преобладанием первых. Ультрамафиты обнажаются в его северной час-

ти, а в южной они перекрываются габброидами (см. рис. 2). Такое двучленное строение массива, по нашему мнению, не отражает его контрастную расслоенность, а сформировалось в результате двухфазного внедрения магматических расплавов – вначале ультраосновного, а затем основного, оторванных во времени. При этом наблюдаемые на контакте ультрамафитов и габброидов клинопироксениты, вероятно, являются реакционными образованиями. Такое объяснение совмещения ультрамафитов и габброидов согласуется с ранее описанными наблюдениями (Ножкин, 1999).

Особенности внутреннего строения Кингашского массива хорошо видны на фрагментах петрографических разрезов скважин 3, 8, 38 и 40 (рис. 3). При этом следует отметить, что границы между петрографическими разновидностями пород на разрезах проведены в некоторой

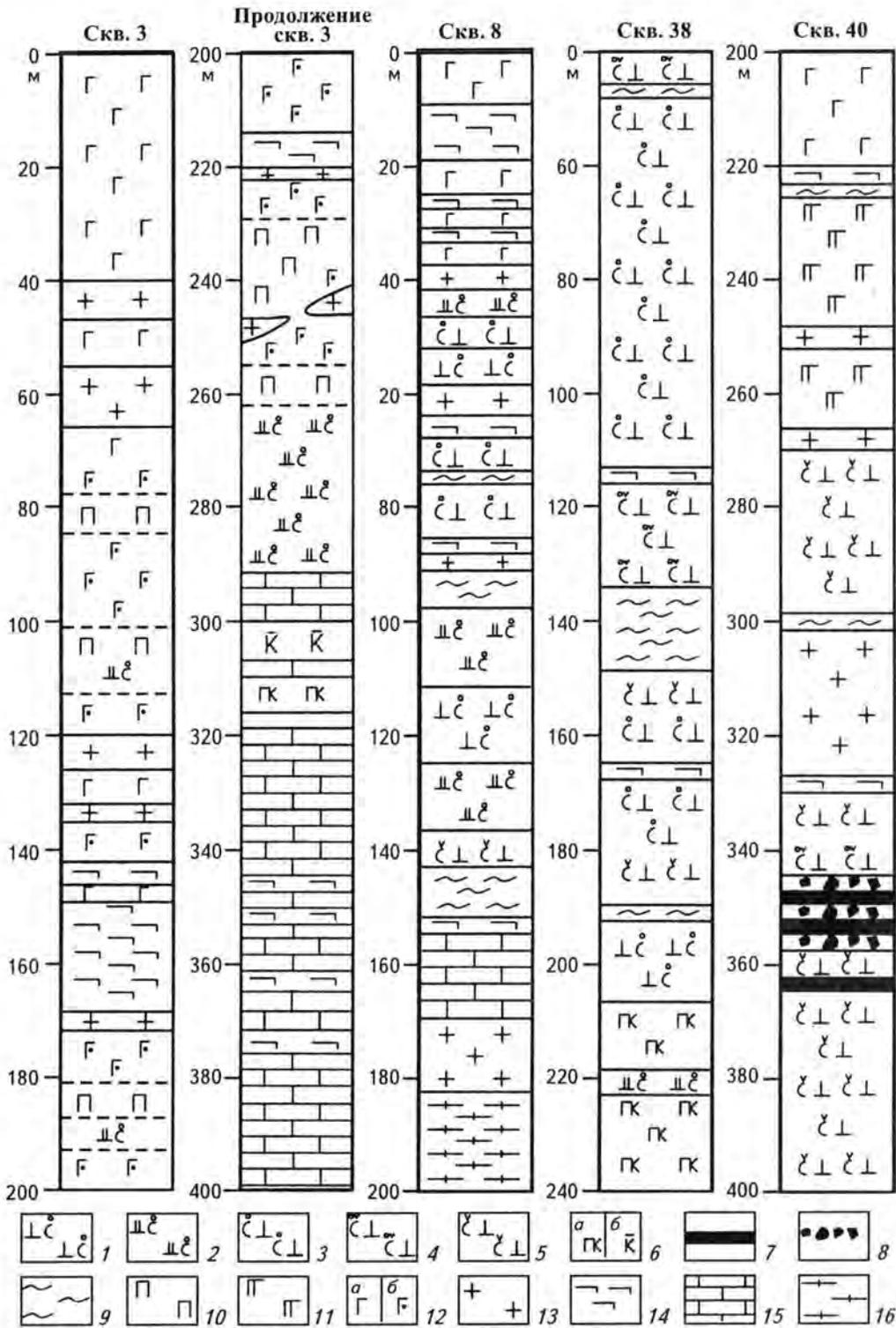


Рис. 3. Фрагменты петрографических разрезов по скважинам 3, 8, 38, 40  
(составлены А.И.Чернышовым, Н.И.Кузоватовым с дополнениями А.Д.Ножкина)

1 – дуниты серпентинизированные (лизардитовые); 2 – верлиты серпентинизированные (лизардитовые); 3 – серпентиниты аподунитовые, лизардитового состава; 4 – серпентиниты аподунитовые, лизардит-антигоритового состава; 5 – серпентиниты аподунитовые, антигоритового состава; 6 – амфиболовые пикриты (а), пикробазальты (б); 7, 8 – сульфидные руды: 7 – сливные, 8 – вкрапленные; 9 – метасоматические образования по ультрамафитам; 10 – клинопироксениты; 11 – габбропироксениты; 12 – метагаббро (а), такситовое пятнистое метагаббро (б); 13 – гранитоиды; 14 – амфиболиты; 15 – мраморы; 16 – гнейсы

степени условно и, видимо, не всегда соответствуют их размерам. Это главным образом касается тел гранитоидов и амфиболитов, которые в естественных обнажениях обычно имеют малую мощность, не превышающую 1,0-1,5 м.

Анализ петрографических разрезов по 22 скважинам, пробуренным на Кингашском массиве, не позволил выявить какой-либо закономерности в распределении отдельных разновидностей пород в ультрамафитовом теле (см. рис. 3). Отмечается хаотичное распределение дунитов, верлитов, пикритов и их серпентинизированных разновидностей. Серпентинизация имеет явно наложенный характер и наиболее интенсивно проявлена, очевидно, в тектонически ослабленных зонах. Такое внутреннее строение ультрамафитового тела, вероятно, обусловлено последовательным неоднократным порционным внедрением расплавов, неоднородных по составу, которые, в свою очередь, формировались в процессе магматической дифференциации в глубинных промежуточных магматических очагах.

В ультрамафитах Кингашского массива постоянно отмечается сульфидная вкрапленность, которая обособляется в интерстициях зерен оливина. Наиболее обогащенными сульфидами являются дуниты с повышенным содержанием интеркумуляусной фазы, в которой преобладают рудные минералы при подчиненной роли силикатов. Сливные и густо вкрапленные руды с брекчиевидной текстурой встречаются только среди серпентинитов существенно антигоритового состава (см. рис. 3, скв. 40), которые образовались в результате аллометасоматической серпентинизации в тектонически-активных и ослабленных зонах, что способствовало перераспределению и накоплению рудных компонентов в наиболее благоприятных участках.

В ультрамафитах устанавливаются многочисленные дайки и жилы амфиболизованных метабазитов и гранитоидов, а также зоны разнообразных по составу метасоматических образований (см. рис. 3). Гранитоиды являются наиболее поздними образованиями и внедрялись в ультрамафиты, габброиды и дайки метабазитов (амфиболитов) явно с деформационным перерывом. Их внедрение сопровождалось метасоматическими преобразованиями вмещающих пород. Было отмечено, что разрезы ультрамафитов, содержащие густовкрапленную, про-

жилково-вкрапленную минерализацию и имеющие брекчиевидную текстуру, обычно содержат повышенное количество даек и жильных тел (Ножкин, 1999).

Среди ультрамафитов выявляются удлиненные ксенолиты мраморов. Они имеют северо-западное простирание, согласно простиранию массива. В мраморах наблюдается полосчатость, подчеркивающая условия их залегания.

### **Петрография и особенности минералогического состава ультрамафитов Кингашского массива**

Главными рудовмещающими породами в массиве являются ультрамафиты, которые являются предметом специального обсуждения данного раздела. По минералогическому составу среди них выделяются кумулятивные дуниты, кумулятивные верлиты, серпентиниты, а также амфиболовые пикриты (Чернышов и др., 2001), детальная петрографическая характеристика которых приводится ниже.

**Дуниты.** Дуниты являются распространенными породами в массиве. Они по особенностям микроструктуры относятся к кумулятивным образованиям, характерным для гипабиссальных и субвулканических интрузивных тел (Балыкин, Петрова, 2000). По минералогическому составу среди них выделяются дуниты, пироксеновые дуниты и их серпентинизированные разновидности. При этом степень и характер серпентинизации исходных пород может значительно изменяться.

Для *дунитов* характерна хорошо выраженная кумулятивная структура с фрагментами панидиоморфной, пойкилитовой и сидеронитовой. В интенсивно серпентинизированных разновидностях первичная структура часто оказывается частично либо полностью уничтоженной. Для свежих и слабоизмененных дунитов устанавливаются следующие особенности минералогического состава. Кумулятивные кристаллы оливина являются преобладающими в породе, их содержание изменяется от 60 до 95%, преимущественно составляет 75-90%. Лизардит в зернах оливина наблюдается в виде тонких петельчатых жилок, составляя по объему не более 10%. Интеркумуляусная фаза в дунитах чаще всего представлена тремолитом, его содержание

варьирует – от 10 до 20%. В малых количествах встречаются клинопироксен, флогопит, брусит, антигорит и хлорит (до 3%). В пироксеновых дунитах количество клинопироксена достигает 10%. Количественная роль рудных минералов в кумулятивных дунитах изменяется в широких пределах – от 1 до 25%, при этом содержание шпинелидов в них не превышает 2%. В дунитах с повышенным количеством рудных минералов проявляется сидеронитовая структура.

В *серпентинизированных дунитах* содержание оливина определяется их степенью серпентинизации и изменяется от 5 до 85%, преимущественно составляет 40-65%. Соответственно варьирует содержание серпентина, который обычно представлен лизардитом. Антигорит не характерен для серпентинизированных дунитов. Однако в перекристаллизованных разновидностях количество антигорита становится значительным, иногда достигая 70%, при этом содержание лизардита соответственно уменьшается до 1-5%. В антигоритовых дунитах в интерстициях возрастает количественная роль хлорита и антигорита – до 15-20%, а содержание тремолита уменьшается. По составу оливины в дунитах и пироксеновых дунитах не отличаются и соответствуют магнезиальному хризолиту; их железистость составляет 13-16% (табл. 1).

Зерна оливина часто рассекаются хаотичными трещинками, по которым развиваются тонкие петельчатые жилки лизардита с поперечно-волокнистым строением, в центральных частях которых отмечаются тонкие просечки магнетита. По составу лизардит отвечает мало-железистым разновидностям (2-6%) (табл. 2).

В серпентинизированных дунитах, претерпевших наложенную перекристаллизацию, основная масса пород сложена лизардит-антигоритовым агрегатом. Серпентиновые агрегаты обычно насыщены тонкой вкрапленностью магнетита.

В *пироксеновых дунитах* в интерстициях отмечаются ксеноморфные зерна клинопироксена (размером до 1-1,5 мм), границы которых определяются контурами кумулятивных зерен оливина.

Совместно с тремолитом и клинопироксеном в интерстициях зерен оливина иногда встречаются флогопит, брусит и хлорит.

В интенсивно серпентинизированных дунитах интерстиции преимущественно сложены тонкозернистыми хлорит-тремолитовыми, хлорит-антигоритовыми агрегатами, насыщенными рудными минералами. В них отмечаются мелкие чешуйки флогопита и брусита. Рудные минералы образуют тонкие прожилки в породе либо мелкую вкрапленность, обычно они встречаются в виде агрегатов, имеющих неправильную форму и приуроченных к интерстициям.

Шпинелиды распределены равномерно в породах в виде мелких изометричных и округлых зерен, окрашенных в темно-бурый либо зеленовато-буроватый цвет. Устанавливаются две генерации шпинелидов, которые обособляются как в интерстициях, так и внутри зерен оливина, которые значительно отличаются по своему составу. При этом шпинели из внутренних частей зерен оливина представлены хроммагнетитами, характеризующимися высокой степенью хромистости и железистости. Другая разновидность преимущественно обособляющаяся в интерстициях, имеет состав хромпикотитов и отличается повышенной глиноземистостью и повышенной магнезиальностью.

**Верлиты.** Верлиты по своему геологическому положению в разрезе массива можно разделить на две разновидности: верлиты-I, залегающие среди дунитов и обычно тесно ассоциирующие с пироксеновыми дунитами, и верлиты-II, приуроченные к контакту ультрамафитов с габброидами, где они встречаются совместно с клинопироксенитами. Выделенные разновидности верлитов отличаются также особенностями микроструктуры и петрографического состава.

*Верлиты-I*, залегающие среди дунитов и пироксеновых дунитов, по особенностям минералогического состава разделяются на собственно верлиты и амфиболовые верлиты. Этот тип верлитов отличается отчетливо выраженной кумулятивной структурой, иногда с повышенной ролью интеркумулусной фазы (до 50%).

*Собственно верлиты* характеризуются следующим минералогическим составом: оливин 10-85%; лизардит 10-80%; клинопироксен 10-15%; тремолит до 30%; антигорит-хлоритовые агрегаты до 15%; шпинелиды < 1%; рудные минералы до 15%. Отмечаются флогопит и плагиоклаз.

Таблица 1

## Химический состав оливина в ультрамафитах Кингашского месторождения

Окси- ды	Дуниты								Пироксеновые дуниты			Верлиты-I		Верлиты-II		Амфиболовые пикриты			
	С-31-25,0		С-34-90,0		С-34-93,6		С-37-65,0		С-38-197,5			С-38-218,8		С-17-129,0		С-37-103,5			
SiO <sub>2</sub>	39,79	39,53	40,50	40,29	40,39	40,06	39,52	40,58	39,79	39,66	39,73	41,61	39,70	38,75	37,51	37,59	39,52	38,26	39,38
TiO <sub>2</sub>	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,008	0,007	0,001	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,008	0,011
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,003	0,020	0,002	0,019	0,000	0,002	0,003	0,000	0,025	0,006	0,030	0,012	0,019	0,000	0,023	0,027	0,000	0,000	0,001
FeO	15,49	15,38	12,32	12,20	12,34	12,12	13,79	13,72	14,42	14,10	14,31	14,40	15,93	20,35	21,24	19,83	19,00	19,06	18,90
MnO	0,24	0,22	0,19	0,18	0,16	0,18	0,23	0,20	0,194	0,196	0,201	0,227	0,208	0,417	0,432	0,32	0,30	0,29	0,29
MgO	44,77	44,28	46,50	46,95	46,14	46,30	44,13	45,90	44,31	44,43	44,71	41,27	43,42	39,52	38,78	41,07	41,66	41,60	41,31
NiO	0,29	0,32	0,22	0,20	0,19	0,22	0,26	0,24	0,320	0,322	0,330	0,306	0,280	0,015	0,033	0,270	0,287	0,361	0,334
Сумма	100,59	99,75	99,72	99,84	99,22	98,88	97,93	100,65	99,07	98,72	99,32	97,83	99,56	99,05	98,02	99,12	100,76	99,58	100,23
Количество ионов в пересчете на 4 (O)																			
Si	0,997	0,999	1,007	1,001	1,009	1,005	1,009	1,006	1,007	1,006	1,003	1,059	1,006	1,008	0,993	0,980	1,004	0,988	1,006
Fe	0,325	0,325	0,256	0,253	0,258	0,254	0,295	0,285	0,305	0,299	0,302	0,306	0,338	0,443	0,470	0,432	0,404	0,412	0,404
Mn	0,005	0,005	0,004	0,004	0,003	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,009	0,010	0,007	0,006	0,006	0,006
Mg	1,672	1,668	1,723	1,738	1,718	1,730	1,679	1,696	1,671	1,680	1,682	1,565	1,640	1,532	1,531	1,596	1,578	1,601	1,573
Ni	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,000	0,000	0,003	0,003	0,004	0,003
Сумма	3,003	3,001	2,993	2,999	2,991	2,995	2,991	2,994	2,993	2,994	2,997	2,941	2,993	2,992	3,007	3,019	2,996	3,012	2,993
Fa (%)	16	16	13	13	13	13	15	14	15	15	15	16	17	22	24	21	20	20	20

Примечание. Состав оксидов дан в % мас. Анализы выполнены в ОИГГиМ СО РАН на микроанализаторе Camebax-Micro оператором О.С.Хмельниковой.  
 $Fa = Fe/(Fe+Mg) \cdot 100\%$  – содержание фаялитовой компоненты в оливине. В пироксеновых дунитах и амфиболовых пикритах отмечалось количество ионов Cr до 0,001.

Таблица 2

## Химический состав (в % мас.) серпентинов, тремолитов и хлоритов в ультрамафитах

Номер образца	Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	NiO	Сумма	F'
Серпентины														
C-37-65,0	Дунит	42,71	0,01	0,04	1,01	1,37	0,08	42,47	0,05	0,01	0,00	0,04	87,79	2,0
C-37-65,0	"-	41,81	0,01	0,01	0,53	1,40	0,09	42,49	0,06	0,01	0,00	0,13	86,53	2,0
C-31-25,0	"-	42,75	0,04	0,06	Не обн.	2,40	0,10	41,70	0,20	Не обн.	Не обн.	0,01	87,27	5,0
Тремолиты														
C-38-197,5	Рудунит	57,48	0,01	0,17	0,52	2,82	0,10	22,81	12,60	0,20	0,04	0,07	96,82	6,0
C-38-197,5	"-	57,43	0,01	0,15	0,42	2,61	0,07	22,68	12,83	0,16	0,04	0,05	96,45	6,0
C-38-218,8	Верлит-I	41,60	0,25	0,02	18,29	5,19	0,07	17,21	11,43	2,98	0,44	Не обн.	97,47	14,0
C-37-103,5	"-	42,44	0,86	0,52	19,00	6,03	0,12	18,03	11,86	Не обн.	Не обн.	0,10	99,96	15,8
C-17-129,0	Верлит-II	56,30	0,02	0,00	1,22	3,29	0,17	23,02	12,65	0,45	0,00	Не обн.	97,13	7,0
C-17-129,0	"-	57,22	0,20	0,00	0,71	3,33	0,09	22,65	13,04	0,27	0,00	Не обн.	97,50	8,0
Хлориты														
C-37-65,0	Дунит	33,82	0,01	0,85	14,03	4,69	0,04	33,52	0,00	0,01	0,02	0,09	87,08	7,0
C-38-197,5	Рудунит	33,27	0,37	0,43	14,82	4,76	0,04	32,94	0,57	0,00	0,78	Не обн.	87,97	8,0
C-17-129,0	Верлит-II	34,13	0,03	0,03	16,05	5,77	0,05	29,78	1,26	0,36	0,38	0,01	87,85	10,0

Примечание. Анализы выполнены в ОИГГИМ СО РАН на микроанализаторе Camebax-Micro оператором О.С.Хмельниковой. F' = Fe/(Fe+Mg) – железистость минералов.

Рудные минералы в отдельных участках интеркумулуса преобладают, слагая прожилки или полностью заполняя достаточно объемные интерстиции (отдельные пластинчатые зерна или мелкозернистые агрегаты). В виде тонких прожилков они рассекают зерна клинопироксена, слагают узкие линзовидные обособления в массе породы. Магнетиты по морфологическим особенностям не являются однородными и, очевидно, отражают разные генерации. С рудными минералами в интерстициях тесно ассоциирует флогопит, размеры чешуек которого составляют до 1,0 мм.

Шпинелиды представлены округлыми зернами размером менее 0,5 мм. Они имеют черный цвет вследствие замещения их магнетитом. Однако отмечаются зерна, просвечивающие в центральных частях темно-вишневым цветом. Они обычно приурочены к интерстициям и по своему составу отвечают алюмошпинелям, иногда отмечаются зерна и внутри оливина, которые, вероятно, соответствуют хромшпинелям.

*Амфиболовые верлиты* были отмечены в единичных случаях в основании ультрамафитов. Они являются подстилающими породами для кумулятивных дунитов, отличающихся высоким содержанием интеркумулусной фазы (до 45%). Амфиболовые верлиты также имеют кумулятивную структуру, участками пойкилитовую. Для них устанавливается следующий минералогический состав: оливин ~40%; клинопироксен ~30%; роговая обманка ~15%; брусит ~5%; рудные минералы ~10%.

*Верлиты-II* приурочены к контакту ультрамафитов с габброидами, имеют отчетливо выраженную кумулятивную структуру, однако в этих породах кумулюсная фаза представлена как зернами оливина, так и клинопироксена и составляет ~70%. Интерстиции сложены тремолитом, антигоритом и магнетитом, на долю которых приходится до 30%. Количественно-минералогический состав верлитов-II: оливин ~20%; клинопироксен ~50%; тремолит ~15%; антигорит ~13%; рудные минералы ~2%. Отмечается флогопит.

*Серпентиниты.* Серпентиниты являются преобладающими породами среди ультрамафитов Кингашского массива. Они по своему минералогическому составу подразделяются на ли-

зардитовые, антигорит-лизардитовые, лизардит-антигоритовые и антигоритовые.

*Серпентиниты лизардитовые* являются преобладающими породами среди ультрамафитов Кингашского месторождения. Эти породы образовались, очевидно, в результате "мягкого" автометасоматического процесса метаморфизма, вследствие чего в них отчетливо сохранилась исходная кумулятивная микроструктура. Кумулятивные зерна оливина обычно полностью замещены лизардитом с сохранением первичных контуров, их содержание значительно варьирует от 55 до 90%, соответственно количество интерстиций изменяется от 45 до 10%. Отмечается сланцеватая текстура.

Количественно-минералогический состав серпентинитов лизардитового состава отличается следующими особенностями. Основным преобладающим минералом является лизардит (50-90%), среди которого иногда отмечаются реликтовые зерна оливина, содержание которых не превышает 5%. Шпинелиды пользуются ограниченным распространением (менее 1%). Количественная роль магнетита и сульфидов существенно варьирует от 3 до 35%. Тремолит часто отсутствует, однако в некоторых случаях его содержание становится значительным и достигает 30%. В небольших количествах могут присутствовать флогопит (0-10%), брусит (0-4%), хлорит (0-10%) и антигорит (0-10%), которые обычно приурочены к интерстициям.

*Серпентиниты смешанного состава* представлены антигорит-лизардитовыми и лизардит-антигоритовыми разновидностями, с преобладанием первых. Серпентиниты смешанного состава сформировались в результате последовательно наложенных процессов серпентинизации: лизардитизации и антигоритизации, которые, очевидно, осуществлялись в разные временные отрезки, возможно, значительно отстоящие друг от друга. На первом этапе, в процессе автометаморфических процессов, протекала серпентинизация с образованием псевдоморфоз лизардита по кумулюсным зернам оливина. Развитие антигорита по лизардитовым серпентинитам, вероятнее всего, осуществлялось аллометасоматическими процессами, которые были связаны с внедрением более поздних мелких интрузий гранитоидного состава. В антигорит-лизардитовых серпентинитах сохраняются при-

знаки кумулятивной структуры, а в лизардит-антигоритовых они часто оказываются уничтоженными. Содержание кумулятивных зерен в этих породах составляет 60-90%, соответственно интеркумулусной фазе – 40-10%.

Минералогический состав аподунитовых серпентинитов смешанного состава характеризуется следующими особенностями. Иногда встречаются единичные, уцелевшие от серпентинизации, мелкие зерна оливина (менее 1%). Содержания лизардита и антигорита в этих породах находятся в обратной зависимости и определяются степенью и характером наложенной серпентинизации. Для лизардита и антигорита отмечаются вариации от 5 до 85%. Иногда встречается хризотил (до 1%). Роль шпинелидов остается незначительной – менее 1%, при этом для этих пород всегда характерно присутствие магнетита и сульфидов, иногда в значительных количествах (до 25%). Количественная роль минералов, слагающих интерстиции, значительно варьируют: тремолит 0-25%; хлорит 3-8%, иногда до 15%; флогопит 0-2%, редко до 8%; брусит 0-2%. Иногда отмечается карбонат.

Оливин наблюдается редко, в виде уцелевших от серпентинизации реликтовых зерен, обособленных в центральных частях псевдоморфоз лизардита. Их размер не превышает 0,5 мм. Для него характерно однородное погасание и спайность по (010).

*Серпентиниты антигоритовые* пользуются меньшим распространением среди других типов серпентинитов. Они приурочены к тектонически ослабленным зонам и, очевидно, образовались в результате аллометасоматической перекристаллизации, способствующей полному замещению оливина и лизардита антигоритом. По морфологическим особенностям, взаимному расположению и размерам индивидов антигорита выделяются поперечно-пластинчатая, параллельно-пластинчатая, решетчатая, лучистая, тонко-, мелкозернистая и крупночешуйчатая структуры. Текстура антигоритовых серпентинитов часто оказывается сланцеватой, отмечается полосчатая, обусловленная проявлением полос, отличающихся по структурным или минералогическим особенностям.

Антигоритовые серпентиниты характеризуются следующими особенностями минералогического состава. Оливин в "свежем" виде со-

храняется редко. Антигорит является главным пороодообразующим минералом, его содержание составляет 50-85%, редко опускается ниже до 45%. Количество магнетита и сульфидов изменяется от 5 до 25%. Антигоритовые серпентиниты часто оказываются карбонатизированными, в которых количество карбоната может достигать 15-25%. В амфиболитизированных разностях отмечается значительная роль тремолита – до 40%. Количество хлорита составляет до 10%. Иногда в небольших количествах (менее 5%) отмечаются флогопит и брусит. В результате прогрессивной перекристаллизации в антигоритовых серпентинитах появляется регенерированный оливин (до 5%).

Рудные минералы представлены несколькими модификациями. Шпинелиды встречаются редко, их зерна имеют субизометричную, неправильную форму (размером менее 0,5 мм) и обычно окрашены в черный цвет, иногда в центральных частях они просвечивают темно-бурым цветом. По краям зерна интенсивно редуцированы. Черные округлые зерна шпинелидов, замещенные магнетитом, по краям часто резорбированы и окружены келифитовой оторочкой хлорита. Магнетит и сульфиды наблюдаются преимущественно в виде тонкодисперсной вкрапленности, агрегатов и жилок, выполняющих интерстиции. При этом жилки приурочены к границам псевдоморфоз серпентина по оливину, а ксеноморфные обособления приурочены к их тройным точкам сочленения либо выполняют более крупные интерстиции.

Антигоритовые серпентиниты часто оказываются карбонатизированными. Карбонаты представлены гранобластовыми агрегатами зерен кальцита размером до 0,4 мм. Они образуют либо обогащенные участки, где нередко преобладают над антигоритом, либо представляют вкрапленность мелких зерен в интерстициях совместно с хлоритом, тремолитом и рудными минералами. Встречаются жилки карбонатов мощностью 0,4-2,5 мм, которые часто обрамляют псевдоморфозы антигорита по кумулульным зернам оливина.

*Амфиболовые пикриты.* Амфиболовые пикриты пользуются ограниченным распространением и имеют оливин-тремолитовый состав. Они представляют ультрамафиты, обедненные кумулятивными зернами оливина, в ко-

торых значительная роль принадлежит минералам интеркумулусной фазы (более 50%), и имеющие постепенные переходы с дунитами. В результате наложенной серпентинизации они часто преобразуются в серпентин-тремолитовые породы. Амфиболовые пикриты обнаруживают бластопорфировую структуру, обусловленную наличием разрозненных кумулусных зерен оливина, погруженных в мелкозернистый нематобластовый агрегат тремолита либо в лепидонематобластовый антигорит-тремолитовый, что придает породе структурный своеобразный рисунок. Содержание кумулусной фазы составляет от 10 до 45%, соответственно интеркумулуса – 90-55%. Количественно-минералогический состав пород характеризуется следующими особенностями. Оливин пользуется ограниченным распространением (10-45%), часто по нему развивается лизардит (0-30%). Тремолит является основным минералом интеркумулусной фазы, и его содержания значительно варьируют – от 25 до 90%. Количественная роль рудных минералов изменяется от 5 до 25%. Хромшпинелид обычно составляет менее 1%. В небольшом количестве (до 2%) могут присутствовать антигорит, флогопит, хлорит, брусит и карбонат.

#### **Петроструктурный анализ оливина и клинопироксена в ультрамафитах**

Петроструктурные исследования ультрамафитов в последние три десятилетия получили довольно широкое распространение в связи с возможностью получения новой информации об условиях их формирования, а также о механизмах и хронологической последовательности развития наложенных пластических деформаций [5, 7, 18 и др.]. Метод петроструктурного анализа позволяет идентифицировать механизмы и установить эволюционную последовательность пластического деформирования минералов. Такого рода исследования в ультрамафитах Кингашского месторождения не проводились и представляют несомненный интерес.

Петроструктурные исследования оливина и клинопироксена проведены в дунитах и верлитах как в образцах из естественных обнажений (обр. Кн-4/1), так и из скважин с различной глубины (скв. 1, 14, 17, 37). Ориентированный образец дунита Кн-4/1 отобран из естественного обнажения. Установленный в нем петрострук-

турный узор пространственно ориентирован по отношению к странам света, привязан к горизонтальной плоскости и хорошо увязывается с залеганием массива. В образцах из скважин петроструктурные узоры оливина и клинопироксена изучались в горизонтальной плоскости перпендикулярно оси керна, однако они не имеют географической привязки и ориентированы условно также с учетом пространственной оптической ориентировки оливина в дуните (обр. Кн-4/1).

**Дуниты.** Петроструктурные исследования оливина проведены в дунитах из обнажения (обр. Кн-4/1), а также из скважин: 1 (глубина 238,0 м), 14 (125,0 м), 34 (90,0 м), 37 (27,1 м).

Оливин в изученных образцах дунитов обнаруживает довольно отчетливые предпочтительные ориентировки как по форме, так и внутреннему строению (рис. 4 – обр. Кн-4/1; С-1-238,0; С-14-125,0; С-34-90,0; С-37-27,1; Ол). Они имеют сходные петроструктурные узоры, однако разделяются по своим особенностям на пять типов.

*Первый тип* петроструктуры оливина имеет наиболее строгую предпочтительную ориентировку как по форме, так и внутреннему строению. Микроструктурным анализом установлен строгий ортогональный узор ориентировок кристаллооптических осей оливина (см. рис. 4, обр. С-34-90,0). Наиболее предпочтительный узор образуют оси Nm в вертикальной плоскости минеральной уплощенности (S). Большая часть осей Nm концентрируется в субизометричный максимум большой плотности (10%), пространственно совмещенный с линейностью (L) и вертикальной осью керна. Другие оси образуют горизонтальный максимум (4%) нормально оси керна. Оси Ng концентрируются в два максимума в горизонтальной плоскости. Наиболее сильный максимум осей Ng (10%) располагается в плоскости минеральной уплощенности (S). Другой максимум, с меньшей плотностью (4%), ориентируется нормально к минеральной уплощенности и пространственно совмещен с горизонтальным максимумом осей Nm. Более сложный узор образуют оси Np, которые также обнаруживают симметричное расположение относительно плоскости минеральной уплощенности. Они формируют три отчетливых локальных максимума. Наиболее силь-

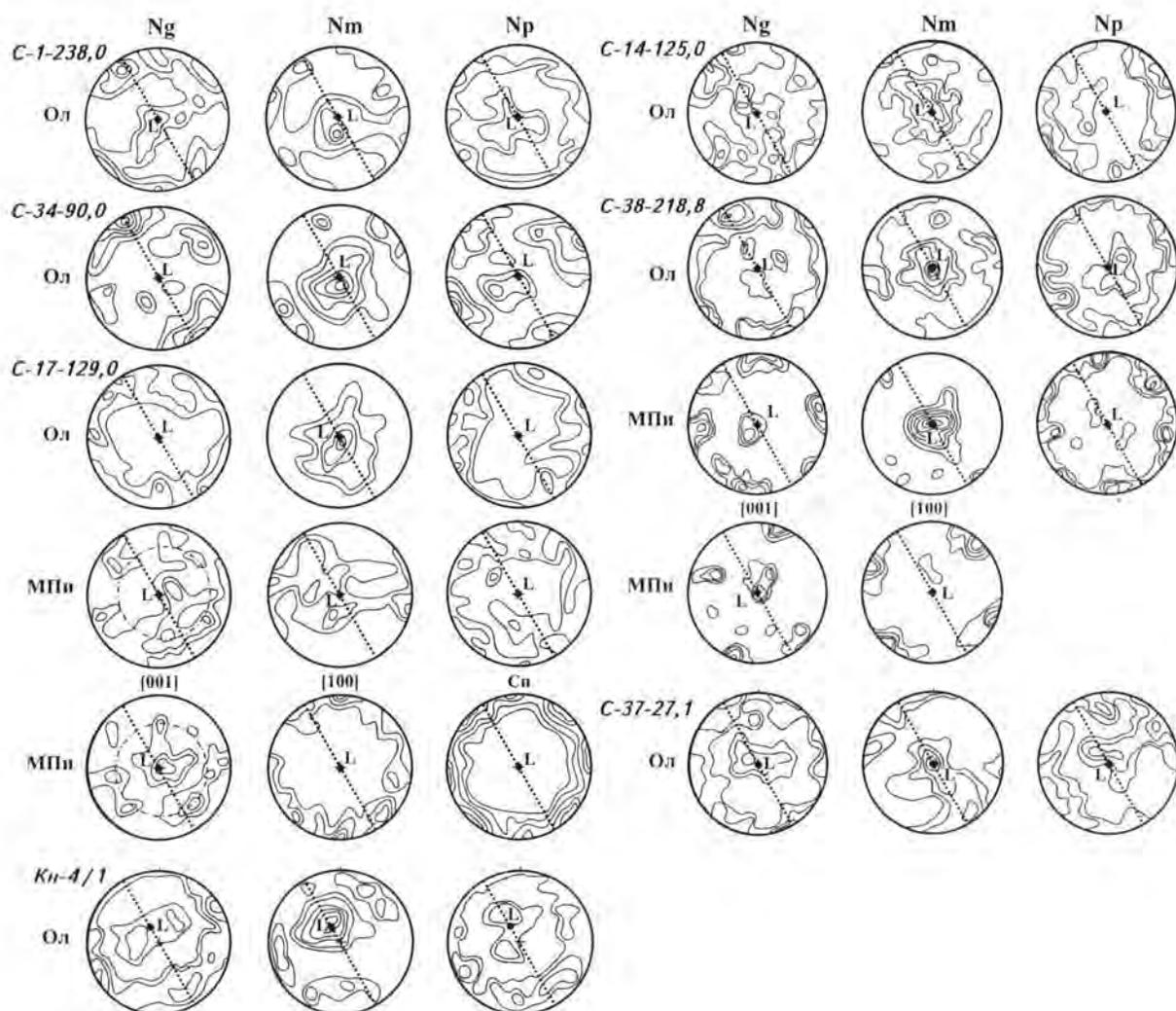


Рис. 4. Диаграммы ориентировки кристаллооптических и кристаллографических осей оливина и клинопироксена в ультрамафитах Кингашского массива

Диаграммы построены по 100 замерам кристаллографических и кристаллооптических направлений. Изолинии: 1-2-4-6-8-10% на 1% сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Точечная линия – плоскость минеральной уплощенности, в которой L – минеральная линейность. Штрих-пунктирная линия – траектории преимущественного рассеивания осей по дуге малого круга

ный горизонтальный максимум осей Np (8%) располагается нормально к плоскости минеральной уплощенности (S) и пространственно совмещен с локальными максимумами Nm и Ng. Два других максимума осей Np имеют небольшую плотность (по 4%). При этом оба максимума находятся в плоскости минеральной уплощенности и пространственно совмещаются с наиболее сильными максимумами осей Nm и Ng, вертикальным и горизонтальным соответственно.

Второй тип представлен оптической ориентировкой оливина в ориентированном образце Кн-4/1 (см. рис. 4). Все три кристаллооптические оси Ng, Nm и Np образуют однотипные петроструктурные узоры, которые обнаруживают тесную связь с залеганием массива. Они отличаются плотностью локальных максимумов и их соотношением с минеральной линейностью (L) и с минеральной уплощенностью (S), ориентированной вдоль простирания массива. Часть осей Ng, Nm и Np концентрируются в субизо-

метричные максимумы в плоскости минеральной уплощенности, которые пространственно совмещены между собой и с минеральной линейностью, круто погружающейся в юго-восточном направлении. При этом наибольшую плотность имеет максимум осей Nm (10%), а максимумы других осей Nm и Np характеризуются слабой плотностью (2%). Перпендикулярно минеральной линейности наблюдается концентрация других осей Ng, Nm и Np в субгоризонтальные совмещенные пояса, в которых отчетливо наблюдаются локальные максимумы. Субнормально к минеральной уплощенности располагаются совмещенные локальные максимумы Ng, Np и Nm с соответствующей плотностью 6, 4 и 2%. Другие локальные субгоризонтальные максимумы (2-4%) этих же осей располагаются в плоскости минеральной уплощенности.

*Третий тип* установлен в дунитах из скв. 14 (см. рис. 4, обр. С-14-125,0). Для оптической ориентировки оливина этого типа характерно существенное возрастание плотности локального максимума осей Np (до 8%), расположенного перпендикулярно к плоскости минеральной уплощенности, и в то же время локальные максимумы осей Np в этой плоскости практически исчезают. Такая перегруппировка осей Np сопровождается тенденцией осей Ng и Nm к концентрированию в вертикальные пояса в плоскости минеральной уплощенности и разубоживанию горизонтальных поясов этих осей. Сохраняется отчетливая связь наиболее сильного локального максимума осей Nm с вертикальной линейностью.

*Четвертый тип* выявляется в дунитах из скв. 1 (см. рис. 4, обр. С-1-238,0). Для него характерно наличие поясов концентрации осей Ng, Nm и Np в горизонтальной и вертикальной плоскостях с сохранением локальных совмещенных максимумов этих осей, контролируемых S и L. Пояса концентрации осей располагаются нормально к плоскости минеральной уплощенности. Горизонтальные пояса, как и для других типов, являются нормальными к вертикальной минеральной линейности и совмещенному с ней наиболее сильному максимуму осей Nm (8%). При этом вертикальные пояса осей Ng, Nm и Np являются не типичными и ориентированы перпендикулярно локальному горизонтальному максимуму осей Ng (6%), рас-

положенному в плоскости минеральной уплощенности.

*Пятый тип* является комбинацией предыдущих типов и проявляется в дунитах скв. 37 (см. рис. 4, обр. С-37-27,1). Типичным для этого типа ориентировок являются локальные максимумы осей Ng, Nm и Np, совмещенные с вертикальной линейностью. Однако они отличаются от других типов ориентировок наличием трех взаимно перпендикулярных поясов концентрации кристаллооптических осей. Оси Ng образуют горизонтальный пояс, нормальный к минеральной линейности. Локальный вертикальный максимум осей Nm (6%), совмещенный с линейностью, имеет тенденцию к растягиванию в пояс в плоскости минеральной линейности и перпендикулярно локальному горизонтальному максимуму осей Np (6%). Оси Np концентрируются в вертикальный пояс, секущий минеральную уплощенность и ориентированный ортогонально к локальному горизонтальному максимуму осей Ng.

*Верлиты.* Петроструктурное изучение оливина и клинопироксена выполнено в верлитах-I в образце С-38-218,8, отобранном из основания ультрамафитового тела в скв. 38 (глубина 218,8 м). В верлитах-II для петроструктурного исследования отобран образец из скв. 17 с глубины 129,0 м.

*Верлиты-I.* Оливин в верлитах характеризуется наличием предпочтительной ориентировки (см. рис. 4, обр. С-38-218,8; Ол) сходной со вторым типом петроструктурных узоров, установленных в дунитах. Оси Ng, Nm и Np имеют близкие петроструктуры, которые характеризуются наличием совмещенных локальных вертикальных максимумов в плоскости минеральной уплощенности (S) и пространственно совпадают с минеральной линейностью (L). Однако они обнаруживают и существенные различия по петроструктурным особенностям узоров, в том числе по плотности локальных максимумов. С линейностью совмещены локальные максимумы осей, которые значительно отличаются своей плотностью: Nm (10%), Np (4%) и Ng (2%). Другая часть осей Ng, Nm и Np концентрируются в горизонтальные пояса, расположенные перпендикулярно к линейности. В этих поясах устанавливаются локальные макси-

мумы разноименных осей, пространственно располагающиеся вблизи друг друга. Наиболее сильным является максимум  $Np$  (6%) нормально ориентированный минеральной уплощенности, другие максимумы имеют меньшую плотность –  $Ng$  (4%) и  $Nm$  (2%). При этом наиболее сильный локальный горизонтальный максимум  $Ng$  (8%) располагается в плоскости минеральной уплощенности.

Клинопироксен в верлитах-I обнаруживает предпочтительную ориентировку как кристаллооптических, так и кристаллографических осей (см. рис. 4, обр. С-38-218,8; МПи), которая хорошо согласуется с оптической ориентировкой оливина. С вертикальной минеральной линейностью совмещен субизометричный максимум осей  $Nm = [010]$  с высокой плотностью (12%), пространственно совпадающий с наиболее сильным максимумом осей  $Nm = [001]$  оливина. С минеральной линейностью также совмещены локальные максимумы осей  $Ng$  (4%) и  $[001]$  (4%) клинопироксена. Большая часть осей  $Ng$ ,  $Np$ ,  $[001]$  и  $[100]$  концентрируется в горизонтальной плоскости с образованием локальных максимумов с плотностью от 2 до 8%. Субнормально к минеральной уплощенности находятся максимумы  $Np$  (8%) и  $[100]$  (6%), при этом другие локальные максимумы разноименных осей располагаются к ней под разными по величине углами.

*Верлиты-II.* Оливин в верлитах-II по особенностям петроструктурного узора (см. рис. 4, обр. С-17-129,0; Ол) близок петроструктуре оливина второго типа в дунитах. Наиболее строгий узор образуют оси  $Nm$ , которые концентрируются в субизометричный сильный максимум (10%), совмещенный с минеральной линейностью и с вертикальной осью зерна. Другие оси –  $Ng$  и  $Np$  – обособляются в совмещенные горизонтальные пояса, нормальные максимуму осей  $Nm$ . В этих поясах отмечаются локальные максимумы плотностью до 6%, которые отражают преимущественную ориентировку в породе осей  $Ng$  и  $Np$ . При этом максимум осей  $Np$  ориентирован нормально к плоскости минеральной уплощенности.

Клинопироксен обнаруживает предпочтительные ориентировки как по форме (кристаллографические оси), так и внутреннему строению (кристаллооптические оси), которые по ха-

рактеру петроструктурных узоров близки петроструктуре оливина (см. рис. 4, обр. С-17-129,0). Кристаллооптические оси  $Ng$  и кристаллографические оси  $[001]$  образуют близкие по своему характеру узоры концентрации с локальными максимумами. При этом по одному из локальных максимумов осей  $Ng$  и  $[001]$  клинопироксена располагаются субвертикально, пространственно совмещаясь с максимумом осей  $Nm = [001]$  оливина. Другие локальные максимумы осей  $Ng$  и  $[001]$  клинопироксена располагаются по дуге малого круга (с радиусом  $57^\circ$ ) вокруг субвертикального центра вращения. Оси  $Nm$  концентрируются в вертикальный пояс сложной формы, в котором отмечаются два субвертикальных максимума и один горизонтальный, при этом последний пространственно совмещается с локальным горизонтальным максимумом  $Np$  оливина. Оси  $Np$  и  $[100]$  клинопироксена концентрируются в совмещенные горизонтальные пояса. В поясе осей  $Np$  не отмечаются локальные максимумы с заметной плотностью, а в поясе осей  $[100]$  устанавливаются локальные максимумы с возрастающей плотностью (4 и 6%). Полюса плоскостей спайности, устанавливаемые в ориентированном горизонтальном шлифе, концентрируются в горизонтальный пояс, в котором отчетливо устанавливаются четыре максимума с повышенной плотностью (6-8%), пространственно совмещенные с кристаллографическими направлениями, и отвечают системам  $(100)$ ,  $(010)$  и  $(110)$ .

*Интерпретация результатов петроструктурного изучения оливина и клинопироксена.* Анализ оптических ориентировок оливина и клинопироксена из различных пород, разных скважин и разного гипсометрического уровня показал, что они имеют близкие петроструктурные узоры, отличающиеся деталями, и отражают аналогичные условия их образования. Основными структурными элементами, определяющими петроструктуру оливина, очевидно, являются плоскость и направление течения магматического расплава. При этом плоскость течения магматического расплава, очевидно, фиксируется вертикальной минеральной уплощенностью зерен оливина и клинопироксена, а его направление – преимущественным расположением осей  $Nm$  (локальным вертикальным и субвертикальным максимумом с наи-

большей плотностью), которые отражают кристаллографическое удлинение кристаллов оливина. Установленные предпочтительные типы петроструктурных узоров оливина и клинопироксена в ультрамафитах, очевидно, являются результатом взаимодействия магматических и метаморфических процессов на заключительных стадиях становления массива, а также наложенных соосных пластических деформаций, когда количество кристаллов становится значительным и они могут реагировать на динамические нагрузки [18 и др.].

Результаты петроструктурного анализа оливина и клинопироксена в ультрамафитах Кингашского месторождения свидетельствуют об их формировании под контролем структуры вмещающих пород, а также внешнего поля напряжения. Об этом свидетельствует конформное залегание ультрамафитового тела по отношению к структуре пород обрамления, а также согласное распределение трещин кливажа и минеральной уплотненности в ультрамафитах и вмещающих породах.

Из анализа полученного петроструктурного узора следует, что кумулюсные зерна оливина в ультрамафитах обнаруживают отчетливую кристаллографическую и кристаллооптическую пространственную ориентировку, которая характеризуется преимущественным расположением осей Nm, соответствующих кристаллографической линейности кристаллов. Такая ориентировка, очевидно, сформировалась в магматических условиях, которая предпочтительно определяется формой зерен и отражает эффект течения магматического расплава [21]. Это в равной степени относится к движению как изолированных оливиновых кристаллов в расплаве, так и кристаллов кумулуса с незначительным количеством интергранулярного расплава. При этом максимум Nm располагается в плоскости течения и соответствует его направлению (L), а две другие оси образуют ортогональные максимумы либо пояса концентрации перпендикулярно течению. Наиболее сильный по плотности максимум осей Nr, вероятно, ориентирован нормально к плоскости течения. Такой тип петроструктурного узора оливина образовался в условиях ламинарного течения расплава, которое обычно сопровождалось турбулент-

ным вращением кристаллов (Казаков, 1965; Чернышов, 2001).

На заключительных стадиях формирования ультрамафитов ориентировка зерен оливина усложнялась наложенными пластическими деформациями, которые реализовались главным образом механизмами трансляционного скольжения по системе (100)[001], при участии систем (001)[100] и (100)[010], о чем свидетельствует пространственное совмещение локальных максимумов осей Ng и Nr с сильным вертикальным максимумом осей Nm. При этом направление трансляционного скольжения в оливине и пластического течения в породах, фиксируемого  $L = Nm$ , унаследовали направление перемещения расплава.

Формирование петроструктуры кумулятивного оливина в ультрамафитах, вероятно, осуществлялось при уменьшении температуры ( $T \approx 1200-800^\circ\text{C}$ ), медленной скорости ( $\dot{\epsilon} < 10^{-6} \text{ с}^{-1}$ ) и низком стрессе (10-20 МПа) под структурным контролем внешнего поля напряжения, контролирующего расположение ортогональных совмещенных максимумов осей Ng, Nm и Nr и их поясов концентрации.

Анализ узоров оптических ориентировок клинопироксена позволяет предположить следующую последовательность формирования его петроструктуры. Ранние кумулюсные зерна клинопироксена, которые кристаллизовались из интергранулярного магматического расплава соответствующего состава, при достаточном его количестве, ориентировались главным образом по форме (верлиты-II). При этом наиболее длинные оси [001] клинопироксена располагались согласно преимущественному течению магматического расплава (L), а оси Ng концентрировались по дуге малого круга вокруг этого направления. Отмечаемое совмещение горизонтальных максимумов  $Nm = [010]$  клинопироксена и  $Nr = [010]$  оливина свидетельствует о сохраняющейся вертикальной плоскости пластического течения, так как эти максимумы ориентируются нормально к ней. При уменьшении количества интергранулярного расплава (верлиты-II) и малом его количестве в верлитах-I оптическая ориентировка клинопироксена определяется преимущественно ориентировкой по внутреннему строению, что подтверждается взаимозаменяемостью вертикальных миниму-

мов осей [001] и Ng. В результате максимум Ng совмещается с направлением течения расплава (L), а оси [001] располагаются по дуге малого круга, вокруг этого направления. Формирование локальных максимумов Nm вблизи направления течения, главным образом для верлитов-II, представляется следующим образом. В заключительной стадии кристаллизации верлитов, вероятно, скорость ламинарного течения значительно замедлялась, и наиболее поздние индивиды клинопироксена, кристаллизующиеся из остаточного расплава в интерстициях кумулятивных зерен оливина и клинопироксена, испытывали сжатие в направлении течения. В условиях сохраняющегося поля напряжения направление сжатия контролировало ориентировку осей Nm клинопироксена с формированием локальных максимумов, пространственно стремящихся к направлению течения (L). Подобное соотношение петроструктурного узора клинопироксена с плоскостью ламинарного течения магматического расплава установлено в меймечитах Гулинского плутона (Васильев, Золотухин, 1975).

Таким образом, петроструктурные узоры ориентировок оливина и клинопироксена в ультрамафитах сформировались преимущественно в обстановке ламинарного течения магматического расплава в вертикальном направлении, а не в стационарных условиях, в которых образуются изотропные петроструктурные узоры, обусловленные гравитационным осаждением кристаллов.

#### Вещественный состав пород Кингашского массива

Петрохимическое изучение пород Кингашского массива позволило установить некоторые особенности их химического состава, сравнить с породами офиолитовых, расслоенных и коматит-базальтовых комплексов, а также выявить формационную принадлежность массива. Изучение петрохимических особенностей пород проводилось на основе 184 силикатных анализов, часть из которых является оригинальными данными (табл. 3), другие были предоставлены А.Д.Ножкиным (ОИГГиМ СО РАН, г.Новосибирск) либо заимствованы из фондовых материалов АО "Красноярскгеология" (авторы: О.М.Глазунов и А.В.Тарасов).

Таблица 3

Средний химический состав (в % мас.) пород Кингашского массива

Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	П.п.п.
Дуниты, серпентиниты (n = 55)*	36,03	0,17	2,84	4,44	7,75	0,14	37,28	1,38	0,10	0,07	0,54	0,57	8,54
Амфиболовые пикриты (n = 7)	38,06	0,42	6,34	3,54	9,94	0,18	27,80	4,60	0,82	0,17	0,38	0,96	6,71
Габброиды (n = 15)	45,91	0,58	14,30	1,59	7,87	0,14	12,28	13,45	1,21	0,34	0,07	0,04	1,88
Амфиболиты (мебазиты) (n = 13)	46,51	0,95	14,10	1,68	7,46	0,16	10,97	12,79	1,25	0,60	0,08	0,03	2,17

\* В скобках – количество определений.

Породы Кингашского массива по своему составу имеют близкое распределение с составом ультрамафитов Йоко-Довыренского массива. При этом они существенно отличаются от ультрамафитов Оспинского массива. На бинарных диаграммах MgO–SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–TiO<sub>2</sub> Кингашский, Оспинский и Йоко-Довыренский массивы обнаруживают как сходство, так и различия в трендах распределения составов пород.

По химическому составу породы Кингашского массива объединены в четыре дискретные группы. Первая включает главным образом наиболее распространенные породы – дуниты и аподунитовые серпентиниты. Вторую группу составляют амфиболовые пикриты. Третья и четвертая группы представлены габброидами и амфиболитами (метабазитами) соответственно. Анализ имеющейся выборки пород и их средних составов в выделяемых группах (см. табл. 3) показал, что они разделяются на два довольно дискретных петрохимических типа. Первый тип представлен дунитами, серпентинитами и амфиболовыми пикритами, а второй – габброидами и ортоамфиболитами (метабазитами). Контрастность выделяемых типов пород, возможно, обусловлена разными фазами внедрения различных по составу расплавов. В первом типе переход от дунитов и серпентинитов к амфиболовым пикритам сопровождается возрастанием TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, NiO и уменьшением MgO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что, вероятно, связано с дифференцированностью исходных расплавов. Во втором типе между габброидами и ортоамфиболитами отмечаются минимальные различия в основном по содержанию TiO<sub>2</sub> с существенным возрастанием его в последних.

Рудовмещающие породы, к которым относятся кумулятивные дуниты и образовавшиеся по ним серпентинитовые разновидности и серпентиниты, являются очень неоднородными образованиями (Чернышов и др., 2001). Они отличаются по количественному содержанию кумулюсной фазы, по минеральному составу интеркумулюсной фазы, по степени и характеру серпентинизации, что находит отражение в широких вариациях их химического состава (см. табл. 3). По результатам петрохимического пересчета вещественного состава кумулятивных дунитов по методу Н.Д.Соболева (1952)

Таблица 4

Средний химический состав (в % мас.) нормативных ультрамафитов Кингашского массива

Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	П.п.л.
Дуниты (n = 47)	35,74	0,14	1,70	7,40	7,10	0,14	39,09	0,89	0,30	0,06	0,60	0,58	8,72
Гарибурлиты (n = 54)*	37,11	0,18	2,58	6,61	5,27	0,14	35,17	0,91	0,29	0,09	0,42	0,40	10,92
Лерцолиты (n = 28)	39,14	0,30	4,48	5,06	7,26	0,15	29,03	4,28	0,44	0,14	0,38	0,64	8,80
Верлиты (n = 7)	41,73	0,24	5,04	3,11	7,34	0,16	27,07	6,21	0,24	0,08	0,48	0,45	7,93

\* В скобках – количество определений.

Корреляционная матрица петрогенных оксидов в ультрамафитах

Оксиды	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO
SiO <sub>2</sub>	1,00											
TiO <sub>2</sub>	-0,14	1,00										
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,26	0,72	1,00									
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,75	0,35	0,24	1,00								
FeO	0,54	-0,33	-0,25	-0,91	1,00							
MnO	0,28	-0,12	-0,29	-0,50	0,69	1,00						
MgO	0,69	-0,59	-0,53	-0,87	0,76	0,47	1,00					
CaO	0,45	0,42	0,44	-0,46	0,40	0,16	0,13	1,00				
Na <sub>2</sub> O	0,56	0,58	0,50	-0,41	0,29	0,19	0,09	0,83	1,00			
K <sub>2</sub> O	-0,01	0,20	0,12	0,23	-0,17	0,17	-0,14	0,00	0,13	1,00		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,16	0,53	0,54	0,31	-0,30	-0,11	-0,42	0,32	0,36	0,20	1,00	
NiO	-0,53	0,03	0,15	0,02	0,29	0,23	-0,17	0,12	-0,18	-0,26	-0,15	1,00
SiO <sub>2</sub>	1,00											
TiO <sub>2</sub>	-0,76	1,00										
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,53	0,72	1,00									
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,80	0,53	0,18	1,00								
FeO	-0,28	0,46	0,66	-0,22	1,00							
MnO	-0,69	0,66	0,61	0,61	0,32	1,00						
MgO	0,08	-0,45	-0,75	0,16	-0,68	-0,44	1,00					
CaO	-0,01	0,22	0,56	-0,14	0,33	0,26	-0,79	1,00				
Na <sub>2</sub> O	0,29	-0,04	0,28	-0,32	0,14	-0,02	-0,56	0,74	1,00			
K <sub>2</sub> O	-0,05	-0,31	-0,37	0,09	-0,26	-0,15	0,50	-0,37	-0,26	1,00		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,77	0,64	0,23	0,73	-0,10	0,45	0,22	-0,29	-0,45	0,16	1,00	
NiO	-0,47	0,53	0,12	0,25	0,12	0,21	0,16	-0,29	-0,37	0,16	0,61	1,00

определен их нормативный минералогический состав: оливин, ортопироксен и клинопироксен. По количественному соотношению этих минералов кумулятивные дуниты и их серпентинизированные разности подразделяются на нормативные дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и верлиты (см. табл. 3). При этом минимальное содержание минералов для отнесения пород к какой-либо из групп составляет 10%. Анализ средних химических составов нормативных ультрамафитов (табл. 4) позволяет утверждать, что в ряду дунит → гарцбургит → лерцолит → верлит происходит возрастание содержаний  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ , частично  $\text{TiO}_2$  и уменьшение  $\text{MgO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , при этом для  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{NiO}$  каких-либо закономерных изменений не отмечается либо они проявляются очень слабо. При этом в различных по нормативному составу ультрамафитах часто изменяются не только значимость коэффициентов корреляционных связей, но и их знак (табл. 5). Устойчивые сильные положительные корреляционные связи отмечаются для следующих окислов  $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ – $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ – $\text{Na}_2\text{O}$ , отрицательные – для  $\text{SiO}_2$ – $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ – $\text{NiO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{MgO}$ .

Согласно классификации А.Ф.Белоусова [2], ультрамафиты Кингашского массива по своему химическому составу соответствуют мелапикритоидам. При этом большая часть пород массива по соотношению  $\text{MgO}$  и  $\text{TiO}_2$  отвечает породам коматиитовой серии, и только малая часть габброидов и амфиболитов (метабазитов) относится к породам толеитовой серии. Такая ассоциация, очевидно, свидетельствует о принадлежности пород массива к коматиит-базальтовым ассоциациям. Подобный химический состав имеют метавулканы всего Кингашского рудного узла, которые были выделены в базальт-мелапикритоидную формацию (Богнибов, Глазунов, 2000).

Характер распределения химического состава пород Кингашского массива свидетельствует о наличии в последнем не менее четырех дискретных петрохимических групп: ультрамафитовой (дуниты, серпентиниты); субультрамафитовой-I (вебстериты и клинопироксениты); субультрамафитовой-II (амфиболовые пикриты) и мафитовой (габброиды, ортоамфиболиты).

Амфиболовые пикриты обособляются в самостоятельную группу, но не выпадают из общего тренда. Ортоамфиболиты и габброиды образуют довольно компактную группу, что, очевидно, свидетельствует об их генетической общности.

Кумулятивные дуниты и их серпентинизированные разности (нормативные по составу дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и верлиты) характеризуются крайне низкотитанистым, весьма низкоглиноземистым, весьма пиккелочным и умеренно высокомагниевым уклоном (Белоусов и др., 1982; Балыкин, Петрова, 2001). Амфиболовые пикриты характеризуются низкотитанистым, среднеглиноземистым и умеренно высокомагниевым составом. Пироксениты, габброиды и ортоамфиболиты относятся к низкотитанистым, среднеглиноземистым и магнезиальным разновидностям. Все породы массива характеризуются натриевым уклоном. По трендам изменчивости химических составов на тройных диаграммах  $\text{CaO}$ – $\text{MgO}$ – $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $(\text{FeO}+\text{TiO}_2)$ – $\text{MgO}$  породы Кингашского массива наиболее сближаются с породами коматиит-базальтовых ассоциаций и, в первую очередь, с породами комплекса Манро Тауншип в Канаде (Komatiites, 1982; Балыкин, Петрова, 2000). Такая формационная принадлежность пород Кингашского массива подтверждается также составом и характером распределения РЗЭ (Ножкин, 1999), подобных таковым в коматиит-базальтовых ассоциациях (Komatiites, 1982). Близки они и по составу породообразующих минералов. По этим же трендам изменчивости вещественного состава пород Кингашский массив существенно отличаются от всех формационных типов расслоенных перидотит-габбровых массивов (Балыкин и др., 2001).

Изучение распределения платиноидов и золота (табл. 6) показало их неоднородное распределение в ультрамафитах и ассоциирующих с ними породах (Чернышов и др., 2001). Исходные неизменные кумулятивные дуниты характеризуются повышенными средними содержаниями Pt и Pd при их минимальных вариациях. В них отмечается существенное преобладание Pd над Pt. Содержания Au в неизменных первичных дунитах оказываются повышенными относительно фонового содержания металла в ультрамафитах.

Таблица 6

**Распределение платиноидов и золота  
в дунитах, аподунитовых серпентинитах  
и ассоциирующих с ними породах**

Порода	Pt	Pd	Au
Дуниты (6)*	0,38	0,67	0,09
Дуниты серпентинизированные (32)	0,28	0,39	0,06
Серпентиниты лизардитового и антигорит-лизардитового состава (35)	0,48	0,57	0,12
Серпентиниты лизардит-ангигоритового и ангигоритового состава (28)	0,59	0,78	0,15
Метасоматические (22)	0,40	0,60	0,07
Граниты (14)	0,16	0,19	0,05

\* В скобках – количество определений.

В результате аутометасоматических процессов происходит образование на месте дунитов лизардитовых серпентинитов, что также способствует существенному перераспределению платиноидов и золота. В серпентинизированных дунитах отмечается уменьшение средних содержаний Pt, Pd, Au и одновременно их увеличение в лизардитовых серпентинитах. При этом минимальные содержания Pt и Pd в этих породах опускаются до одного уровня, в то же время их максимальные содержания в лизардитовых серпентинитах значительно возрастают. В процессе лизардитизации дунитов вариации содержаний платиноидов становятся более значительными, а также отмечается выравнивание средних содержаний Pt и Pd.

Аллометасоматическая серпентинизация с образованием существенно антигоритовых серпентинитов способствует дальнейшему перераспределению металлов с возрастанием вариаций их содержаний. При этом отчетливо проявляется тенденция к увеличению средних содержаний Pt, Pd и Au.

Максимальные содержания Pt, Pd и Au были отмечены в единичной пробе регенерированных оливин-антигоритовых пород (соответственно 7,01; 5,42 и 0,75 г/т), формирование которых связано с прогрессивным метаморфизмом антигоритовых серпентинитов в локальных зонах.

Метасоматические породы характеризуются очень широкими вариациями содержания благородных металлов, что, вероятно, связано с их интенсивным перераспределением в процессе преобразования пород. Однако преимущественно для них характерны повышенные содержания металлов, что отражается на их средних содержаниях. Минимальные содержания платиноидов и золота отмечаются в жилах и дайках гранитоидов, секущих ультрамафиты.

Таким образом, в Кингашском массиве по химическому составу к наиболее контрастным относятся ультрамафиты и мафиты, которые, в свою очередь, являются неоднородными образованиями, особенно первые. Кумулятивные дуниты и их серпентинизированные разновидности по нормативному составу подразделяются на дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и верлиты и отличаются между собой последовательным увеличением либо уменьшением петрогенных компонентов. Мафиты включают габброиды и амфиболиты (метабазиты), которые очень близки по своему составу. По характеру трендов изменчивости петрогенных компонентов и РЗЭ породы Кингашского массива однозначно относятся к коматит-базальтовой формации и отличаются от мафит-ультрамафитовых ассоциаций других формационных типов.

### **Выводы**

Проведенные петрологические исследования пород Кингашского мафит-ультрамафитового массива с учетом данных других исследователей позволяют сделать следующие петрогенетические выводы.

1. Кингашский массив, являющийся рудомещающим для одноименного Cu-Ni-Pt-месторождения, расположен в северо-западной части Канской глыбы, которая представляет собой раннедокембрийский кристаллический выступ Сибирской платформы на ее юго-западной окраине. Эта структура, а также ряд более мелких кристаллических выступов в Агульской впадине (Ерминский, Тагульский, Туманшетский и др.) и в зоне Главного Восточно-Саянского разлома, вероятно, являются отторженцами или реликтами древнего кратона (блока), неоднократно переработанного более поздними протек-

розойскими и фанерозойскими процессами разных тектоно-магматических циклов [12].

Метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи Идарского зеленокаменного пояса Канской глыбы, в пределах которого располагается Кингашский массив, сложены амфиболитами, плагиоклаз-амфиболовыми кристаллосланцами (метабазитами), стратифицированными тремолит-серпентиновыми, тальк-тремолит-серпентиновыми, нередко оливинсодержащими ультрамафитами (коматитами), парагнейсами (граувакками), ортогнейсами (метавулканитами кислого и среднего состава) с горизонтами мраморов и кварцитов [12]. Характерной особенностью пояса является наличие вулканоплутонических мафит-ультрамафитовых комплексов коматит-базальтовой формации. При этом комагматичные гипабиссальные и субвулканические ультрамафитовые и мафит-ультрамафитовые тела пользуются ограниченным распространением, которые возможно рассматривать в качестве подводящих каналов для трещинного излияния коматит-базальтовых расплавов [9].

2. Кингашский массив представляет линзовидное тело северо-западного простирания, конкордантное к структуре пород обрамления. Разрывное нарушение, устанавливаемое в осевой части массива, вероятно, является глубинным разломом, который был использован в качестве подводящего канала для внедрения коматит-базальтовых расплавов в верхние этажи земной коры с последующим излиянием на ее поверхность.

Ультрамафиты и перекрывающие их габброиды в массиве обнаруживают между собой довольно контрастное соотношение, которое невозможно объяснить с позиции кристаллизационной дифференциации магматического расплава. Можно предположить, что такое внутреннее строение массива обусловлено двумя фазами внедрения магматических расплавов: в начале – ультраосновного, а затем – основного. Такое объяснение предполагает наличие промежуточных магматических камер, в которых происходила дифференциация исходного высокомагнезиального магматического расплава пикрит-коматитового состава. При этом дифференциация расплава, очевидно, осуществлялась главным образом гравитационной от-

садкой оливина в неоднократно возникающих промежуточных камерах. Клинопироксениты, встречаемые в массиве, вероятно, являются реакционными контактовыми метасоматическими образованиями, сформировавшимися в результате воздействия основного расплава на консолидированные ультрамафиты. Реакционные взаимоотношения габброидов с ультрамафитами с образованием метасоматических пород клинопироксенит-верлитовой ассоциации довольно часто устанавливаются в офиолитовых комплексах Гончаренплеках (Гончаренко, 2001 и др.)

Ультрамафитовая часть разреза представлена преимущественно кумулятивными дунитами и их серпентинизированными разностями и в меньшей мере верлитами и пикритами, которые не обнаруживают какой-либо стратификации, а распределяются хаотично (Чернышов и др., 2002).

Габброиды, перекрывающие ультрамафиты, представлены довольно однородными образованиями. В нижней части их разреза ограниченным распространением пользуются габбропироксениты, клинопироксениты и амфиболовые пикриты. Они, вероятно, возникли в результате одного акта внедрения при незначительной дифференциации основного расплава на месте его кристаллизации. Габброиды интенсивно метаморфизованы и по составу отвечают метагаббро, реже амфиболитам. Габброиды встречаются также в виде многочисленных даек в ультрамафитах, где они представлены амфиболитизированными метабазитами и амфиболитами.

Многочисленные дайковые и жильные тела гранитоидов были внедрены в ультрамафиты и габброиды с явным временным перерывом. Их формирование сопровождалось интенсивной серпентинизацией дунитов с образованием антигритовых серпентинитов и, нередко, метасоматических образований, сложенных антигритом, тремолитом, хлоритом, флогопитом и карбонатом.

3. Ультрамафиты Кингашского массива постоянно обнаруживают кумулятивную структуру и подразделяются на следующие основные разновидности: дуниты, верлиты и амфиболовые пикриты, с преимущественным преобладанием первых. Кумулюсная фаза в них представлена оливином, а интеркумулюсная – клинопи-

роксеном, тремолитом, рудными минералами, реже в них отмечаются хлорит, брусит, флогопит и тонкозернистый, полуизотропный антигорит. Между дунитами, верлитами и амфиболовыми пикритами наблюдаются постепенные переходы, обусловленные количественными вариациями кумулусной и интеркумулусной фаз, а также оливина, клинопироксена и тремолита. Формирование выделяемых разновидностей, очевидно, связано с дифференцированием коматитовых расплавов в промежуточных магматических очагах в процессе отсадки оливина. В дальнейшем расщепленные порции кашеобразных расплавов, состоящих из кумулусных зерен оливина и интеркумулусной жидкости с различным количественным соотношением, внедрялись в приповерхностные горизонты земной коры. При этом состав интеркумулусной жидкости был очень неоднороден, что находит отражение в разнообразии минералов интеркумулусной фазы и их количественных соотношениях.

Ультрамафиты Кингашского месторождения не являются однородными образованиями. Их структурно-минералогические особенности отражают условия становления массива и последующего его метаморфогенного преобразования. По своим структурным признакам, наличию кумулятивной структуры массив ультрамафитов, несомненно, является субвулканическим телом, сформировавшимся на небольших глубинах.

4. При рассмотрении химического состава оливина, клинопироксена и аксессуарных шпинелидов в ультрамафитах выявлены основные тенденции их вариаций и предполагаемые термодинамические условия их образования. Значительное содержание алюминия в пироксенах и существенная роль его в шестерной координации, а также высокая степень окисления аксессуарных хромшпинелидов с образованием хроммагнетитов свидетельствуют о кристаллизации ультраосновного расплава при температурах 850-1050°C в условиях малых глубин, отвечающим давлениям не более 3-5 кбар. Установленные зависимости содержания никеля в оливинах и хрома в шпинелидах от железистости этих минералов и неоднородный химический состав пироксенов, вероятно, отражают усло-

вия магматической дифференциации расплава, а не фракционной кристаллизации.

5. Петроструктурные узоры оптических ориентировок оливина и клинопироксена в дунитах, верлитах и амфиболовых пикритах, очевидно, образовались в условиях ламинарного течения магматического расплава в вертикальном направлении, а не в стационарных условиях, в которых образуются изотропные петроструктурные узоры, обусловленные гравитационным осаждением кристаллов. Последующие наложенные пластические деформации дунитов способствовали усложнению петроструктуры оливина. Таким образом, формирование петроструктурных узоров оливина и клинопироксена, вероятно, происходило при уменьшении температуры ( $T \approx 1200-800^\circ\text{C}$ ), медленной скорости ( $\epsilon < 10^{-6} \text{c}^{-1}$ ) и низком стрессе (10-20 МПа).

6. Анализ вещественного состава пород Кингашского массива показал, что наиболее контрастными являются ультрамафиты и мафиты. Ультрамафиты, в свою очередь, также являются неоднородными образованиями, по нормативному составу они подразделяются на дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и верлиты. Это свидетельствует о дифференцированности производных магматических расплавов, из которых они образовались. Мафиты включают габброиды и амфиболиты (метабазиты), которые очень близки по своему составу и отражают слабую степень расщепления основных производных расплавов. По характеру трендов изменчивости петрогенных компонентов породы Кингашского массива однозначно относятся к коматит-базальтовой формации и отличаются от мафит-ультрамафитовых ассоциаций других формационных типов.

7. Медно-никелевое и благороднометалльное оруденение в массиве встречается двух типов. Первый тип характеризуется обильной сульфидной вкрапленностью, приуроченной к интерстициям зерен оливина. Этот тип оруденения является наиболее ранним, который, очевидно, образовался при кристаллизации расплава, обогащенного рудными компонентами. Второй тип представлен сливными, гнездово-вкрапленными и прожилково-вкрапленными брекчированными рудами, которые локализуются среди серпентинитов антигоритового и

лизардит-антигоритового состава. Очевидно, их формирование происходило в тектонических зонах в процессе аллометасоматической серпентинизации, который способствовал перераспределению и сегрегации рудных компонентов в тектонически ослабленных зонах. Из проведенного статистического исследования распределения содержаний благородных металлов следует, что они неравномерно концентрируются в ультрамафитах и ассоциирующих с ними породах. В "свежих" породах, особенно дунитах, наибольшие концентрации платиноидов обнаружены в разностях, обогащенных минералами интеркумуляусной фазы. В процессе аллометасоматической антигоритовой серпентинизации происходит перераспределение металлов с обогащением локальных участков.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Балыкин П.А.* Высокомагнезиальные, низко- и субщелочные вулканические, субвулканические и плутонические ультрамафит-мафитовые комплексы и их генезис / П.А.Балыкин, Т.Е.Петрова // Петрология магматических и метаморфических комплексов. – Томск. – 2000. – Вып. 1.
2. *Белоусов А.Ф.* Вулканические формации / А.Ф.Белоусов, А.П.Кривенко, З.Г.Полякова. – Новосибирск: Наука, 1982.
3. *Боглибов В.И.* Базальт-меллапикритоидная формация Кингашского района Восточного Саяна / В.И.Боглибов, О.М.Глазунов // Петрология магматических и метаморфических комплексов. – Томск, 2000. – Вып. 1.
4. *Глазунов О.М.* Кингашский массив // Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири. – Новосибирск, 1995.
5. *Гончаренко А.И.* Петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. – Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1989.
6. *Гончаренко А.И.* Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов / А.И.Гончаренко, А.И.Чернышов – Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1990.
7. *Добржинская Л.Ф.* Деформация магматических пород в условиях глубинного тектоногенеза. – М.: Наука, 1989.
8. *Еханин А.Г.* Геология и рудоносность Кингашского базальт-коматитового комплекса / Дис. к. г.-м. н. – Красноярск, 2000.
9. *Корнев Т.Я.* Эталон Кингашского базальт-коматитового комплекса (Восточный Саян) / Т.Я.Корнев, А.Г.Еханин. – Новосибирск, 1997.
10. *Магматические горные породы. Ультраосновные породы* / Ред. О.А.Богатиков. – М.: Наука, 1988. – Т. 5.
11. *Малахов И.А.* Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. – М.: Наука, 1983.
12. *Ножкин А.Д.* Строение, состав и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса (СЗ Присаянье) / А.Д.Ножкин, О.М.Туркина, Е.В.Бибикова, В.А.Пономарчук // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 7.
13. *Палаиджан С.А.* Типизация мантийных перidotитов по геодинамическим обстановкам формирования. – Магадан, 1992.
14. *Перчук Л.Л.* Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // Докл. АН СССР. – 1980. – Т. 233. – № 6.
15. *Плаксенко А.В.* Химический состав акцессорных хромшпинелидов коматитовых серий в связи с проблемой их генезиса / А.В.Плаксенко, В.Л.Бочаров, Л.М.Полежаева // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1987. – № 5.
16. *Полезные ископаемые Австралии и Папуа-Новой Гвинеи.* – Т. 1. – М.: Мир, 1980.
17. *Ступаков С.И.* Минералогия офиолитов горы Становой хребет (Среднетерсинский массив) / С.И.Ступаков, В.А.Симонов, М.П.Гора // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. – Новосибирск, 1993.
18. *Ступаков С.И.* Особенности минералогии ультрабазитов – критерии палеогеодинамических условий формирования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области / С.И.Ступаков, В.А.Симонов // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – №6.
19. *Чернышов А.И.* Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). – Томск, 2001.
20. *Komatiites* / Eds. N.T. Arndt, E.G. Nisbet. – London, 1982.
21. *Sachtleben T.* Chemical control of Alsolubility in orthopyroxene and its implication for the pyroxene geothermometry / T.Sachtleben, H.A.Seck // Contr. Mineral. Petrol. – 1981. – Vol. 78. – № 2.
22. *Turner F.J.* Preferred orientation of olivine crystals in peridotites, with special reference to New Zealand examples // Trans. Roy. Soc. NZ. – 1942. – Vol. 72.

Томский государственный университет, г.Томск  
Институт геологии СО РАН, г.Новосибирск  
АО "Красноярскгеология", г.Красноярск

УДК 553.491.8:552.3(925.15/16)

**О.М.Глазунов, В.И.Богнибов, А.Г.Еханин,  
Н.А.Третьяков, И.Г.Резников**

## **ГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ПЛАТИНОИДОВ НА КИНГАШСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ВОСТОЧНОГО САЯНА\***

При постоянно растущем мировом промышленном потреблении платиноидов, никеля и меди [4, 5] значительные запасы Кингашского месторождения на юге Красноярского края создают устойчивый резерв сырья для получения ценных металлов.

Кингашское месторождение является пока единственным крупным объектом в Южно-Сибирском районе платинодобычи [1-6]. Оно находится в пределах Восточно-Саянской никель-платиноносной провинции, в среднем течении р.Кан, в 60 км к югу от железной дороги Абакан–Тайшет. Провинция охватывает Канско-Енисейский, Бирюсинский и Шарьжалгайский выступы цоколя Сибирской платформы (Глазунов, 1964; 1881; 1996; 1998). Кингашское месторождение и окружающие его массивы, объединенные в Кингашский рудный узел (КРУ), не выходят за границы Канского зеленокаменного пояса (КЗП) [1-6].

Высокопродуктивный на МПГ и никель КЗП относится к типу приразломных и вторичных [10]. Он имеет блоковое строение и входит в состав супракрустального гранитогнейсового фундамента Сибирской платформы. Совместно с Шарьжалгайским, Енисейским и Канским блоками он образует террейн южного сектора Северо-Азиатского кратона, которые в настоящее время оконтуривают границы Восточно-Саянской никель-платиноносной провинции (Глазунов, 2001).

Одной из особенностей состава КЗП является преобладание среди вулканитов высокожелезистых пикритов (Богнибов, Глазунов, 2000) с выдержанным трендом распределения РЗЭ и повышенным в них количеством индикаторных

для пикритов элементов – Zr, Nb, Ta (Глазунов, Павлова, 1996). Аналогичный изначальный для ультрабазитов пикритовый состав материнского субстрата рассчитывается для соседней Бирюсинской глыбы, причем там ультраосновные породы ряда массивов также имеют повышенные уровни МПГ (до 1,5 г/т) и Ni [8]. А.Г.Еханин [6] допускает в КЗП наряду с метапикритами широкое распространение пород коматитового ряда.

На площади Идарского хребта, на протяжении 80 км от р.Кан на западе до р.Агул на востоке, закартировано более 200 массивов, которые несут пентландит-пирротин-халькопиритовую минерализацию, не имеющую аналогов в других районах Западного и Восточного Саяна. Одним из ярких доказательств высокой продуктивности гипербазитов Восточно-Саянской провинции являются собственно Кингашское месторождение и сопровождающие его перспективные рудные зоны, протягивающиеся на ЮВ к массивам № 9-101, 18 и Куё.

В пределах пояса выделяются два ареала развития ультрабазитов – Кингашский (СЗ) и Кунгусский (ЮВ). Геологическая позиция массивов ультрамафитов в плане имеет оресольнокупольный, нелинейный или цепочечный характер, контролируется флексуорообразными перегибами гнейсов и амфиболитов верхнего архея, межслойнными проницаемыми зонами и узлами пересечения разрывов.

Основные рудоносные интрузивы Кингашского узла расположены в зоне приподнятого меланократового фундамента. Они приурочиваются к границе раздела блоков нижне- и верхнебирюсинской толщ с модельным возрастом

\* Работа выполнена при поддержке программы "Платина России".

2,4 млрд лет и с положительным значением  $\epsilon Nd(+3)$  (Ножкин, Туркина, 1993).

Среди ультрамафитов провинции преобладают породы железистого геохимического типа [2] дунит-пироксенит-габбрового ряда, с которыми связаны месторождения Ni, Pd, а также габбро-пироксенитовые и габбро-норитовые комплексы. Общим для них является обогащение разновозрастных пород сульфидами, Ni, МПГ, что отражает рудный профиль выделенной металлогенической провинции.

Все ультрамафиты Кингашского и Кунгусского ареалов несут аномальные содержания суммарного железа ( $> 8-9\%$ ),  $Al_2O_3$  (1-2%), обогащены МПГ и являются характерными для зеленокаменных поясов.

По составу и морфологическим признакам ультраосновные массивы КЗП подразделяются на несколько типов. К наиболее дифференцированным интрузивам стационарного развития относятся массивы Кингашского рудного узла с одноименным эталоном и продуктивным благороднометалльным пентландит-пирротин-халькопиритовым парагенезисом минералов. Выделяются перидотит-пироксенитовые сульфидизированные дайкоподобные массивы и комагматичные серпентинитовые (пикрит-коматитовые) тела вмещающей толщи.

На Кингашском отрезке КЗП (по р.Игиль) дешифрируется кольцевая структура, подчеркнутая массивами высокобарических гранатовых перидотитов. Крупные массивы ультрамафитов Кингашского и Кунгусского ареалов характеризуются относительным положительным гравитационным максимумом и умеренно высоким дифференцированным магнитным полем. Именно на Кингашский ареал приходится главные гравитационные "площадки", что указывает на сосредоточение или возрастание размеров массивов на глубине. Для Кингашского массива обнаруживается присутствие на глубине дополнительных магматических камер, которые не только обеспечили высокий уровень рудной подпитки месторождения, но и создали условия для ликвации, дифференциации и фазового отделения последовательно рудных перидотитов и габбро (Глазунов, Павлова и др., 1996).

В Саянской никель-платиноносной провинции закономерным является возрастание степе-

ни никель-платиноносности массивов от Шарыжалгайского выступа к Бирюсинскому и Канскому по мере снижения степени метаморфизма и возраста вмещающих пород и гипербазитов. Для центральной части провинции характерным является совмещение Ni-Pt-оруденения в гипербазитах архей-протерозойских гранито-гнейсовых и зеленокаменных поясов и пород кембрий-ордовикской офиолитовой формации, которые являются источником Pt-Os-Ir-россыпей Бирюсинского района.

Латеральная зональность вдоль КЗП выражается в нарастании от центра к флангам содержаний и амплитудно-частотных характеристик Fe, Ni при снижении уровня концентрации Mg. В пределах гипотетической вертикальной колонны заметно накопление с глубиной Ni, Cr (Глазунов, 2000, 2001).

Наиболее железистый уклон пород и обогащение МПГ приходится на Кингашский рудный узел. Этот узел отмечается сложным магнитным полем с преобладанием асимметричных аномалий, с осями параллельными границе пояса.

В Бирюсинском блоке сульфидно-платиноидная минерализация связана с пластообразными телами докембрийских ультрамафитов, производных пикритовых магм [8].

Особенности пространственного размещения массивов гипербазитов в пределах КЗП обусловливаются уширением блока к флангам пояса, что создает условия для разрядки тектонических напряжений, образования субкупольных структур, флексур и внедрения здесь большого числа тел ультрамафитов. Благоприятным обстоятельством для распространения гипербазитов в КЗП является также пониженная мощность (до 18 км) гранит-гнейсового слоя [8] при большой толщине базит-эклогитового "резервуара", питавшего обширный базальтовый магматизм на Сибирской платформе и в Восточном Саяне [1].

Кингашский массив образует в плане крупную линзу (3000×700 м), сложенную ультраосновными породами и сопутствующими габбро [3]. В разрезе он выглядит как асимметричное лополитообразное тело с пологим и расщепленным северным флангом, конкордантным кристаллизационной полосчатости вмещающей гнейсово-амфиболитовой толщи и линей-

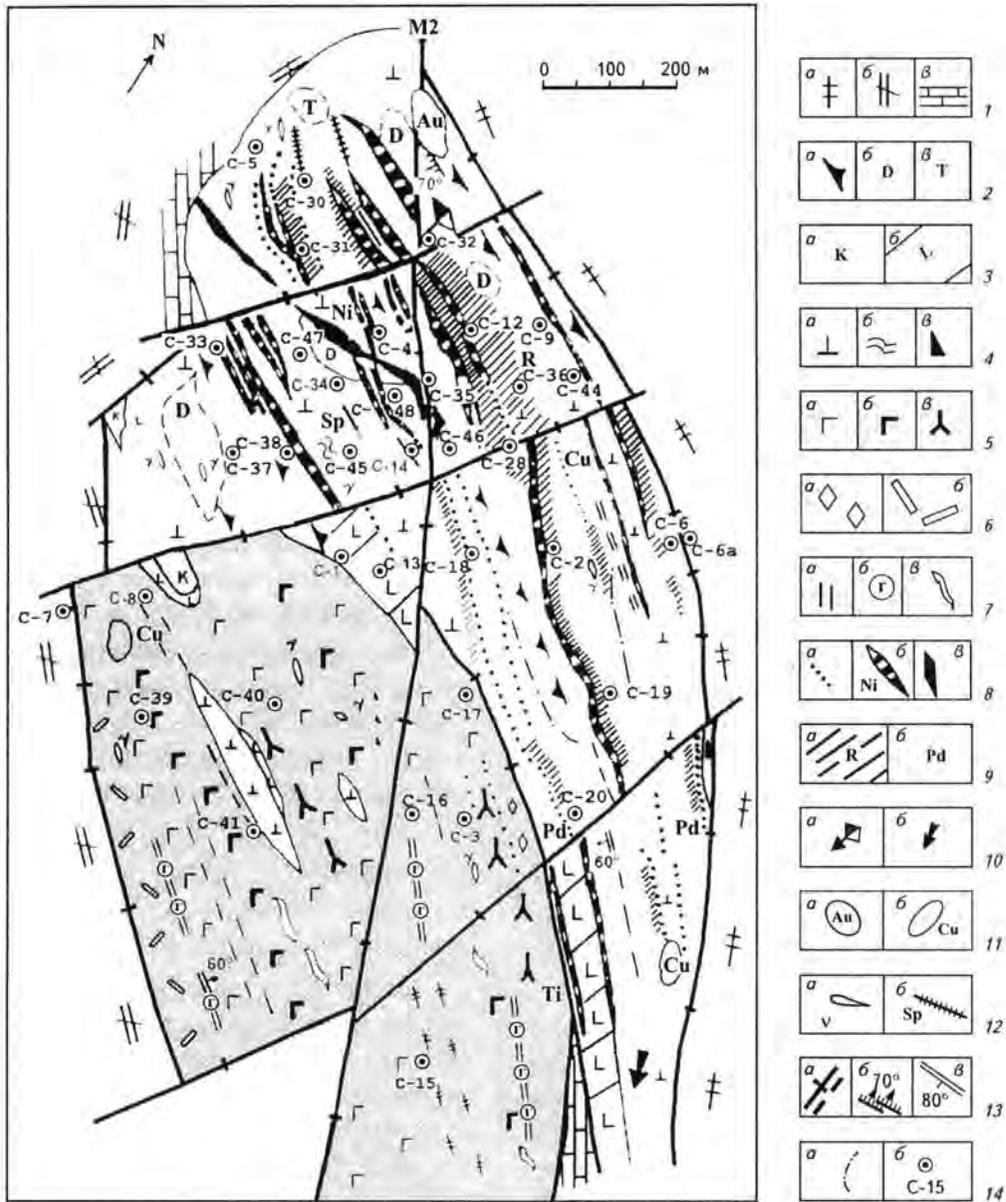


Рис. 1. Геолого-геохимическая карта Кингашского сульфидного медно-никелевого и платиноидного месторождения (составлена О.М.Глазуновым по материалам Кингашской ГРП и Института геохимии СО РАН)

1 – Бирюсинская свита (AR<sub>2</sub>): а – амфиболиты, б – гнейсы и кристаллосланцы, в – прослои мраморов; 2-4 – ультраосновной “мегаслой”: 2 – верлиты (а), дуниты и оливиниты (б), леуцолиты и гарцбургиты (в); 3 – кортландиты (а), клинопироксениты (б); 4 – серпентиниты (а), серпентин-хлорит-талковые породы (б), горнблендиты (в); 5-7 – габбровый “мегаслой”: 5 – мелкозернистые габбро (а), пегматоидные такситовые габбро (тылаиты) (б), габбро с директивной структурой (в); 6 – оливиновые (а), шпирово-полосчатые гнейсовидные габбро (б); 7 – полосчатые габбро (а), габбро-амфиболиты (б), основные мигматиты (в); 8 – раннемагматические бедные вкрапленные руды (пирротин-пентландит) (а), среднее содержание Ni – 0,37%, Cu – 0,20%, Co – 0,018%; богатые вкрапленные руды (пентландит-пирротин-халькопирит) (б), со средним содержанием Ni – 0,65 г/т, Cu – 0,4%, Co – 0,023%, Pd – 0,85 г/т, Pt – 0,5 г/т; эпимагматические сливные брекчиево-жильные руды (в) с аномальным содержанием Ni – 1% и выше, Cu – 0,3%, Co – 0,05%, Pd > 3 г/т, Pt – 1,6 г/т и выше; 9-12 – “платиноидный риф”: 9 – с видимыми МПГ (а), горизонты повышенных концентраций платиноидов (б); 10 – смещение центра рудных концентраций от поверхности на глубину (а); направление склонения рудной зоны (б); 11 – перспективные вторичные аномалии рудных элементов (а), сопровождаемые инъекциями плагиомигматитов, амфиболизацией и хлоритизацией (Au, Cu, Ti); зоны медно-сульфидной минерализации (б); 12 – жилы плагиогранитов и альбитов (а); зоны амфиболизации и серпентинизации (б); 13 – тектонические разрушения: установленные и предполагаемые (а); цепочечность вкрапленности сульфидов (б); элементы полосчатости пород и руд (в); 14 – электроразведочные аномалии (а); пробуренные скважины (б)

но-столбчатым питающим каналом, склоненным к юго-востоку. Массив состоит из нижнего ультраосновного мегаслоя и верхнего габбрового с промежуточным положением тонкой пачки пироксенитов (рис. 1). Северо-западный фланг массива замыкается в периклинальной складке, инъецируя в мраморы и амфиболиты. Он обрезается гравитационной ступенью, резко отрицательным магнитным полем  $\Delta T$ . "Ныряющая" ЮВ часть фиксируется на глубине более 500 м обособленными резко суженными магнитными максимумами с высокой амплитудой магнитного поля (рис. 2). Лежачие контакты в центре массива падают под углом 40-60° навстречу друг другу, а на месте выклинивания СЗ фланга – под углом 20-25°. Массив разбит на блоки продольными и поперечными нарушениями, которые захватывают все контакты. Предполагается, что мегаслоем габбро мощностью 100-400 м несколько развернут и смещен в пространстве (Еханин, Некос, 1998).

В составе нижнего мегаслоя выделяются перемежающиеся полосы верлитов, дунитов, оливинитов, клинопироксенитов и серпентинитов. Второстепенные породы представлены роговообманковыми перидотитами (кортландитами или сциелитами); спорадически встречаются гарцбургиты и лерцолиты. В качестве реликтов в составе сульфидных руд наблюдается точечная цепочечность, аксессуарные хромшпинелиды в дунитах, а в габбро на контакте с перидоти-

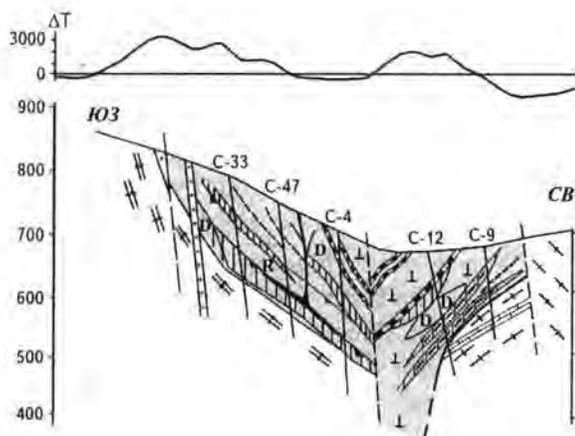


Рис. 2. Геологический разрез через центральную часть Кингашского месторождения (составил О.М.Глазунов с учетом материалов Кингашской партии)

Условные обозначения см. на рис. 1

тами – оливин. В габброидах документируются следы вторичных директивных структур, участки пегматоидных разновидностей и плагиомигматитов, амфиболитов, габбро-амфиболитов, а также тела серпентинитов, а в контакте с ультраосновными породами – оливиновые габбро. На месторождении сохраняется картина плавного перехода снизу вверх дунит-верлит-перидотитовых слоев к габбро при спаде содержания Ni, МПГ и ступенчатом распределении по разрезу Mg, Cr. Умеренная расслоенность, вертикальная минеральная полосчатость в разрезе и переходы между типами пород вуалируются наложенными серпентинизацией, оталькованием, амфиболитизацией, хлоритизацией и флогопитизацией, многочисленными инъециями кислого состава с возрастом 420-427 млн лет (по K-Ar методу). Наиболее четко в массиве выражена геохимическая полосчатость. Смена минеральных парагенезисов обычно зависит от типов руд.

Структура Кингашского рудного поля вырисовывается при рассмотрении карты (см. рис. 1) и распределения рудных элементов и примесей в колонках скважин (см. рис. 2). Нужно отметить, что сульфидная медно-никелевая и платиноидная минерализация распространена по всему разрезу и почти не выходит за пределы контура массива. Вкрапленные, сидеронитовые, брекчиево-жильные и флюидално-полосчатые руды пентландит-пирротин-халькопиритового (Pn-Pirr-Hp) состава локализируются в центральной и северо-восточной частях ультраосновного мегаслоя, тогда как бедные руды приходятся на ЮВ фланг. Под полем габбро в ультраосновном мегаслое обнаруживаются слои богатых ликвационных руд (скв. 40). Линзовидно-линейные тела вкрапленных руд оконтуриваются полосами верлитов, дунитов и оливинитов, нередко как бы пересекают границы полос. В плане выделяются более 6 рудных тел, которые условно объединяются в рудную зону с размерами 1700×400×350 м. Рудные тела СВ и ЮВ эндоконтактов соединяются на глубине 250-300 м, образуя (по Е.Н.Линду и В.А.Клюеву) единый "электроразведочный возмущающий объект". Зона осложнена поперечными нарушениями, резко обрезающими тела вкрапленных руд и платиноидные горизонты.

Наиболее богатые вкрапленные пентландит-пирротиновые руды приурочены к СЗ флангу месторождения. Участки интенсивной расслоенности, полосчатости и тонкого чередования верлитов, дунитов, серпентинитов, а также насыщенности МПГ выделяются в критический горизонт, названный "рифом". На карте месторождения и разрезах он обозначен индексом R. В приподошвенной и пологопадающей СЗ части массива картируются тела массивных руд мощностью 1,0-1,5 м, несущие аномальное количество платиноидов (до 17 г/т). Они отнесены нами к типу ликвационных. В большинстве случаев они входят в контуры "рифа". В центре рудного поля, а также в ряде скважин на глубине вскрыты кососекающие полосчатость тела сливных брекчиево-жильных или жильных руд мощностью до 2 м. Их обогащенность суммарной платиной составляет 3-6 г/т, а никелем – 0,8-1,0%. Убогие пирротиновые и пирротин-халькопиритовые руды обнаруживаются в эндоконтакте массива и среди габбро или в промежулке между телами богатых вкрапленных руд в ультраосновном мегаслое (табл. 1).

Трехмерная погоризонтная модель распределения Pd и Ni дает четкую картину размеров и конфигурации аномалий этих элементов. Как видно, до глубины 75 м от поверхности выдерживается склонение рудной зоны от флангов к центру массива (рис. 3). Эта тенденция сохраняется до глубины 175 м, ниже которой зона смещается в противоположную сторону. Эффект такого отклонения, возможно, объясняется подпиррающим воздействием габброидов. Не исключено, что именно этот центр концентрации сульфидов и МПГ на глубине отражается крупной высокоамплитудной электропроводящей аномалией. На представительных графиках распределения содержания металлов (рис. 4 и 5) видно, что от поверхности к нижней контактовой зоне массива, несмотря на осложняющее влияние метаморфизма, происходит устойчивое возрастание содержания густоты вкрапленности сульфидов, Pd и Ni (см. рис. 4). В большинстве разрезов пики аномального содержания МПГ и Ni совпадают. В отдельных случаях на эти же максимумы приходится всплеск высокой концентрации Cr. На рис. 5 представлена приподошвенная часть разреза платиноидного рифа (скв. 28). Резкий спад концентрации на

глубине 200-230 м является закономерным и обычно имеет место у контакта на многих месторождениях платиноидов.

На Кингашском месторождении выделяются следующие текстурные типы руд пентландит-пирротин-халькопиритового состава (при соотношении минералов 25; 45; 15%): вкрапленные, сидеронит-шлирово-вкрапленные, полосчато-флюидалые, брекчиево-жильные. Пентландит-пирротин-халькопиритовые (Pn-Pirr-Hp) руды наиболее распространены. В составе интеркумулуса, кроме Pn, Pirr и Hp, встречаются кубанит (Cub), валлерит (Val), борнит (Bor), халькозин (Hs), никелин (Nik), виоларит (Viol), паркерит, маухерит, герсдорфит, раммельсбергит, а также самородное Au и Cu. При технологическом изучении руд среди серпентинитов обнаружены троилит-валлеритовые (Tr-Val), пентландит-макинвитовые (Pn-Mac), а в массе дунитов – пентландит-троилитовые (Pn-Tr) руды с примесью Hp и Cub.

Пентландит вкрапленных руд по составу близок к стехиометрии (Ni – 24-30%; Fe – 36-40; Co – 1-2; S – 31-33; Cu – 0,01-0,10; Ag – 0,05-0,14%) и почти аналогичен таковому Аллареченского месторождения Печенгского поля (Яковлев, Яковлева, 1974). От Pn Норильских руд он отличается пониженным количеством S и Ni (рис. 6). Максимум отношения Fe/Ni (1,8-1,9) приходится на центр рудного поля. Pn-1 вкрапленно-сидеронитовых руд на глубине обогащен Ni и беден Co. Pn-2 чаще в парагенезе с Hp по трещинам залечивается виоларитом.

Среди Pirr вкрапленных руд (40-50%) преобладает гексагональная модификация с варьирующим составом (Fe – 60-65%; S – 34-39; Ni – 0,005-1,0; Cu – 0,01-0,4). Нередко отмечаются переходы к троилиту. Повсеместно наблюдается типичная структура распада Pirr с ламеллями Pn. Содержание Ni в Pirr не зависит от геологической позиции и редко превышает 1%. В качестве примеси присутствуют дисперсные Pd (10-15 мг/т) и Pt (5-7 мг/т). Среди руд выделяются две генерации Hp: ранний в виде эвгедральных вкрапленников и поздний, ассоциирующий с Pirr и амфиболом. По микротрещинкам замещается Pn-2. В парагенезисе с Hp встречается кубанит. В брекчиевых и жильных

Состав сульфидных руд

Условный номер	Номер образца	Pd	Pt	Ag	Au	Ni	Co	Cu	S	MgO	Ni/Cu	Ni/Co	Cu/Cu+Ni	Pt/Pt+Pd	Pd/Pd+Pt
1	C-32-19-98	0,79	0,64	0,50	0,40	6700	170	190	3,90	29,9	35,26	39,41	0,03	0,45	0,55
2	C-32-114-140	2,04	1,91	1,5	0,16	810	210	4000	3,60	25,6	0,20	3,86	0,83	0,48	0,52
3	C-33-43,6	0,81	0,71	1,20	0,03	5600	290	2700	2,84	35,26	2,07	19,31	0,33	0,47	0,53
4	C-33-49	0,80	0,10	0,70	0,60	4500	220	200	2,60	37,68	22,50	20,45	0,04	0,11	0,89
5	C-4-39	0,78	0,08	3,60	0,38	5700	180	3500	1,47		1,63	31,67	0,38	0,09	0,91
6	C-4-65	0,14	0,52	0,80	0,41	5500	149	5900	1,30	33,70	0,93	36,91	0,52	0,79	0,21
7	C-4-69	0,10	0,008	3,70	0,19	10 500	246	8200	2,09	34,50	1,28	42,68	0,44	0,07	0,93
8	C-4-89	1,50	0,50	1,60	0,45	7700	184	8600	1,79	33,40	0,90	41,85	0,53	0,25	0,75
9	C-4-128	0,75	0,02	1,70	0,46	8000	220	2300	1,27	33,30	3,48	36,36	0,22	0,03	0,97
10	C-4-129	0,82	0,04	1,50	0,17	6800	170	2400	0,96	34,80	2,83	40,00	0,26	0,05	0,95
11	C-4-149	1,10	0,89	0,72	1,10	10 200	297	6400	1,82	27,00	1,59	34,34	0,39	0,45	0,55
12	C-4-169	0,45	0,32	1,60	0,61	5000	230	1700	0,73	32,80	2,94	21,74	0,25	0,42	0,58
13	C-4-174	0,05	0,06	0,52	0,04	2300	108	< 200	0,23	30,10	—	21,30	—	0,55	0,45
14	C-4-178	0,65	0,35	—	0,02	17 000	780	1200	2,98	21,60	14,17	21,79	0,07	0,35	0,65
15	C-4-95,5	0,81	0,48	0,42	—	8800	216	2200	2,19	28,20	4,00	40,74	0,20	0,37	0,63

Примечание. 1-2 – рудные верлиты густовкрапленные пентландит-пирротиновые с халькопиритом; 3-4 – рудные пироксеновые дуниты; 5-14 – руды вкрапленные; 15 – руды брекчиево-жилые. 1-4 – анализы химической лаборатории Красноярскгеологии; Pd, Pt, Ag, Au – результаты атомно-абсорбционного (Р.Д.Мельникова, ИГиГ, Новосибирск) и сцинтилляционного эмиссионного спектрального анализа (С.И.Прокопчук, ИГХ СО РАН, Иркутск); Ni, Co, Cu: 5 – количественного спектрального (Л.Н.Одареева), 6-15 – атомно-абсорбционного (Т.В.Ожогина, ИГХ СО РАН, Иркутск) анализа; S и MgO – химического анализа (Т.В.Ожогина). Содержание S и MgO в % мас., элементы – в г/т.

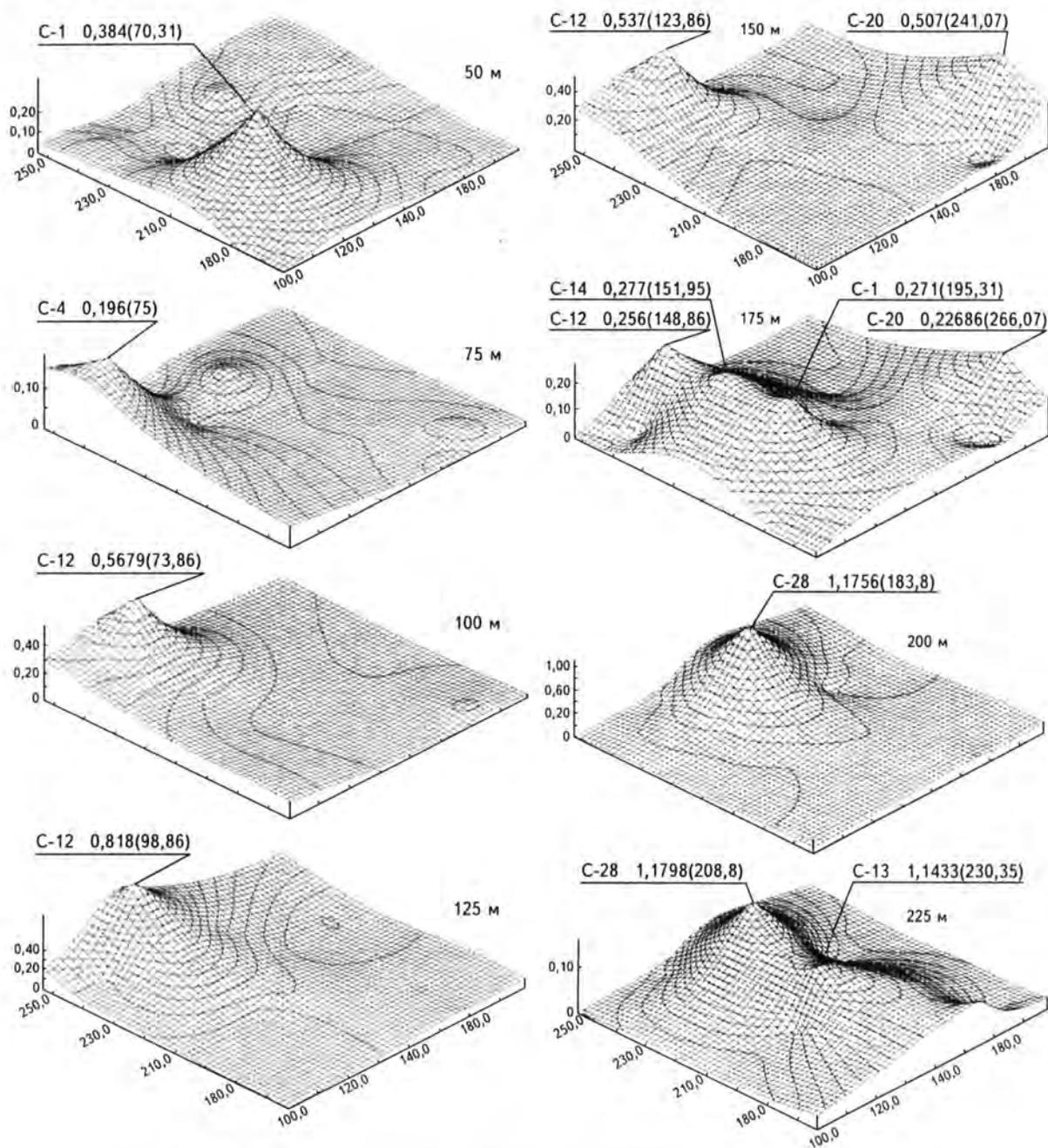


Рис. 3. Распределение Pd на различных глубинных горизонтах Кингашского месторождения (глубины относительно отметки 700 м)

рудах регистрируются сростания Нр с актинолитом (Act) и хлоритом (Chl). В богатых вкрапленных Pn-Pirг-Нр рудах со средним значением Ni – 0,65%, Cu – 0,40%, Co – 0,023% содержание МПГ достигает 0,8 г/т Pd и 0,5 г/т Pt; Pd / (Pd+Pt) – 0,95. В них присутствуют до 1,5 г/т Au и Ag, до 27% MgO при отношениях: Ni/Cu – 1,5-3,8; Ni/Co – 21-34 (см. табл. 1, 2).

Брекчиево-жильные руды наиболее обогащены МПГ по сравнению с вкрапленными; содержат видимые скопления собольевскита, котульскита, фрудита, паоловита, мончеита и др. В отдельных ураганных пробах концентрация суммарных платиноидов доходит до 12,4 г/т при большой дисперсии распределения МПГ.

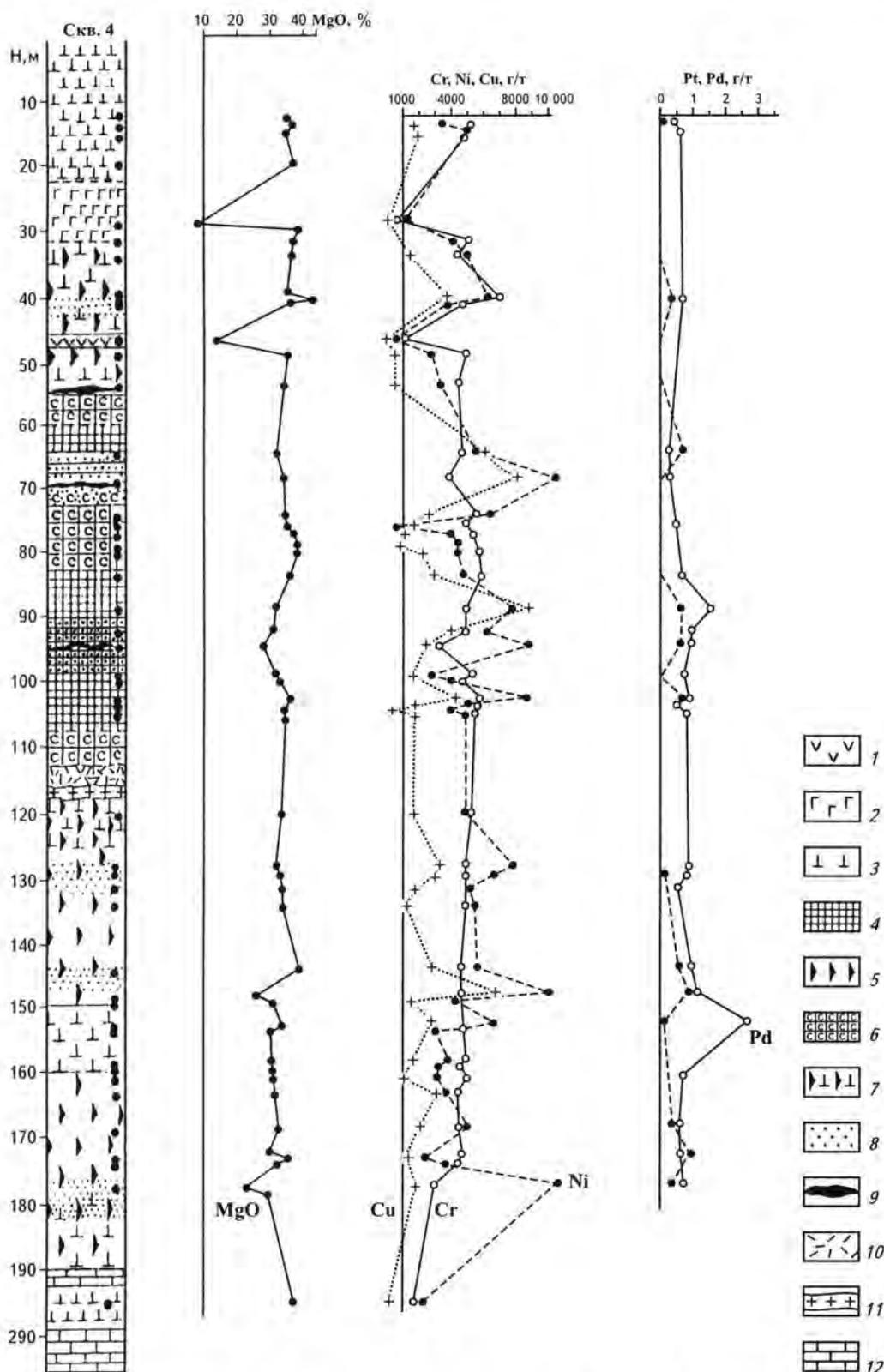


Рис. 4. Распределение благородных металлов по разрезу Кингашского массива (скв. 4)

1 – метабазальты; 2 – метагаббро; 3 – серпентиниты нерасчлененные; 4 – дуниты; 5 – верлиты; 6 – апоперидотитовые серпентиниты; 7 – аповерлитовые серпентиниты; 8 – вкрапленные сульфидные руды; 9 – брекчиево-жилльные сливные руды; 10 – зоны катаклаза; 11 – жилы альбититов и плагиогранитов; 12 – мраморы

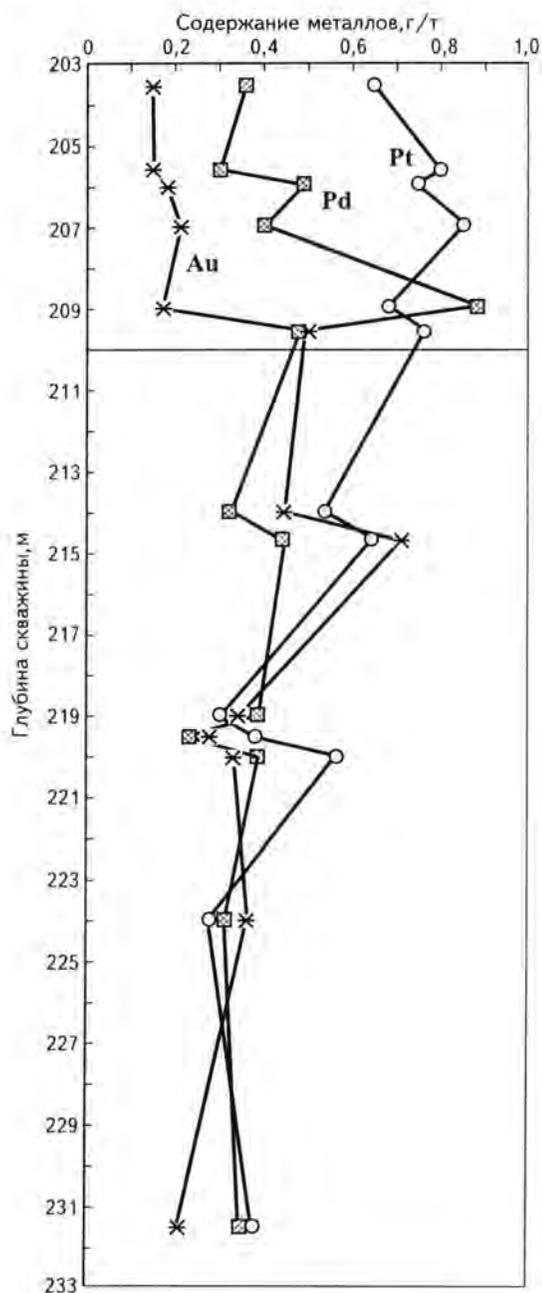


Рис. 5. Распределение металлов по серпентинитовой колонне в нижней части массива (скв. 28)

Первые данные изучения состава брекчиево-жильных руд Кингашского месторождения позволяют отметить, что при высокой концентрации в них МПГ руды обеднены такими тугоплавкими компонентами, как Ir и Os, которые присущи вкрапленным рудам (Dedeev et al., 2002). Наряду с текстурными узорами это позволяет допускать их вторично ремобилизации

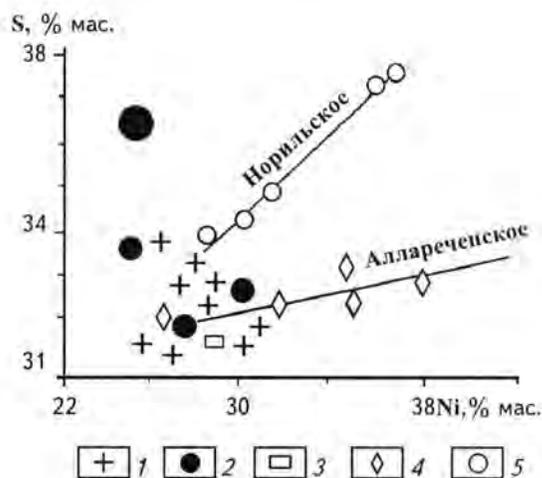


Рис. 6. Соотношение Ni и S в пентландите

1-3 – руды Кингашского месторождения: 1 – вкрапленные, 2 – густовкрапленные, 3 – импрегнация в габбро; 4, 5 – руды Аларашенского и Норильского месторождений соответственно

онную природу за счет вкрапленников. Что касается выделяемых нами в последнее время сливных ликвационных руд на СЗ фланге месторождения, то по предварительным данным можно сказать, что МПГ в них представлены всем набором минералов, типичных для вкрапленных руд. Единственным отличием их от брекчиево-жильных и вкрапленных руд является присутствие в них хорошо образованных крупных кристаллов ОI и сРу, а также Сг в количестве до 8000 г/т.

Как уже говорилось, критический горизонт, объединяющий несколько тел вкрапленных Рn-Рirг-Нр руд с МПГ, находится несколько выше подошвы массива. На СЗ фланге в соответствии с полосчатостью он имеет пологое падение; ближе к центру массива контакты выкручиваются. Мощность колеблется от 5 до 50 м, протяженность на поверхности – до 850 м. В участках раздува рифа мощность его превышает 50 м. Среднее содержание Ni составляет > 0,65% при колебании от 0,5 до 1,5%; Cu – 0,1-0,7%; Со – 0,06-0,3%. Если платиноидный риф характеризуется придонную часть массива на поверхности и по периферии, то центр его над подводным каналом выглядит как довольно монотонная масса вкрапленных руд, протяженных на глубину 150-175 м, с умеренными значениями Ni, Cu, Со.

Содержание (в мг/т) платиноидов, Ag, Au в породах Кингашского месторождения

Условный номер	Номер образца	Pd	Pt	Rh	Ru	Os	Ir	Ag	Au
1	C-1-97,5	12,0	9,0	<2,0	<5,0	6,08	0,10	313,0	10,0
2	C-1-125	80,0	80,0	6,7	<4,0	79,8	2,36	1327,2	51,5
3	C-1-161	52,0	39,0	5,7	4,52	8,88	1,29	880,3	34,6
4	C-1-174	62,0	51,0	4,1	<5,0	15,2	1,07	975,0	51,2
5	C-1-188	75,0	60,0	3,9	27,48	7,35	2,60	1287,0	49,1
6	C-1-246	160,0	200,0	5,3	<15,0	38,82	4,62	2016,5	90,8
7	C-1-285	22,0	20,0	3,9	21,09	5,21	0,45	70,2	10,0
8	C-3-100	10,0*	16,0*	–	–	–	–	90,0*	10,0*
9	C-3-109	30,0	12,0	<2,0	<10,0	9,13	0,52	342,4	30,0
10	C-3-173	13,0	<10,0	3,7	<2,0	3,54	0,01	<5,0	10,0
11	C-3-262	9,4	10,0	1,5	<10,0	<2,0	<0,02	<5,0	350
12	C-3-262	10,0	<10,0	<2,0	–	–	–	–	8,0
13	C-4-89,5	310	340	3	20	–	–	–	–
14	C-4-128	30	30	–	–	–	–	–	–
15	C-4-128,8	130	100	15	20	–	–	–	–
16	C-4-129	220	170	5	30	–	–	–	–
17	C-4-129	180	150	–	–	–	–	–	–
18	C-4-149	120	60	–	1	–	5	–	–
19	C-4-149,5	80	40	–	–	–	–	–	–

Примечание. 1 – олинвит; 2-5 – верлиты с сульфидами; 6-7 – верлиты; 8 – габбро рудные; 9-10 – габбро-пегматиты; 11-12 – пироксениты; 13 – рудные верлиты; 14, 16-17 – рудные серпентиниты; 15 – серпентиниты; 18-19 – рудные верлиты.

Анализы (1-12) выполнены атомно-абсорбционным и нейтронно-активационным методами в Аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН (аналитики В.Г.Цимбалист, Р.Д.Мельников, С.В.Княнов, А.С.Лапухов).

Анализы (13-19) выполнены в ИГЕМ РАН спектрофотометрическим методом с предварительным концентрированием и хроматографическим окончанием.

\*Анализы выполнены сцинтилляционным эмиссионным спектральным методом (в мг/т) (аналитик С.И.Прокопчук) в Институте геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН.

В пробах C-3-100 содержание (в г/т): Ni – 570, Co – 96, Cu – 230; S – 2,80% мас.

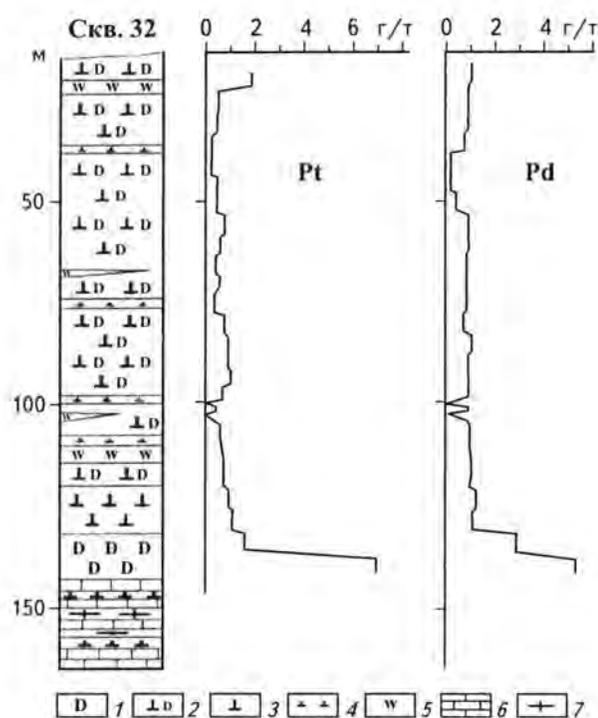


Рис. 7. Распределение Pt и Pd по разрезу скв. 32

1 – дуниты и оливиниты; 2 – аподунитовые и аповерлитовые серпентиниты; 3 – серпентиниты; 4 – жильная серпентинизация; 5 – кварцевые жилы; 6 – мраморы, 7 – гнейсы

Именно эти блоки месторождения могут быть отнесены к малосульфидному типу.

Ступенчатый характер кривых распределения Ni и МПГ по разрезу рифа выдерживается как в богатых (скв. 32, 44), так и в бедных (скв. 17) рудах. Содержание суммарной Pt варьирует в пределах 0,3-7,0 г/т (при среднем значении 3,95 г/т). В участках развития ликвационных руд концентрация (Pt+Pd) с приближением к нижнему контакту массива достигает 14-17 г/т (скв. 32) (рис. 7). Важно подчеркнуть, что именно в этом отрезке ликвационного горизонта (табл. 3) обнаруживается достаточно большое колебание в химическом составе пород. В скв. 40 на глубине 16 м в пачке дунит-верлитовых серпентинитов прослежены три тонких горизонта (до 0,5 м) массивных руд с высоким содержанием МПГ (табл. 4). Здесь во вмещающих руды породах нет столь контрастного изменения концентрации петрогенных и рудных элементов, как в скв. 32, но видно, что содержание Cr, Ni и МПГ остается довольно низким по сравнению

Таблица 3

Химический состав  
ликвационного верлитового горизонта  
у нижнего пологого контакта в СЗ части  
Кингашского месторождения (по скв. 32)

Компо- ненты	Номер образца			
	С-32-127,1	С-32-133а	С-32-135а	С-32-136
SiO <sub>2</sub>	37,52	38,76	42,25	34,90
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,45	0,37	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,41	5,89	5,17	5,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,35	13,10	10,16	17,10
MnO	0,14	0,15	0,33	0,15
MgO	29,72	29,93	30,25	26,74
CaO	4,22	2,76	3,61	3,46
Na <sub>2</sub> O	< 0,20	0,25	0,30	< 0,20
K <sub>2</sub> O	0,04	0,07	0,75	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,03	0,04
S				3,99
Ba+Ce	< 0,02	0,023	0,048	< 0,02
Sr	0,0334	< 0,003	< 0,003	< 0,003
П.п.п.	9,59	8,24	6,55	7,01
Сумма	99,64	99,68	99,84	99,61
Cr	2700	4200	5100	4000
Ni	4200	6700	3300	12 000
Co	140	170	120	300
V	180	240	320	180
Mn	910	990	4100	1400
Zr	31	27	31	37
Cu	220	180	190	220
Ti	1500	1800	1500	1600
Pt	0,04	1,60	< 0,1	3,47
Pd	0,34	0,24	0,40	1,12

Примечание. Обр. С-32-127,1 – серпентиниты хлоритизированные и тремолитизированные с бедной вкрапленностью сульфидов; С-32-133а – аповерлитовые серпентиниты на контакте с жилой плагиогранита; С-32-135а – серпентинизированные платиноносные верлиты с бруситом и реликтами ОI; С-32-136 – весьма богатая вкрапленная сульфидная руда. Силикатный анализ проб О.М.Глазунова выполнен методом РФА (рук. А.Финкельштейн), МПГ определены методом атомной абсорбции в Институте геохимии СО РАН, г. Иркутск, 2002 г. Содержание от SiO<sub>2</sub> по П.п.п. определено в % мас., остальные – в г/т.

Таблица 4

Химический состав пород и руд

Компоненты	Номер образца						
	С-40-344 (1)	С-40-347 (2)	С-40-348а (3)	С-40-363 (4)	С-40-364 (5)	С-33-43,6 (6)	С-33-49 (7)
SiO <sub>2</sub>	34,22	36,74	38,80	37,86	36,59	33,88	38,53
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,37	0,25	0,31	0,21	0,21	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,93	3,53	2,81	3,03	3,72	2,46	2,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,50	12,90	9,98	14,22	12,57	14,92	11,14
MnO	0,15	0,17	0,20	0,14	0,14	0,16	0,17
MgO	28,96	34,88	36,03	31,34	31,57	35,26	37,68
CaO	5,72	0,88	1,32	2,76	2,64	0,18	0,71
Na <sub>2</sub> O	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,17	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,06	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
S	2,22					2,84	
Ba+Ce	0,024	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	0,021	< 0,02
Sr	0,0128	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003
П.п.п.	9,24	10,32	10,39	9,98	12,25	10,61	10,14
Сумма	99,61	99,91	99,87	99,72	99,78	100,75	101,19
Cr	3100	2600	3000	2900	3400	5000	4900
Ni	2600	2600	1400	1600	2500	5600	4500
Co	240	200	140	130	160	210	180
V	160	130	140	150	150	290	220
Mn	870	1100	1600	1200	1600	880	1200
Zr	25	40	33	27	24	13	21
Cu	200	210	300	210	110	2700	200
Pt	0,016	0,51	0,01	0,064	< 0,1	0,71	< 0,1
Pd	0,015	< 0,005	0,02	0,004	0,006	0,82	0,08

*Примечание.* Серпентиниты (цифры в скобках): 1 – апверлитовые, 2-3 – аподунитовые, 4-5 – аполерцолитовые с тремя горизонтами сливных руд; 6-7 – аподунитовые, не содержащие ликвационных горизонтов сульфидов. Силикатный анализ проб О.М.Глазунова выполнен методом РФА (рук. А.Финкельштейн), МПГ определены методом атомной абсорбции в Институте геохимии СО РАН, г.Иркутск, 2002 г. Содержание от SiO<sub>2</sub> по П.п.п. определено в % мас., остальные – в г/т.

с обогащенными участками рифа без горизонтов сливных руд. Во вмещающих породах (скв. 40) выдерживается соотношение Pd < Pt при суммарном низком содержании МПГ 0,03-0,5 г/т. Количество MgO и CaO отвечает составу дунитов и верлитов. Обеднение пород Ni и Cr, возможно, объясняется сбросом элементов при ликвации расплава на месте кристаллизации, причем нет выдержанного тренда возрастания

концентрации с глубиной, которое имеет место на других участках месторождения (см. табл. 4).

В рудах месторождения выделено более 20 самородных металлов платиновой группы. Они образуют зерна размером от 20 до 40 мкм в сростании с сульфидами. В отдельных случаях наблюдаются мирмекитовые сростки с клинопироксеном, точечные включения в силикатной матрице. Во вкрапленных рудах преоблада-

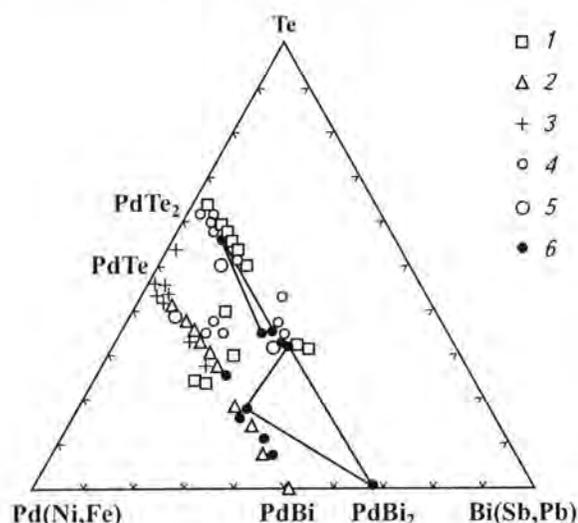


Рис. 8. Составы минералов МПГ в системе Pd-Bi-Te  
(по Г.И.Шведову и др., 1997)

1 – Номгонский массив (МНР); 2 – месторождения Норильского района; 3 – Панский массив (Кольский полуостров); 4 – гора Генеральская; 5, 6 – Кингашский массив (5 – по данным О.М.Глазунова, 6 – по данным авторов)

ют такие представители изоморфной серии, как майченерит (Pd,Pt) BiTe – (Pd – 24%, Pt – 0,75, Bi – 43, Te – 31%); соболевскит Pd (BiTe); меренскит Pd (Te,Bi)<sub>2</sub> – (Pd – 30, Bi – 20, Te – 50%), котульскит PdPt (Te,Bi)<sub>1,2</sub> – (Pd – 41%, Pt – 2, Te – 42, Bi – 15%) (Глазунов и др., 1999). Положение составов МПГ показано на тройной диаграмме Pd-Bi-Te (рис. 8).

В массивных брекчиево- жильных рудах платиноиды самородной формы встречаются чаще, чем во вкрапленных, причем содержание их достигает иногда ураганных значений и приближается в участках насыщения к уровню руд Садбери и Стиллуотера (Naldrett, Cabri, 1976). Кроме майченерита, мончеита, в этих рудах определены соболевскит Pd (Bi,Te) – (Pd – 36-38, Bi – 45-47, Te – 14-15%), фрудит PdBi<sub>2</sub> – (Pd – 18-20%, Bi – 70-73, Ir – 1-2, As – 1-3%); палловит, котульскит. Из других соединений благородных металлов описаны электрум (Au – 38-60, Ag – 35-56%) и кюстелит (Au – 28-30%, Ag – 67%, Fe – 1-2%) (табл. 5). Новые определения показывают на присутствие в рудах стибииопалладинита (табл. 6), а также целого ряда других минералов платиноидов.

**Майченерит** – наиболее часто встречающийся минерал массивных брекчиево- жиль-

ных и вкрапленных руд. Идиоморфные выделения пойкилитово включены в меренскит, цементируются гесситом и алтаитом. Несколько обогащен железом, несет примесь Ni и Sb (Шведов, Толстых и др., 1997). Минерал из придонной части ультраосновного мегасляса обеднен Pd (13- 18% против 24%) и обогащен Pt (8-9% против 1-2%) по сравнению с таковым в приповерхностной части.

**Меренскит** встречается в виде укрупненных округлых зерен (размером, превышающим 40 мк) в сростании с гесситом, алтаитом, Pn, Cub, Pirg. Состав минерала близок стехиометрическому; содержит следы Pt (до 0,02%), примесь Ni. Меренскит глубоких горизонтов месторождения (С-13-368) отличается присутствием до 0,07% Os, Ir и до 8,64% Ni.

**Фрудит (PdBi<sub>2</sub>)** как крайний член ряда майченерит – меренскит образует очень мелкие выделения в пирротине и пентландитовых рудах. Содержит примесь As.

**Соболевскит и котульскит** описаны в сростании с Нр, алтаитом (PbTe) и гесситом (Ag<sub>2</sub>Te) в виде зерен до 40 мк в диаметре. По составу соболевскит близок соответствующему соединению Садбери (Cabri et al., 1976), Норильска. Котульскит несет в своем составе до 38,4% Bi.

Из руд разных участков месторождения минерал почти не отличается по составу (Pd – 36-38; Bi – 45-47; Te – 12-15%), чего нельзя сказать о примесях. В Pn-Pirg вкрапленных рудах с Со-пентландитом СВ эндоконтакта минерал насыщен Sb (до 7,6%), содержит Os (0,25-0,28%), Ir (0,03-0,13%). В богатых преимущественно пентландитовых рудах центральной части рудного поля (скв. 4) в составе соболевскита определяются следы Sb (0,2-0,3%) при отсутствии Fe и Ni. В жильных рудах (С-4-57) минерал находится в виде эмульсионных выделений в никелине. Характерно, что на этот блок месторождения приходится аномалия остаточной намагниченности, обычно отражающей скопления минералов ранней магматической кристаллизации. Не случайно именно здесь соболевскит несет следы тугоплавких Os и Ir (0,2-0,3%). Следует заметить, что такие же примеси зарегистрированы во фрудите (Ir – 3,49; Os – 0,2-0,7%).

Химический состав минералов (в % мас.) системы Pd(Pt)-Bi-Te Кингашского месторождения

Условный номер	Номер образца	Минерал	Fe	Ni	Pt	Pd	Os	Ir	Ru	Sb	Bi	Te	Сумма
1	C-4-95,5	Соболевскит	–	–	0,00	38,12	0,21	0,16	0,03	0,30	47,31	15,45	101,59
2	C-4-95,5		–	–	0,13	36,13	0,28	0,28	0,01	0,23	46,91	15,40	99,42
3	C-9-89,0		–	–	0,00	37,02	0,25	0,13	0,01	7,67	45,30	10,34	100,72
4	C-9-89,0		–	–	0,07	36,76	0,31	0,04	0,00	7,52	45,43	10,21	100,34
5	C-34-193,7		–	0,00	0,12	37,99	–	–	–	3,52	45,19	12,55	99,50
6	C-34-193,7		–	0,00	0,08	38,41	–	–	–	3,71	46,04	12,47	100,81
7	C-9-89,0	Котульскит	–	–	0,00	36,90	0,16	0,19	0,03	0,27	38,41	25,73	101,72
8	C-9-89,0		–	–	0,00	36,74	0,19	0,20	0,02	0,31	37,40	25,29	100,17
9	C-4-57,3	Майченерит	–	–	0,00	24,16	0,22	0,01	0,04	0,03	43,51	28,93	96,93
10	C-4-57,3		–	–	0,00	23,63	0,23	0,22	0,01	0,01	43,80	29,16	97,11
11	C-12-160,75		0,30	0,16	0,11	24,78	0,03	0,00	0,09	0,19	41,62	31,34	98,62
12	C-12-160,75		0,37	0,27	0,10	24,57	0,05	0,02	0,11	0,19	41,25	31,06	97,99
13	C-34-196,9		–	0,00	8,94	19,03	–	–	–	0,38	45,86	23,38	97,72
14	C-34-196,9		–	0,00	9,80	18,63	–	–	–	0,50	45,01	23,36	97,42
15	C-12-160,75	Меренскиит	0,04	0,82	0,03	25,87	0,05	0,03	0,08	0,00	15,74	55,12	97,78
16	C-12-160,75		0,18	2,32	0,20	23,86	0,00	0,07	0,06	0,00	16,99	55,58	99,26
17	C-12-160,75		0,22	2,31	0,10	23,96	0,02	0,03	0,05	0,00	16,96	55,10	98,75
18	C-12-160,75		0,11	1,16	0,00	26,19	0,09	0,00	0,05	0,00	15,91	55,70	99,21
19	C-13-368,0		0,26	8,64	0,00	14,40	0,00	0,00	–	0,00	16,51	63,53	103,34
20	C-13-368,0		0,28	8,58	0,00	13,91	0,00	0,00	–	0,00	15,78	62,48	101,03
21	C-4-96,0	Фрудит	–	–	0,00	20,93	0,21	0,36	0,05	0,00	77,78	0,18	99,51
22	C-4-96,0		–	–	0,00	21,16	0,22	0,26	0,03	0,00	79,91	0,06	101,64
23	C-4-96,0		–	–	0,53	18,47	0,92	3,97	0,11	0,00	70,83	0,26	98,61
24	C-4-96,0		–	–	0,39	18,81	0,88	3,49	0,12	0,00	72,01	0,29	99,0
25	C-4-96,0		–	–	0,68	18,89	0,77	2,79	0,11	0,00	73,52	0,53	99,85
26	C-4-149,0	Мончеит	–	–	36,60	1,0	–	–	–	–	16,0	45,60	99,90
27	C-12-160,5	Pd-мелонит	–	14,99	0,00	4,66	0,01	0,00	0,00	0,00	14,01	65,19	98,85
28	C-12-160,5		–	14,89	0,00	4,93	0,02	0,00	0,03	0,00	14,12	65,02	99,01

Примечание. 1-2, 9-10, 21-25 – рудные минералы из брекчиево-жильных руд среди апотеридотитовых серпентинитов; 3-4, 7-8 – вкрапленные руды (перидотиты с сульфидами); 5-6, 11-20, 27-28 – богатые вкрапленные руды (рудные серпентиниты); 26 – рудные верлиты.

Химический состав (в % мас.) минералов Кингашского месторождения

Номер образца	Минерал	Ni	Pt	Pd	Os	Ir	Ru	Sb	As	Сумма
Вкрапленные руды										
К-15-87	Стибиопалладинит (4)	—	0,03	68,16	0,00	0,00	0,01	30,01	1,03	99,64
С-9-89,0	"—"	—	0,83	67,51	—	—	—	29,79	0,62	98,75
К-15-87	Мертиит II (4)	—	0,04	71,52	0,00	0,00	0,02	26,97	2,78	101,33
Сливные руды										
С-12-160,5	Сперрилит (2)	—	54,30	0,00	0,00	2,15	0,01	0,015	42,82	99,30
С-12-160,75		0,07	53,375	0,04	0,175	0,00	0,05	0,00	44,20	98,59
С-13-368,0		0,035	54,02	0,00	0,11	0,415	0,065	0,08	42,34	97,42
С-17-47,7		—	56,12	0,00	0,055	0,00	0,015	0,00	43,01	99,2
Кора выветривания										
К-15-87	Сперрилит (6)	—	56,02	0,00	0,02	0,06	0,016	0,155	42,56	98,93

Примечание. Анализы Кингашской ГРП. В скобках – количество замеров на микрозонде. Аналитик Поспелова, ИГиГ, Новосибирск. В стибиопалладините (обр. К-15-87) содержание Те составило 0,395% мас.; в сперрилите (обр. С-12-160,75 и С-13-368,0) содержание Вi – 0,02 и 0,025% мас.

**Сперрилит (PtAs<sub>2</sub>)** преимущественно развит в рудах массива 18 и 9-101, где содержит примеси Pd, Os, Fe, Ni. На Кингашском месторождении находится в сростании с монченитом и тетраферроплатиной во вкрапленных рудах – в разрезе по скв. 9 (глубина 89 м), скв. 12 (160 м), скв. 13 (368 м). Образует эвгедральные формы до 0,3 мм в диаметре. Микронные выделения платиновых минералов рассеяны в силикатной матрице (С-35-256) и, возможно, представляют собою молекулярные кластеры. Минерал встречается в различных типах руд в ассоциации с меренскиитом (С-12-160,7), халькопиритом, пентландитом, хромшпинелидами (С-35-252,6), реже с Ir(AsS)<sub>2</sub>.

**Стибиопалладинит** образует зерна до 0,5 мм в поперечнике в сростании с амфмболом и Au; содержит до 0,3% Pt, 0,39-1,60% Те и 1,03-1,63% As.

**Паоловит (PdSn)** встречен в виде единичных прямоугольных зерен в массе Pигт брекчиевых руд (С-4-96). В составе отмечена примесь Ir (до 0,15% мас.) и Os (0,14% мас.). Во вкрапленных рудах (С-12-54) С.М.Козырев описал **Pd-кабриит (PdCuSn)**.

**Pd-содержащий мелонит (PdNi)Te<sub>2</sub>** достаточно распространен в брекчиевых и флюидально-полосчатых рудах. Ассоциирует со сперрилитом и гесситом в катаклазированных породах и рудах, приурочиваясь к трещинам в Pи, залеченным Pигт.

Из других минералов группы Pt в брекчиевых рудах обнаружен мертиит (Pd<sub>8</sub>Sb<sub>3</sub>); в деллювиальных отложениях СВ части массива, а также в катаклазированных рудных серпентинитах (С-12-160, С-4-96) найдены такие минералы, как кюстелит, тетраурикуприд, электрум, самородное и медистое золото (табл. 7).

Некоторые закономерности генезиса платиноидно-медно-никелевого оруденения Кингашского месторождения были рассмотрены ранее (Глазунов, 1981,1994, 2000; Glazunov, 2002; Глазунов, Богнибов и др., 1999; Глазунов, Павлова и др., 2001). Прежде всего следует отметить, что рудная вкрапленность накладывается в разной степени на все породы массива. Максимальное скопление ее приурочено к нижней приподошвенной части разреза, с которой совпадают максимумы концентрирования Pd, Ni,

Таблица 7

Химический состав (в % мас.) минералов благородных металлов Кингашского месторождения

Условный номер	Минерал	Fe	Cu	S	Au	Ag	Hg	Pt	Te	Pd	Сумма
1	Самородное золото	–	0,02	–	96,38	2,73	0,36	0,00	–	–	99,49
2		–	0,00	–	95,42	2,71	0,31	0,00	–	–	98,44
3		2,89	0,00	0,03	84,18	14,92	1,56	0,00	–	–	100,67
4		2,87	0,00	0,02	83,92	15,01	1,62	0,00	–	–	100,54
5	Медистое золото	–	5,91	–	90,82	4,66	0,00	–	–	0,00	101,39
6		–	4,22	–	90,62	5,94	0,05	–	–	0,00	100,83
7		–	13,52	–	86,49	1,43	0,09	–	–	0,00	101,54
8		–	12,77	–	85,83	2,68	0,13	–	–	0,00	101,40
9	Палладистое золото	–	0,02	–	80,78	16,69	0,00	–	–	1,60	99,09
10		–	0,00	–	81,14	16,90	0,00	–	–	1,71	99,75
11	Электрум	–	0,00	–	60,02	35,51	0,00	–	0,02	–	98,47
12		–	0,00	–	59,68	35,15	0,00	–	0,05	–	97,77
13	–	1,26	0,61	2,35	38,79	56,20	0,03	–	0,05	–	99,88
14	–	1,04	0,59	0,65	42,55	58,61	0,00	–	0,07	–	103,52
15	–	–	0,04	–	53,14	45,75	1,02	0,00	–	0,00	99,95
16	–	–	0,00	–	52,02	47,08	1,11	0,00	–	0,00	100,20
17	–	–	1,45	–	42,64	56,54	0,10	–	–	0,00	100,73
18	–	–	1,93	–	42,20	57,22	0,04	–	–	0,00	101,39
19	Кюстелит	1,23	0,77	1,69	28,60	67,96	0,08	–	0,05	–	100,38
20		1,25	0,80	1,88	28,13	67,89	0,14	–	0,06	–	100,15
21	Аурикуприд	–	48,42	–	49,79	0,26	0,00	0,00	–	0,00	98,47
22		–	48,65	–	49,36	0,31	0,00	0,00	–	0,00	98,32
23		–	44,77	–	52,74	1,94	0,00	–	–	0,00	99,46
24		–	41,23	–	48,76	9,34	0,00	–	–	0,00	99,32
25	Тетрааурикуприд	–	31,55	–	58,72	9,58	0,00	0,00	–	0,00	99,85
26		–	31,81	–	57,91	9,45	0,00	0,00	–	0,00	99,17
27		–	25,13	–	75,07	0,00	0,02	–	–	0,01	100,22
28		–	25,21	–	75,23	0,00	0,03	–	–	0,00	100,47
29	Pd-тетрааурикуприд	–	26,54	–	71,17	0,00	0,00	–	–	2,58	100,29
30		–	26,43	–	71,77	0,00	0,02	–	–	2,38	100,61
31		–	26,65	–	70,82	0,00	0,00	–	–	3,53	101,00
32		–	26,81	–	70,00	0,00	0,00	–	–	4,04	100,85
33	Амальгама Au и Ag	–	8,02	–	69,53	7,10	12,65	0,02	–	0,00	97,32
34		–	7,58	–	70,52	7,67	12,11	0,00	–	0,00	97,88
35	Гессит	1,89	1,10	0,37	0,04	60,25	–	–	37,22	–	100,87
36		0,26	–	–	–	57,87	–	0,00	39,20	0,02	97,40
37		0,30	–	–	–	57,75	–	0,00	39,39	0,04	97,54

Примечание. 1-2, 5-10, 17-18, 21-34 – К-15-87; 3-4, 15-16 – С-12-160,5; 11-12 – К-50-144,0; 13-14, 19-20 – С-4-95,5; 35 – С-4-96,6; 36-37 – С-12-160,75; прочерк – элемент не обнаружен. В гессите (пробы 36, 37) содержание Rh составляет соответственно 0,05 и 0,06%.

Ст. Именно эти участки объединяются в критический “рифовый горизонт”, содержащий богатые вкрапленные руды, “пласты” ликватов и частично брекчиево-жильные тела.

В дунитах и верлитах сульфиды представляют собою продукт кумулятивной фракционной кристаллизации. Исходя из рассчитанного высокого коэффициента распределения Ni, кристаллизация до 40% оливина приводит к резкому снижению элемента в остаточной жидкости. Поэтому Кингашская рудно-магматическая система была не способна “насытиться” сульфидным никелем в стационарном режиме даже при условии избыточной ее сульфидизации. Вполне допустима частичная ассимиляция изначального расплава S за счет вмещающей рамы в данном регионе, имеющей аномально высокий кларк серы (Ярошевич, 1989). Эффективным путем обогащения пород сульфидами и МПГ на месторождении остается просачивание рудной жидкости из дополнительных “обогачительных” камер под давлением. Существование таких дополнительных магматических камер экстраполируется по геофизическим данным (Глазунов, 2001).

Интеркумулусная фаза сульфидов раннего магматического процесса обогащается преимущественно Pd, V и Te и совпадает со “сбросом” из силикатов Cr и сульфидного Ni, тогда как в брекчиево-жильную стадию происходит “приток” в систему Pt, As, Sn. Он сопровождается амфиболитизацией, флогопитизацией, появлением халькопирита-II, борнита, второй генерации пентландита, секущего пирротин. Не исключается, что находки в этой среде сперрилита ( $PtAs_2$ ) связаны с метаморфической перегруппировкой МПГ и выносом части Ni и особенно Cu, в результате чего возникает небольшой ореол в *экзоконтакте интрузива (аналогия с Печенгой)*.

С учетом экспериментов можно предположить, что насыщение первичного силикатного расплава рудной составляющей происходило в условиях шпинелевой фации глубинности ( $T \sim 1000^\circ C$ ,  $P \sim 100-150$  МПа). Источником родоначального расплава является аномальная верхняя мантия EM-2, слабо деплетированная и первично насыщенная Ni, Cu, Co, МПГ, о чем свидетельствуют положительные значения изотопов  $\epsilon Nd +0,16-(+6,56)$  и широкая сульфидизированность разнотипных по составу основных и

ультраосновных пород КЗП. Не случайно первичное отношение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в верлитах и габбро поднимается до 0,70753 (Глазунов, 2003).

На Кингашском месторождении породы, нормированные к хондриту C1, показывают на сходство магматических трендов распределения с таковыми Садбери, Печенги и Мончегундры, где также выдерживаются параметры связи элементов, более сходные с ферропикритами, чем с коматитами.

Средний состав продуктивных на никель ультрамафитов КЗП максимально приближается к региональному мантийному субстрату, обогащенному рудными элементами. Прямое отношение Cr и Ti, насыщенность ультраосновных пород Ca, Al, четкий европиевый минимум также свидетельствуют о происхождении их из слабо деплетированной первичной мантии (Глазунов, Прокопчук и др., 1998).

Важным остается вопрос об аккумуляции сульфидных расплавов и их насыщенности МПГ. Некоторое уточнение в этом отношении может дать оперирование пересчетами состава минералов на 100% сульфида. Как видно из треугольной диаграммы, основной путь эволюции рудного расплава на начальном этапе фракционирования протекает в режиме устойчивого накопления Ni при слабом участии Cu. Допустимая температура для вкрапленных руд превышает  $850^\circ C$ , судя по экспериментам (Barnes et al., 1985) (рис. 9).

При сохранении общей тенденции концентрирования Ni на магматической стадии в дальнейшем четко проявляется смещение тренда в сторону компоненты CuS.

Отсутствие четкой корреляции Cu с Ni и Pd показывает на то, что накопление Ni завершается в основном до гидротермальной стадии, когда происходит главная миграция Cu. Некоторое независимое от Pd распределение Pt объясняется ремобилизацией элемента при метасоматозе и сбросом в верхние части разреза ультраосновного мегаслоя. Судя по парагенным сростаниям платиновых минералов с сульфидами в дунитах и верлитах, концентрация их начинается во вкрапленных сидеронитовых рудах при соотношении  $Ni/(Ni+Cu) = 0,5-0,7$ . Для этих пород типичен низкий уровень рассеяния Pd и Pt в силикатах ( $>200$  мг/т). Высокотемпературный

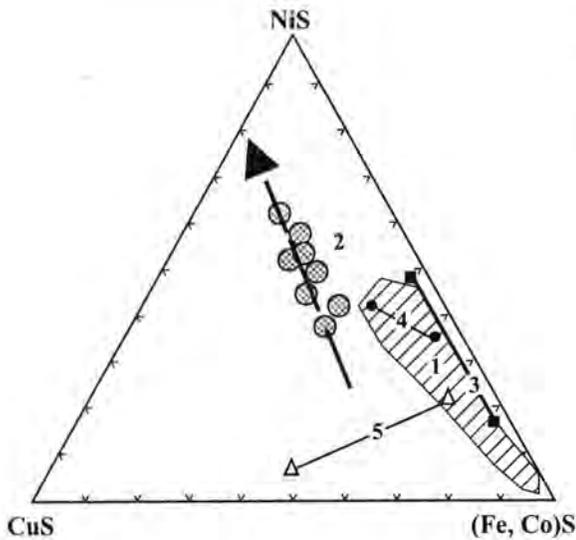


Рис. 9. Диаграмма эволюции рудного расплава

1, 2 – поле состава вкрапленных (1) и брекчиево-жильных (2) руд Кингашского месторождения; 3 – сульфидные руды, связанные с коматитами (Naldret, 1976); 4-5 – границы состава сульфидов по экспериментальным данным (Barnes et al., 1985): 4 – ~1000°C, 5 – 850°C

характер выделения МПГ на этапе ранней кристаллизации в придонных участках интрузива маркируется присутствием до 70 мг/т высокоплавкого Os, а также Cr. Однако в основном он выразился в появлении ликвационных горизонтов сливных руд, обогащенных самородными элементами – никелем и хромом. Совмещение тонкой полосчатости массива, контрастного распределения и высокого содержания элементов в низах разреза с теоретических позиций [7] может представлять собою пример ликвационного распада расплава на сульфидную и силикатную составляющие. В сульфидной фазе в пересчете на 100% аккумулируется (в %): от 13 до 40 Pt, 12-54 Pd, 0,7-1,5 Rh, 7-22 Au.

Анализ Pt/Pd и Rn показывает присутствие в них 0,1-0,3% МПГ, что сопоставимо с рудами Норильского типа (Evstigneeva, Filimonova, 2002). Кроме самородной формы, МПГ рассеиваются в сульфидах и силикатах. Наиболее высокое количество Pd (2-4%) определяется в тетраурикуприде, 1,7% – в медистом и палладистом золоте. Следы Pd (0,04%) показывает гессит. В электруме и амальгаме МПГ и Au не обнаруживаются. Среди силикатов максимально высокий уровень МПГ определен в клинопи-

роксене (100 мг/т Pt; 150 мг/т Pd). Рассеянную форму МПГ несут серпентин и хлорит.

Накопление МПГ в ликвационных “слоях” показывает, что собственно магматическая стадия является наиболее благоприятной для этого процесса. В то же время отступление от классической схемы, в частности наблюдаемая локализация Pt в кровле ультраосновного мегаслоя наряду с ураганным содержанием их в брекчиево-жильных рудах – все это служит доказательством широкого проявления метасоматических и ремобилизующих процессов при формировании Кингашского месторождения.

Метаморфизм осложняет первичную картину распределения руд в Кингашском массиве, но не стирает закономерности обогащения ими придонных частей Ni и Pd, Pt, а приповерхностных – Co и Ag. Кроме того, процессы метаморфизма приводят к наложению на медно-никелевую золотосеребряную минерализации.

Как уже отмечалось, в процессе образования месторождения большую роль играл метасоматоз. Об этом, в частности, говорит обедненность пироксенитов тугоплавкими МПГ и появление по спайности клинопироксенов ажурных сульфидных выделений с микронными частицами платиноидов. Возможно, влиянием фильтрационного эффекта объясняется ультрадисперсная форма рассеяния МПГ в пироксенах.

Таким образом, оконтуривание экстремальных содержаний МПГ в виде “рифа” и сульфидных горизонтов имеет не только генетическое, но и практическое поисковое значение. Более того, пополнение данных по платиноидам может коренным образом изменить в положительную сторону стоимостную оценку месторождения.

В заключение следует подчеркнуть следующее.

1. Платиноиды преимущественно концентрируются в ультраосновном мегаслое, и только незначительные содержания их определяются в габбро. Платиноиды вкрапленных и сливных руд несколько различаются по составу.

2. Выделено более 20 минералов группы Pt. Видимые самородные платиноиды в основном входят в состав вкрапленных и пластовых тел критического горизонта, а также в брекчиево-жильные руды.

3. Основная доля никеля, меди, кобальта входит в сульфиды – Рп-Рiтг-Нр парагенезиса.

4. Геохимическая зональность в рудном поле проявляется в накоплении с глубиной Ni, Сг и благородных металлов.

5. Платиноидный риф, как максимум локализации МПГ и Ni, выдерживается на поверхности и на глубине.

6. Геохимический баланс показывает на реконцентрацию Ni, Cu и МПГ под влиянием метаморфизма. Особенности распределения и поведения элементов в парагенных минералах руд отражают их магматическое происхождение.

Уровень платиноидов в породах Кингашской РМС и, в частности, преобладание Pd над Pt является типичным для сульфидных месторождений зеленокаменных поясов. Присутствие серебра, золота на одних интервалах с никелем и платиноидами повышает роль благородных металлов в общем балансе руд. Перспективность района КЗП возрастает в связи с распространенностью здесь пикритов и коматитов, как известно, благоприятных на никель-платиноидную минерализацию.

**Общие запасы Кингашского рудного узла даже на первой стадии разведки обуславливают необходимость создания на юге Красноярского края эффективного и рентабельного горно-обогащительного производства никеля, меди, кобальта, платиноидов и золота.**

## ЛИТЕРАТУРА

1. Глазунов О.М. Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. – Новосибирск: Наука, 1975.

2. Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. – Новосибирск: Наука, 1981.

3. Глазунов О.М. Кингашское сульфидное платиноидно-медно-никелевое месторождение (Восточный Саян) / О.М.Глазунов, А.В.Валетов, В.И. Богнибов и др. // Платина России. – Т. III. – Кн. 1. – М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1999.

4. Додин Д.А. Металлогения платиноидов крупных регионов России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, О.И.Чередникова. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 2001.

5. Додин Д.А. Платиноиднометалльные месторождения России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, Б.А.Яцкевич – СПб.: Наука, 2000.

6. Еханин А.Г. Геология и рудоносность Кингашского базальт-коматитового комплекса. Дис... к.г.-м.н. – Красноярск, 2000.

7. Маракушев А.А. Петрологические модели формирования рудных месторождений-гигантов / А.А.Маракушев, Н.А.Панеях, В.Л.Русинов др. // Геол. рудн. месторождений – 1998. – Т. 40. – № 3.

8. Мехоношин А.С. Платиноносные ультрамафиты Бирюсинского выступа Сибирской платформы / А.С.Мехоношин, Т.Б.Колотилина // Платина России. – Т. III. – М.: “Геоинформмарк”, 1999.

9. Сурков В.С. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской складчатой области / В.С.Сурков, В.П.Коробейников, А.В.Абрамов и др. – М.: Недра, 1988.

*Институт геохимии СО РАН,  
г.Иркутск*

УДК 553.491.8:552.3(925.15/16)

*А.И.Глотов, А.П.Кривенко, А.В.Лавренчук*

**ГЕОХИМИЯ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ  
И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ  
КИНГАШСКОГО СУЛЬФИДНОГО  
ПЛАТИНОИДНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
(ВОСТОЧНЫЙ САЯН)\***

Кингашский массив относится к кингашскому вулкано-плутоническому коматит-базальтовому комплексу Канского зеленокаменного пояса Восточного Саяна [3, 6, 7 и др.]. Кингашское месторождение в совокупности с другими платиноидно-медно-никелевыми рудопроявлениями района послужило основанием для выделения на юге Сибири самостоятельной раннепротерозойской никель-платиноидной провинции [Глазунов, 1996; 5-7]. Проработка генетических аспектов сульфидного рудообразования и анализ физико-химических условий формирования сульфидных руд и распределения в них платиноидов на Кингашском месторождении является необходимым направлением исследований в разработке стратегии поисков платиноидно-медно-никелевых руд как в Кингашском рудном районе, так и для всего ареала кингашского коматит-базальтового комплекса. Некоторые из таких вопросов, во многом определяющих поведение платиновых металлов при рудообразовании, рассматриваются в предлагаемой работе.

**Методология исследований  
и аналитические методы**

Кингашское месторождение в соответствии с его минералого-геохимическими характеристиками в генетическом отношении следует рассматривать как сульфидно-силикатную систему, сульфидная часть которой в разной степени представлена практически во всем объеме

Кингашского массива. Динамика концентрирования и фракционирование сульфидной жидкости при рудообразовании на месторождении проявлены слабо. Поскольку месторождение является комплексным и наряду с никелем и медью здесь значительную роль играют благородные металлы, мы при анализе состава руд подразделяем их на типы по главным рудным компонентам (для сульфидных Cu-Ni месторождений это, в первую очередь, железистый и медистый типы руд) и при дальнейшем анализе определяем распределение платиноидов и золота между выделенными типами с последующей генетической интерпретацией. Данные о составе руд пересчитывались на 100%-ную сульфидную составляющую.

При анализе распределения благородных металлов между типами руд в конкретном месторождении используются средние их содержания в этих разновидностях, нормированные по железистому типу руд. Такие нормированные значения могут анализироваться на диаграмме, по горизонтальной оси которой откладываются значения отношений Fe/Cu для выделенных типов [4]. При сопоставлении геохимии МПГ в рудах разных месторождений, а также природных и экспериментальных данных, более удобен вариант, представленный на рис. 1. Для каждого элемента, в зависимости от поставленных задач, могут указываться численность выборки, параметры распределения и другие характеристики.

\* Работа выполнена при финансовой поддержке программы "Платина России", проекта 6.2.2. "Условия образования и перспективы обнаружения крупных и уникальных месторождений металлов платиновой группы в Сибири" и РФФИ (грант № 02-05-65087).

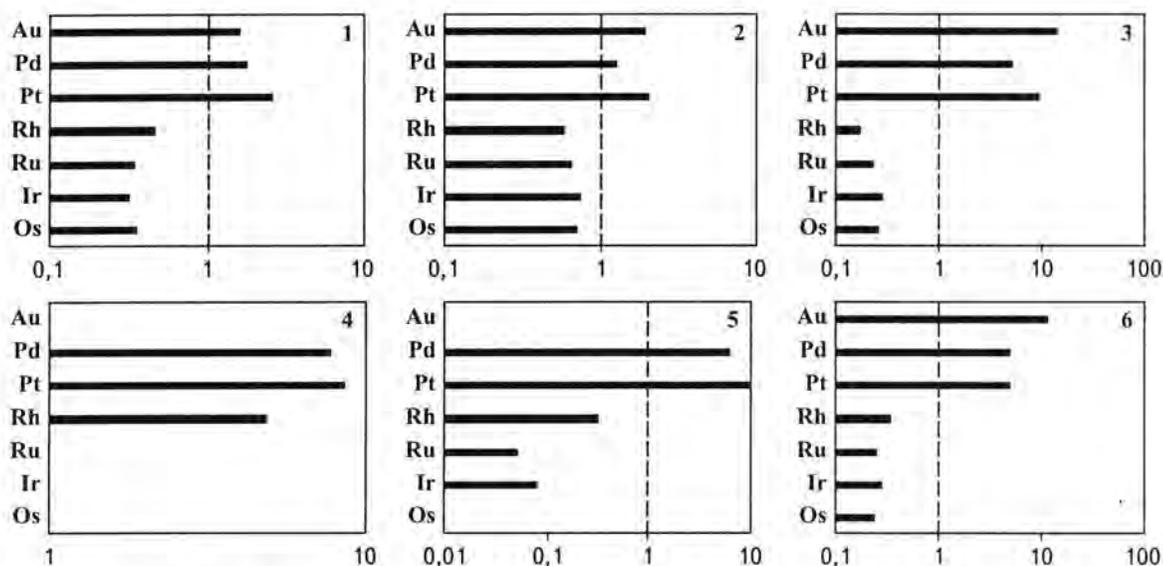


Рис. 1. Диаграммы содержаний благородных металлов в медистых рудах, нормированных по железистому типу руд (на mss в эксперименте)

1-4 – месторождения: 1 – Агни (коматититы), 2 – Джиньчуань, 3 – Октябрьское, 4 – Кингашское; 5-6 – эксперименты: 5 – при 950°C [9], 6 – при 1040°C (Fleet M.C. et al., 1993)

Цветные и благородные (Pt, Pd, Rh, Au и Ag) металлы определялись атомно-абсорбционным методом, сера – химическим в Аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН (Новосибирск). Там же определен изотопный состав серы на установке “Finigan”. Состав сульфидов изучен рентгено-спектральным методом на микрозонде “Camebax”. Содержания Ru, Ir и Os определены кинетическим методом в ФГУП “ЦНИГРИ” (Москва).

#### **Петрология сульфидного МПП-Сu-Ni-рудобразования Кингашского месторождения**

*Состав МПП-Сu-Ni-руд  
и особенности геохимии МПП  
в Кингашской рудно-магматической системе*

Сульфидное оруденение развито по всему разрезу Кингашского массива и представлено преобладающими интерстиционно-вкрапленными рудами, сингенетичными вмещающим их породам, и вкрапленно-прожилковыми, брекчиевидными и массивными типами руд поздних стадий рудоотложения. Размещение и состав руд месторождения освещались во многих работах (например, [3, 4, 5]) и в обобщенном виде,

дополненным нашими наблюдениями, характеризуются следующими особенностями. Основная часть руд концентрируется в ультрабазитах нижней части разреза массива, причем распределение платиноидов, имеющее локальные максимумы на различных уровнях, в целом отвечает размещению главных рудных металлов. В рудах преобладают сульфиды железа (пирротин, троилит), пентландит с подчиненным количеством халькопирита и магнетита. Второстепенные минералы – это валлериит, макинавит, виоларит, кубанит, арсениды и сульфидарсениды Ni и Fe, ильменит, пирит.

Особенностями состава руд являются их повышенная никеленосность ( $Ni/(Ni+Cu) = 0,7$ ), высокий уровень (в среднем около 0,35 г/т) содержаний МПП и близкие в целом по месторождению содержания Pt и Pd. Отношение Pd/Au, равное 2,3, достаточно характерно для магматогенных сульфидных Cu-Ni месторождений. Изотопный состав серы в рудах варьирует от -1,4 до +0,9‰, т.е. близок к мантийному со слабым смещением в сторону легкого изотопа (табл. 1).

Соотношение платиноидов, судя по полным анализам из различных типов руд (табл. 1, [5]), характеризуется повышенными содержа-

Содержания Ni, Co, Cu, S (в % мас.), благородных металлов (в г/т) и изотопный состав серы (в ‰)  
в сульфидных медно-никелевых рудах Кингашского месторождения

Руды	Номер образца	Ni	Co	Cu	Ag	Au	Pd	Pt	Rh	Ru	Ir	Os	S	$\delta^{34}\text{S}$
1	C-4-119	0,72	0,02	0,28	0,035	0,072	0,54	0,52	0,045	0,034	0,011	0,079	1,3	—
2	C-32-137,8	1,50	0,03	0,29	0,41	0,086	0,76	1,28	0,054	—	—	—	2,67	—
3	C-32-140	1,05	0,03	0,92	2,23	0,63	1,60	0,82	0,055	—	—	—	3,00	—
4	C-33-51	2,00	0,03	0,90	2,25	0,14	0,76	0,92	0,042	—	—	—	5,28	—
5	C-36-82,2	0,70	0,02	0,47	0,17	0,072	0,22	0,26	0,031	—	—	—	1,29	—
6	C-4-125	0,52	0,02	0,20	0,18	0,098	0,32	0,40	0,024	0,113	< 0,01	0,051	0,54	—
7	C-31-23	0,46	0,01	0,15	0,13	0,094	0,34	0,30	0,034	—	—	—	0,52	—
8	C-17-127,6	0,12	0,02	0,07	0,15	0,0049	0,01	0,03	0,005	—	—	—	2,55	—
9	C-17-138	0,05	0,01	0,02	0,045	0,004	0,07	0,06	0,006	—	—	—	0,51	—
10	C-17-168	0,08	0,01	0,05	0,078	0,0054	0,02	0,08	0,009	0,018	< 0,01	< 0,004	1,18	—
11	C-33-44	16,70	0,36	0,98	3,87	0,53	5,80	0,22	0,055	—	—	—	24,36	—
12	C-34-165	6,20	0,10	0,38	2,87	0,087	1,25	0,09	0,056	—	—	—	26,94	-0,5
13	C-32-45	2,90	0,07	0,85	1,12	0,16	0,50	0,03	0,044	—	—	—	13,52	—
14	C-4-123	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,40	-1,4
15	C-32-156	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,46	+2,0
16	C-35-230	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,90	+0,9
17	C-17-99,7	0,085	0,015	0,053	—	—	—	—	—	—	—	—	1,56	—
18	C-17-100	0,095	0,014	0,050	—	—	—	—	—	—	—	—	1,55	—
19	C-17-111,2	0,094	0,019	0,053	—	—	—	—	—	—	—	—	2,14	—
20	C-17-183	0,086	0,012	0,050	—	—	—	—	—	—	—	—	1,13	—
21	C-17-194,5	0,097	0,017	0,067	—	—	—	—	—	—	—	—	1,75	—

*Примечание.* Разновидности руд: 1-10, 14-21 – вкрапленные и гнездово-вкрапленные; 11, 12 – жильные; 13 – брекчиевидные. Анализы выполнены атомно-абсорбционным (серахимическим) методом в Аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН (Новосибирск), аналитики Н.Я.Аксенова и В.Г.Цимбалит. Содержания OsIr и Ru определены кинетическим методом в ФГУП «ЦНИГРИ» (Москва). Прочерк – элемент не анализировался.

ниями тугоплавких элементов (Ru, Ir, Os), что указывает на слабое фракционирование сульфидной жидкости при рудообразовании. По нашим данным, в сульфидной фазе вкрапленных руд месторождения содержится 2,45-26,13 г/т платины, 0,71-23,18 – палладия, 0,23-2,32 – родия и повышенные количества (0,55-7,39 г/т) рутения. Такие уровни и разброс содержаний этих металлов в сульфиде могли возникнуть при высоких значениях R-фактора (отношение массы силикатной магмы к массе сульфида) порядка  $n \cdot 10^3 - n \cdot 10^4$ . Учитывая небольшие размеры Кингашского массива и высокую его сульфидонасыщенность, сульфидно-силикатная ликвация родоначальной магмы произошла до внедрения ее в магматическую камеру. Сам массив формировался из рудоносной магмы с избыточным по отношению к сульфидно-силикатному равновесию количеством сульфида, взаимодействовавшего со значительными объемами силикатного расплава в процессе подъема к поверхности или в условиях более глубинного и крупного по размерам промежуточного очага. Содержания благородных металлов в чистом сульфиде сплошных и брекчиевидных руд в целом ниже и только для палладия достигают первых граммов на тонну, что свидетельствует об отсутствии концентрирования их на позднемагматической стадии рудообразования, сопровождавшейся, вероятно, высокотемпературными гидротермальными процессами и определившей сопоставимые с вкрапленными количества в таких рудах никеля, кобальта, повышенные содержания железа и пониженные меди. Ранее нами отмечена относительно низкая серонасыщенность сульфидно-силикатной системы при формировании месторождения, для которой  $I_{\text{gfs}_2}$ , оцененный по соотношению Ni и Fe в пентландите, составлял от -10 до -13. Этот показатель хорошо согласуется с данными экспериментов в различных по серонасыщенности платиноидсодержащих сульфидных системах (Vapnes et al., 1996), показанными на рис. 2 согласно нашей методике. Здесь хорошо видно, что распределение Rh в рудах Кингашского месторождения ( $D_{\text{Rh}}^{\text{ms/L}} = 0,37-8,28$  и зависит от степени насыщенности серой сульфидного расплава) отвечает низкосернистым условиям кристаллизации сульфида, без “классической” разгонки

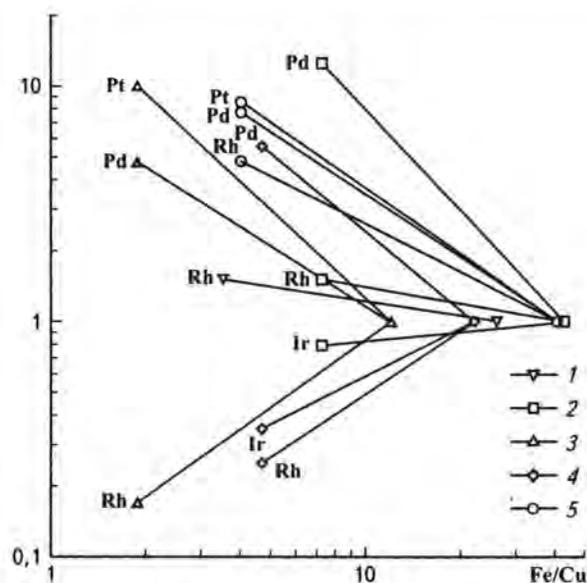


Рис. 2. Диаграммы содержаний МПГ, нормированных по железистому типу руд Fe/Cu для кингашских руд и в эксперименте с различной серонасыщенностью сульфида (Li et al., 1996)

1, 2 – при  $S < 50\%$  ат.: 1 – при  $1000^\circ\text{C}$ , 2 –  $1100^\circ\text{C}$ ; 3, 4 – при  $S > 50\%$  ат.: 3 – при  $1000^\circ\text{C}$ , 4 –  $1100^\circ\text{C}$ ; 5 – данные по Кингашскому месторождению

МПГ по соответствующим типам руд, проявленной в большинстве месторождений. Отметим, что сближение нормированных значений для Pt и Pd, а иногда и более высокое у Pt, свойственное коматиит-ассоциированным месторождениям, характерно и для Кингашского месторождения. Такая особенность соотношения Pt и Pd, проявленная на диаграмме, отвечает материалам подсчета ресурсов этих металлов очень близких по абсолютной величине (Резников и др., 2001).

Распределение нормированных на мантию благородных и цветных металлов в сульфидной фазе кингашских руд по соотношению тугоплавких и легкоплавких платиноидов более всего сближается с графиком распределения этих металлов в сульфидах, ассоциирующих с коматиитами (рис. 3). Сульфиды, ассоциирующие с высокомагнезиальными базальтоидами и платобазальтами, по типовым кривым, приведенным в работе [10], характеризуются более крутым наклоном за счет пониженных, по сравнению с коматиит-ассоциированными и кингашскими, содержаний сидерофильных платиноид-

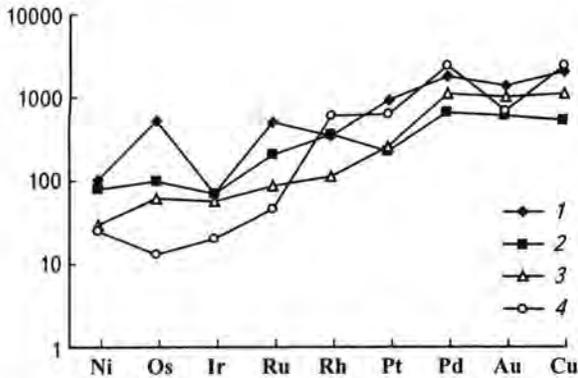


Рис. 3. Нормированные на мантию содержания цветных и благородных металлов в сульфидной фазе кингашских руд (1) и в сульфидах, ассоциирующих с коматитами (2), высокомагнезиальными базальтоидами (3) и платобазальтами (4) [10]

дов и никеля. Относительно повышенные содержания Pt, Pd, Au и Cu в Кингашском месторождении, по сравнению с типичными коматитами, связаны, вероятно, со слабым фракционированием сульфидной жидкости при формировании Кингашского месторождения.

### Особенности минералогии сульфидов

Как уже отмечалось, в сульфидной ассоциации преобладают сульфиды Fe и Ni (до 70-80% об.) и, в подчиненном количестве, присутствуют минералы группы халькопирита. Сульфиды железа представлены преимущественно гексагональным пирротинном и троилитом, примесь Ni в которых не превышает 0,05% (табл. 2). В образцах из скважин 4 и 33 обнаружен макинавит с содержанием Ni 4,14-4,62% и, в одном случае, достигающим 7,15%. Кобальт в макинавите присутствует в количестве 0,24-0,48%, а в образце из скв. 4 – до 0,99%. Пентландит в рудах имеет железистый состав и содержит Co, иногда до 1,4-5,2%. Для руд месторождения характерен также медистый пентландит с содержанием Cu до 15,5%. Такие особенности состава сульфидной ассоциации с участием троилита, макинавита и постоянно железистый состав пентландита (Ni/Fe = 0,66-0,93) свидетельствуют о высокой железистости в целом кингашской рудно-магматической системы, в принципе по составу сульфидов железа отвечающей области, показанной на рис. 4.

Состав халькопирита достаточно стехиометричен. Иногда он содержит примесь Ni (до

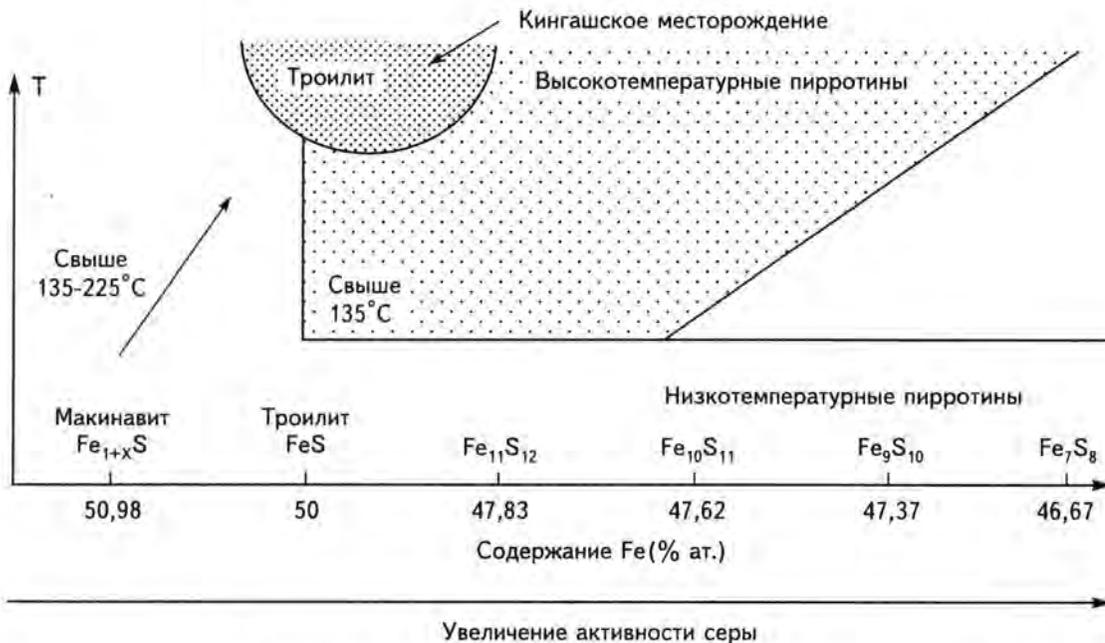


Рис. 4. Область кристаллизации сульфидов железа Кингашского месторождения на диаграмме А.А.Головикова "состав – температура"

Химический состав (в % мас.) сульфидов Кингашского месторождения

Номер образца	Fe	Ni	Co	Cu	Ag	Pd	S	Сумма
<b>Троилит, пирротин</b>								
32-140-7	63,03	0,01	0,01	0,02	–	–	36,91	99,99
33-44-2	62,24	–	0,01	0,16	0,00	–	36,66	99,08
17-127-4	61,95	0,01	0,04	–	–	–	36,79	98,79
17-138-1	61,75	0,01	0,05	0,02	–	–	37,03	98,86
34-165-1	59,6	0,03	–	0,01	–	–	38,8	98,43
<b>Макинавит</b>								
4-125-4	57,30	4,14	0,99	0,03	–	–	35,86	98,32
33-51-7	55,75	7,15	0,34	0,10	–	–	36,10	99,44
33-51-11	56,11	4,43	0,36	1,97	–	–	36,42	99,29
<b>Пентландит</b>								
32-140-6	33,72	32,27	0,71	0,05	–	0,05	33,14	99,93
32-140-4	34,48	31,83	0,63	0,04	–	0,06	33,52	100,56
33-44-3	37,65	28,01	0,60	0,03	–	–	33,26	99,56
17-127-1	33,53	27,79	5,15	0,03	–	–	32,97	99,46
4-125-1	36,92	27,88	1,35	0,16	–	–	33,63	99,94
4-125-5	38,45	26,75	0,94	0,03	–	–	33,59	99,76
<b>Си-пентландит</b>								
36-82-2	43,08	15,68	0,08	6,77	–	–	33,44	99,06
36-82-2	34,50	15,11	0,16	15,50	0,03	–	33,92	99,22
36-82-3	34,59	21,07	0,14	9,88	0,05	–	33,86	99,58
<b>Кубанит</b>								
32-140-2	39,69	0,02	–	23,54	–	–	35,23	98,47
17-127-3	37,71	–	0,02	25,06	–	–	35,24	98,03
<b>Халькопирит</b>								
32-140-3	29,75	–	0,01	34,71	–	0,04	34,97	99,48
4-125-2	29,23	0,04	–	34,60	0,21	–	35,28	99,36
36-82-7	29,39	1,31	0,05	33,33	0,01	–	34,34	98,43
33-51-2	29,82	0,98	0,03	33,39	0,02	–	34,77	99,01
<b>Халькопирротин</b>								
33-51-1	47,96	3,16	0,24	12,40	–	–	35,64	99,39

*Примечание.* Анализы выполнены в Аналитическом центре ОИГТИМ СО РАН (Новосибирск) на микрозонде "Саме-вах". Аналитик Л.Н.Поспелова. Прочерк – содержание элемента ниже предела обнаружения.

1,3%), реже – серебра. С.М.Козыревым и др. (1999) отмечался халькопирит железистого состава и, кроме того, присутствие в серпентинитах валлериита в виде псевдоморфоз по вкрапленникам первичных сульфидов. Из минералов меди встречается также кубанит (см. табл. 2). В рудах из скв. 33 выявлен халькопирротин, представляющий собой твердый раствор  $\text{CuFeS}_2$  и  $\text{FeS}$  с отношением этих минералов 1:3,7 соответственно. Такие особенности состава сульфидной ассоциации вместе с геохимией платиноидов в рудах месторождения свидетельствуют о быстром охлаждении и кристаллизации сульфидной жидкости в высокотемпературной области существования сульфидного расплава без значительного его фракционирования, которое могло бы привести к более широкому по составу и морфологическим типам спектру руд Кингашского месторождения.

*О составе родоначального расплава  
кингашского комплекса*

Оценка состава родоначального расплава в петрологии является специальной задачей и может быть корректно выполнена путем спе-

циализированного подбора материала, начиная с полевых исследований, его анализа и выбора оптимальной для конкретного объекта методики. На данном этапе мы пока имеем возможность оценить родоначальный расплав кингашского комплекса по составу ликвидусного оливина с использованием коэффициента распределения магния и железа между оливином и равновесным с ним расплавом ( $K_D = (\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{ol}}/(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{melt}}$ ), который в интервале температур 1150-1300°C близок к 0,3, и обобщенной петрохимической выборки с необходимой ее корректировкой. Наиболее магнезиальный оливин в породах кингашского комплекса имеет состав  $\text{Fa}_{8,8}$ , тогда отношение железа к магнию в равновесном с ним расплаве должно составлять 0,32 в мольных долях, или 0,57% мас. Для оценки состава расплава были использованы регрессионные уравнения, связывающие отношение железа к магнию в конкретных породах с весовым содержанием в них петрохимических оксидов, пересчитанных на сухой остаток. Рассчитанный состав расплава приведен в табл. 3.

Полученные оценки достаточно близки к средним составам высокомагнезиальных ба-

Таблица 3

**Рассчитанный состав (в % мас.) родоначального расплава для кингашского комплекса  
и средние составы его базальтоидов и габброидов**

Компоненты	Рассчитанный состав	Высокомагнезиальные базальты (по Т.Я.Корневу и др., 2001)	Средний состав мафитовой группы Кингашского массива [4]
$\text{SiO}_2$	47,02	46,95	46,58
$\text{TiO}_2$	0,60	0,66	0,80
$\text{Al}_2\text{O}_3$	12,58	14,85	12,94
$\text{FeO}$	9,63	9,94	11,38
$\text{MgO}$	12,07	10,55	11,14
$\text{CaO}$	13,27	13,22	14,34
$\text{Na}_2\text{O}$	1,21	1,16	1,14
$\text{K}_2\text{O}$	0,37	0,51	0,37
Ni (г/г)	230	192	–
F	–	0,49	0,51
$\text{FeO}/\text{MgO}$	0,57	0,54	–
$\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$	1,05	0,89	1,11
$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$	20,96	22,5	16,18

Примечание.  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $\text{MnO}$  не оценивались, ввиду низких содержаний.

зальтов кингашского комплекса и габброидов Кингашского массива. Отметим, что оцененное по содержанию Ni в оливине содержание его в родоначальном расплаве достаточно близкое среднему содержанию никеля в природных высокомагнезиальных базальтоидах комплекса (см. табл. 3). Здесь не приводится среднее содержание Ni в габброидах Кингашского массива, поскольку в них значительная доля этого металла приходится на неотфракционированную сульфидную фазу с возможным ее избытком от равновесного с силикатами количества по некоторым интервалам опробования. Рассмотрение геохимии Ni, также как и Fe, в силикатной системе массива, без учета равновесия с сульфидной фазой и относительного количества последней, может привести к неверным выводам, в том числе и петролого-геохимическим, как это было сделано в одной из работ по данному объекту (Ступаков и др., 2003). В заключение следует отметить, что по соотношениям  $CaO/Al_2O_3$  и глинозема к титану кингашский коматиит-базальтовый комплекс соответствует коматиитовым сериям йилгарнийского типа.

### Выводы

Как показывают данные предшествующих исследований и приведенный материал, на Кингашском месторождении проявлены общие закономерности состава руд, определяемые физико-химическими условиями формирования такого типа месторождений, и некоторые особенности в распределении главных и сопутствующих компонентов, зависящие от преобладающего влияния некоторых генетических факторов и отражающие специфические его черты. Для анализа распределения главных рудных металлов в месторождении обратимся к диаграмме, показывающей соотношение этих компонентов в сульфидных Cu-Ni месторождениях из различных типов магматических ассоциаций (рис. 5, а). На ней хорошо видно, что коматиит-ассоциированные месторождения характеризуются трендами фракционирования сульфида с преобладающим накоплением никеля в остаточном расплаве, в то время как для большинства рудно-магматических систем (РМС) интрузивных медь-никеленосных ассоциаций преобладает накопление меди, определяющее форми-

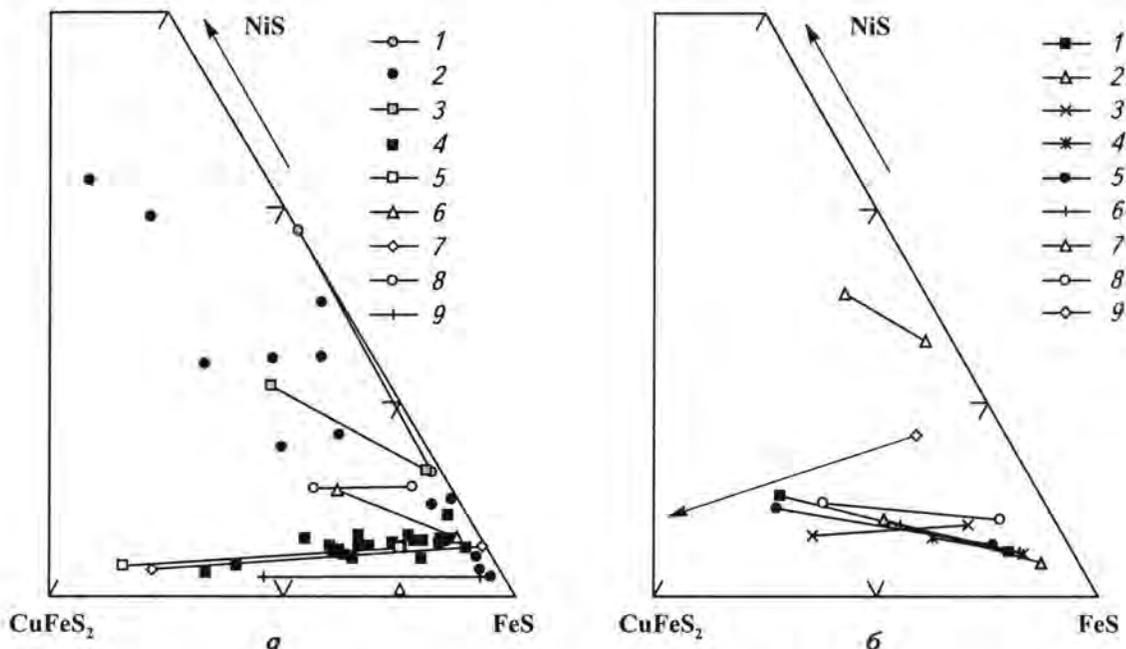


Рис. 5. Диаграммы состава сульфидной составляющей по типам руд (а)  
и mss-сульфидный расплав в экспериментах (% мол.) (б)

а – по типам руд: 1 – архейские коматииты [11]; месторождения: 2 – Кингашское, 3 – Дональдсон (коматииты PR<sub>1</sub>), 4 – Колотонк [4], 5 – Октябрьское, 6 – Инсизва, 7 – Страткона, 8 – Джиньчуань, 9 – Данка Роад (по Barnes et al., 1997)  
б – эксперименты: при температурах (в °С): 1 – 880, 2 – 1025, 3 – 950, 4 – 1100 (Ballhaus et al., 2001); 5 – 1000, 6 – 1100 (Li et al., 1996); 7 – 1000, 8 – 1000, 9 – 850 (Fleet et al., 1993)

рование медистого типа руд. С одной стороны эти различия определяются соотношением Ni и Cu в материнских магмах (отметим тесную корреляцию Ni с магнизиальностью), с другой – температурным режимом фракционной кристаллизации сульфида. Эксперименты в сульфидных системах последнего десятилетия показали, что  $D_{Ni}^{mss/l} = 0,07-1,90$  находится в обратной зависимости от температуры, и при  $T > 1000^{\circ}\text{C}$  никель преимущественно концентрируется в остаточном расплаве, что также может отражаться в составе типов руд месторождений в виде преобладания железо-никелевых трендов. О том, какой вклад вносят факторы состава первичной сульфидной жидкости и температурный режим ее фракционирования можно судить по результатам экспериментов, приведенным на диаграмме (рис. 5, б). Совершенно очевидна ключевая роль состава сульфида по соотношению Ni и Cu, которая может только усиливаться в пользу никеля высокотемпературными условиями рудообразования для существенно никеленосных сульфидных систем. Тренд состава кингашских руд находится в хорошем соответствии с распределением главных компонентов в коматиит-ассоциированных месторождениях протерозойского возраста и характеризуется преимущественным накоплением никеля со слабым возрастанием медистости руд, типичным для месторождений, связанных с коматиитами.

Выше отмечалось, что РМС при формировании Кингашского месторождения в сульфидной своей части характеризовалась низким потенциалом серы и повышенной железистостью и это отразилось как в составе самой сульфидной ассоциации, так и в особенностях состава некоторых сульфидных минералов. На высокую железистость интрузивных ультрамафитов Канского зеленокаменного пояса неоднократно указывал О.М.Глазунов [2, 3], а позже – А.А.Маракушев с соавторами [8], что вполне согласуется с железистым составом кингашской РМС в целом. Как генетическую особенность сульфидного рудообразования на Кингашском месторождении следует отметить относительно быстрое снижение температуры в РМС, обеспечившее появление заметного количества медистого пентландита, повышенных содержаний никеля в халькопирите и халькопирротине в ру-

дах месторождения. О быстром по времени формировании руд свидетельствует также распределение в них благородных металлов, что отмечалось выше. Такие особенности сульфидного рудообразования вполне отвечают условиям формирования месторождения в субвулканической интрузивной камере, характеризовавшейся значительным градиентом температур при быстром теплоотводе в породы непрогретой рамы.

Геохимия никеля, во многом показательная для природных сульфидно-силикатных систем и изученная экспериментально, отражается в особенностях состава руд, в том числе и в составе их силикатной части. При расчете баланса металлов в медь-никеленосных сульфидно-силикатных системах согласно известному выражению

$$MeO_o = MeO_{liq} [f' K_{Me}^{sul/liq} + n K_{Me}^{il/liq} + (1 - n - f)],$$

где  $n$  – относительное количество оливина, а  $f'$  – доля участвующей в равновесии сульфидной фазы, мы будем иметь существенное смещение равновесия по Fe и Ni в пользу сульфида, поскольку их коэффициенты распределения ( $K_{Me}^{sul/liq}$ ) между сульфидным и силикатным расплавами достаточно велики и составляют 276-450 и 0,7-13,6 соответственно (Саргасян, 1985; Ripley et al., 2002). Содержание никеля в оливине в таком случае будет зависеть, в первую очередь, от количества сульфидной фазы, с которой он находится в равновесии. Для Кингашского массива присутствие в отдельных интервалах избыточной сульфидной фазы, связанное с ее перераспределением в интрузивной камере, привело к обогащению железом и никелем таких сульфидонасыщенных зон в интрузиве, что соответственно отразилось на оливине, имеющем хризолитовый состав ( $Fe_{13-24}$ ) с содержаниями никеля 0,15-0,26% мас.

Приведенный материал и ранее опубликованные сведения о платиноидно-медь-никеленосном магматизме района позволяют сделать следующие выводы о генетических особенностях Кингашского месторождения и его платиноносности.

1. Петролого-геохимические особенности месторождения свидетельствуют о быстром застывании рудоносного тела в приповерхност-

ных условиях. Кингашский массив мог внедряться как субвулканическое интрузивное тело вулканоплутонической коматитит-базальтовой ассоциации путем поступления в камеру высокомагнезиального базальтоидного расплава, несущего избыточную сульфидную фазу, обогащенную никелем, железом и платиноидами. Не исключается также вариант формирования месторождения при заполнении такой магмой глубокой мульдообразной депрессии рельефа в подошве мощного эффузивного покрова.

2. Платиноидно-медно-никелевые руды месторождения формировались в высокотемпературных условиях при низкой фугитивности серы в высокожелезистой сульфидной РМС, на что указывает состав сульфидной ассоциации и геохимия благородных металлов в рудах.

3. По распределению нормированных на мантию благородных и цветных металлов кингашские руды соответствуют рудам коматититовых месторождений с относительно повышенным уровнем этого показателя для Pt, Pd, Au и Cu.

4. Геохимия платиновых металлов и никеля во вкрапленных рудах месторождения отвечает условиям сульфидно-силикатной ликвации без дальнейшей существенной фракционной кристаллизации сульфидного расплава, как показывает сравнительный анализ состава вкрапленных и массивных руд. Последние, вероятно, связаны с высокотемпературным гидротермальным переотложением рудных компонентов на стадии серпентинизации пород массива.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Богнибов В.И.* Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов Юга Сибири / В.И.Богнибов, А.П.Кривенко, А.Э.Изох и др. – Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1995.
2. *Глазунов О.М.* Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. – Новосибирск: Наука, 1981.
3. *Глазунов О.М.* Кингашское сульфидное платиноидно-медно-никелевое месторождение (Восточный Саян) / О.М.Глазунов, А.В.Валетов, В.И.Богнибов и др. // Платина России. Т. III. – М.: Геонформмарк, 1999.
4. *Глотов А.И.* Петрология сульфидного рудообразования медно-никелевого месторождения Колотонк (Северо-Западный Китай) / А.И.Глотов, А.П.Кривенко, Г.В.Поляков, Е.А.Уварова // Геология и геофизика. – 2002. – № 11.
5. *Еханин А.Г.* Геология и рудоносность Кингашского базальт-коматититового комплекса. Автореф. дис. ... к. г.-м. н. – Красноярск: ТПУ, 2000.
6. *Корнев Т.Я.* Эталон Кингашского базальт-коматититового комплекса (Восточный Саян) / Т.Я.Корнев, А.Г.Еханин. – Новосибирск: СНИИГиМС, 1997.
7. *Корнев Т.Я.* Канский зеленокаменный пояс и его металлогения / Т.Я.Корнев, А.Г.Еханин, А.П.Романов и др. – Красноярск: КНИИГиМС, 2003.
8. *Маракушев А.А.* Проблемы формирования медно-никелевых сульфидных месторождений / А.А.Маракушев, Н.А.Панеях, И.А.Зотов // Руды и металлы. – 2002. – № 5.
9. *Ballhaus C.* Phase relations in the Fe-Ni-Cu-PGE-S system at magmatic temperature and application to massive sulphide ores of the sudbury igneous complex / C. Ballhaus, M. Tredoux, A. Spath // Journ. Petrol. – 2001. – Vol. 42. – № 10.
10. *Barnes S.-J.* The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulfide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: examples from Norway / S.-J. Barnes, R. Boyd, A. Korneliussen et al. // Geo-Platinum 87. – Cambridge: Elsevier, 1988.

УДК 553.491.8(470.22)

**Н.Н.Трофимов, А.И.Голубев, М.М.Лавров, В.А.Ганин**

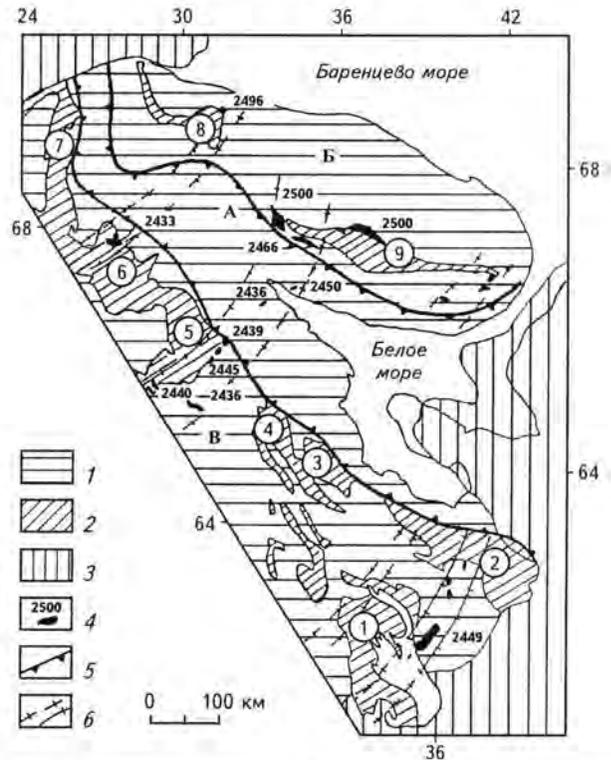
## **ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ТИПЫ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЯХ КАРЕЛИИ\***

К группе нижнепротерозойских расслоенных интрузий, с которыми связано платинометалльное оруденение Карелии, относятся: ритмично-расслоенные массивы перидотит-габброноритовой формации (Бураковский и Олангский комплексы); дифференцированные силлы габбро-долеритов (Пудожгорский и Койкарско-Святнаволоцкий) и многофазные массивы щелочно-ультраосновной формации.

### **Геодинамическая позиция расслоенных интрузий**

Основные перспективы платиноносности Карело-Кольской металлогенической провинции связаны с раннепротерозойским магматизмом, обусловленным развитием Беломорско-Лапландской рифтогенной системы [14] и процессами ее активизации [16, 17].

Время заложения Беломорско-Лапландской рифтовой структуры можно сопоставить с возрастом расслоенных массивов Кольского п-ова первого этапа внедрения (2507-2491 млн лет) – Мончегорского, Федорово-Панского, Генеральского [1]. Спустя примерно 50 млн лет, видимо, с развитием суперплюма, продолжалось расширение и укрупнение рифтогенной структуры, сопровождающееся заложением на плечах рифта системы нижнепротерозойских палеорифтовых прогибов. В Кольском регионе – это пояс Полмак-Пасвик-Имандра-Варзуга, в Карельском со структурами – Онежская, Ветреный пояс, Лехтинско-Шомбозерская, Пана-Куоляярвинская, а также Сала-Соданкюле (Финляндия) и Карасойок (Норвегия) (рис. 1). По обрамлению этих структур внедрялся комплекс расслоенных массивов с интервалом возрастов 2449-2433 млн лет [1].



**Рис. 1. Раннепротерозойская Беломорско-Лапландская  
внутриконтинентальная рифтогенная структура**

1 – архейские нерасчлененные образования; 2 – нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 3 – фанерозойские отложения; 4 – раннепротерозойские расслоенные интрузии и их радиогенный возраст; 5 – границы срединной зоны рифта и субпровинций в составе Карело-Кольской платиноносной металлогенической провинции: А – Беломорской, Б – Кольской (северо-восточное плечо рифта), В – Карельской (юго-западное плечо рифта); 6 – поперечные зоны растяжения, контролируемые внедрением расслоенных интрузий. Раннепротерозойские компенсационные структуры прогибания (цифры в кружках): 1 – Онежская, 2 – Ветреный пояс, 3 – Лехтинская, 4 – Шомбозерская, 5 – Пана-Куоляярвинская, 6 – Сала-Соданкюле, 7 – Карасойок, 8 – Печенгская, 9 – Имандра-Варзугская

\* Работа выполнена при финансовой поддержке Карелприродресурсов и программы "Платина России".

Развитие Беломорско-Лапландской рифтогенной структуры завершается формированием на границе с Русской платформой трехлучевого рифта с образованием южной Онежской ветви и северо-восточной – Беломорской, проходящей через гирло Белого моря и обрамляющей Кольский п-ов.

Главная (срединная) зона рифта соответствует Беломорскому геоблоку и Лапландскому гранулитовому поясу, в пределах которых закартировано несколько тысяч мелких интрузивов, принадлежащих в основном к двум формациям: габбро-лерцолит-пироксенитовой и вебстерит-габбро-норитовой. Главную зону рифта можно выделить в отдельный Беломорский платиноносный район, перспективы и масштабы которого пока не ясны. По аналогии с другими регионами наиболее важными в металлогеническом аспекте являются плечевые части рифта.

На плечевых частях рифта, параллельно его главной оси, формировались протяженные пояса компенсационных структур прогибания с вулканогенно-осадочным наполнением – пояса континентальных вулcano-тектонических депрессий. Они образуют соответственно Кольскую и Карельскую металлогенические провинции [6]. Предполагается, что уровень эрозионного среза в пределах Кольского плеча выше, по сравнению с Карельским, в связи с неоген-четвертичным воздыманием территории полуострова. Компенсационные структуры прогибания заложились в сумийско-сариолийское время, сопровождалась вулcano-плутонической ассоциацией: риолит-андезит-базальт-коматиитовой (в депрессиях) и базит-гипербазитовой (по краям депрессий или в областях сводовых поднятий). Последние представлены ритмично расслоенными габбро-норит-перидотитовыми интрузиями с U-Pb-возрастом в пределах Карельского блока – 2449-2433 млн лет.

Анализ пространственной ориентировки расслоенных интрузивов перидотит-габбро-норитовой формации Карело-Кольского региона показывает, что имеется ряд двух возрастных групп, ориентированных вдоль главной оси рифта, – это Койлисмаа (Нярянкяваара – Портиваара) – Имандра (2446-2436 млн лет); Федорово-Панский, Мончегорский (около 2500 млн лет), а также ряд практически одновозрастных массивов, группирующихся в поперечные пояса –

Бураковско-Монастырско-Шидмозерский и Кемь-Контиярви-Олангский. Наличие поперечных поясов и продольно ориентированных расслоенных массивов предположительно отражает различную ориентировку и возраст лучей рифта. Поперечные пояса (раздвиговые зоны) – Бураковско-Монастырско-Шидмозерский и Кемь-Контиярви-Олангский – развиваются параллельно предполагаемому Онежскому лучу, имеющему север-северо-восточное простирание. Присутствие расслоенных массивов, ориентированных параллельно главной оси Беломорско-Лапландского рифта в Имандра-Варзугской и в районе Пана-Куоляярвинской структур, позволяет надеяться на обнаружение таковых в структурах Ветреный пояс и Лехтинско-Шомбозерской. Кроме того, по северному обрамлению Онежской впадины можно предполагать выявление еще одной поперечной раздвиговой зоны (направление Суоярви – Медвежьегорск – Вирандозеро). В ее юго-западной части (Хаутаваарская структура) имеется мощная, протяженностью около 30 км, дайка Кивач-Сямозеро, относимая к формации расслоенных интрузий, и предполагается наличие массивов на участках Виетукка-Лампи и Святнаволок. Не исключено, что к формации раннепротерозойских расслоенных интрузий относится и Хюрсюльский дифференцированный гипербазитовый массив. Таким образом, на территории Карелии можно прогнозировать выявление новых расслоенных интрузивов, что заметно увеличивает перспективы платинометалльного оруденения мало-сульфидного типа.

Согласно разработанной классификации рудно-формационных типов платиноносных объектов Республики Карелия (см. статью А.И.Голубева и др. в данном сборнике), они объединяются в два класса: полигенные проявления (черносланцевая формация) и эндогенные, состоящие из двух групп – собственно магматической и постмагматической. Ведущая роль при этом принадлежит собственно магматической группе. В ней выделено три подгруппы – малосульфидная платинометалльная и платиносодержащие хромитовая и титаномagnetитовая [5, 6]. Проведенный анализ и оценка ресурсов рудно-магматических формаций показали, что на данной стадии изученности территории в Карелии преобладают платиносодержащие объекты с со-

путствующим оруденением, относимые к титаномагнетитовому и хромитовому рудно-формационным типам.

Собственно платинометалльное оруденение, связанное с малосульфидной рудной формацией, установлено в массивах Олангского [5, 8] и Бураковского [2, 10, 11] комплексов. В последнем также выявлены рудопроявления платиносодержащей хромитовой формации и имеются косвенные признаки наличия титаномагнетитовой.

**Малосульфидная платинометалльная рудная формация. Олангский комплекс расслоенных интрузий**

В состав комплекса включаются наиболее хорошо изученные массивы, объединяемые в Олангскую группу [5, 8] – Луккулайсваара, Кивакка, Ципринга (рис. 2).

Олангская группа интрузий является частью пояса расслоенных массивов, проходящего через территорию Финляндии до Ботнического залива. Вмещающими породами для них являются мигматизированные амфиболовые и биотитовые гнейсы, гранитогнейсы и гранодиорито-гнейсы верхнего архея. В пределах Олангской группы массивов в 1987-1993 гг. Центрально-Кольской экспедицией были проведены

поисковые работы на благородные металлы (Клюнин и др., 1994) с оценкой прогнозных ресурсов по категориям  $P_1+P_2$  до глубины 300 м. При этом основные объемы работ были сконцентрированы на интрузиве Луккулайсваара. По своему строению интрузии Кивакка и Луккулайсваара очень близки, тогда как Ципринга характеризуется другим типом разреза, возраст интрузий сумийский, по циркону и бадделенту  $U-Pb$   $2445 \pm 2$  млн лет – Кивакка,  $2437 \pm 1$  – Луккулайсваара (Барков, 1992), а  $Sm-Nd$   $2439 \pm 29$  – Кивакка (Амелин, Семенов, 1990).

*Интрузив Луккулайсваара.* Среди Олангской группы является самым крупным и наиболее хорошо изученным. На его площади проведены поисково-съёмочные работы, а также детальные поиски в пределах установленных рудопроявлений Надежда и Восточное КЗ, составлена геологическая карта масштаба 1:25 000 (Клюнин, 1987). Геологическое строение интрузии и ее рудоносность приведены во многих опубликованных работах (Лавров, 1979; Клюнин и др., 1989); (Гроховская и др., 1992; Клюнин и др., 1994; Шарков и др., 1994; Металлогения Карелии, 1999). Интрузив представляет собой фрагмент, вероятно, лополитообразного тела, круто наклоненный к северу и выполаживающийся на глубине 2 км, имеет на уровне совре-

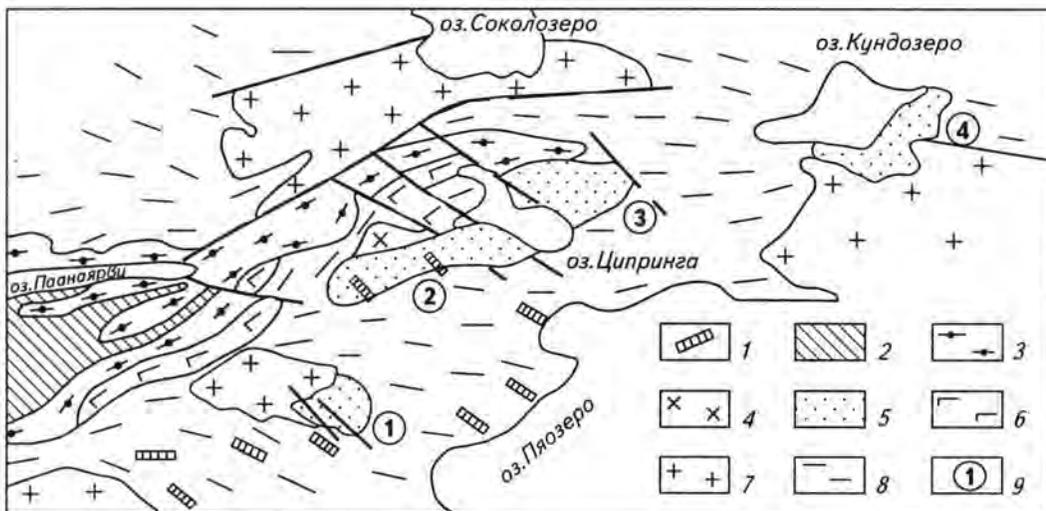


Рис. 2. Схема геологического строения района расположения Олангского комплекса расслоенных интрузий

1-7 – ранний протерозой: 1 – дайки габбро-диабазов, порфириров, 2 – ятулийские диабазы, доломиты, сланцы, песчаники, 3 – сумийские кислые вулканиты, конгломераты, 4 – гранофировые граниты, диориты, сиенито-диориты, 5 – расслоенные интрузии, 6 – мегагаббро, мегагаббро-диабазы, 7 – плагиомикроклиновые граниты; 8 – архей: гнейсы, гранито-диорито-гнейсы, мигматиты; 9 – массивы: 1 – Кивакка, 2 – Ципринга, 3 – Луккулайсваара, 4 – Кундозерский

менного эрозионного среза овальную форму, площадь – около 30 км<sup>2</sup>. Юго-западный и северо-восточный контакты массива тектонические, на северо-западе на эродированную поверхность габброидов налегают с конгломератами в основании сумийские (?) осадочно-вулканогенные образования. Серией поперечных разломов северо-западного простирания массив разбит на ряд блоков, в различной степени смещенных относительно друг друга. В пределах массива широко распространены субширотные северо-восточные зоны расщепления и гидротермального изменения пород (амфиболизация, хлоритизация, эпидитизация и др.). Массив дифференцирован, имеет слоистое и ритмично-слоистое строение. Краевые эндоконтактные породы вскрыты скважинами по южному борту интрузива в основании ультрабазитовой зоны. Они имеют мощность, по разным источникам, от первых десятков метров до 200 м и представлены мелкозернистыми габбро-норитами офитовой структуры. Ультрабазитовую зону образуют лерцолиты, гарцбургиты, реже оливиниты с переслаивающимися с ними ортопироксенидами и вебстеритами. В аксессуарных количествах в них присутствуют хромшпинелиды и флогопит. Верхнюю часть мафитового разреза интрузива мощностью 250 м завершают оливинсодержащие бронзититы с прослоями перидотитов, норитов, троктолитов. Подобно Кивакскому интрузиву ее можно рассматривать в качестве одного из главных подразделений расслоенной серии, т.е. самостоятельной пироксенитовой зоной.

Верхняя, базитовая, часть разреза интрузива представлена перемежающимися мелкозернистыми, среднезернистыми меланократовыми и лейкократовыми габбро-норитами с горизонтами оливиновых габбро-норитов, габбро-анортозитов, анортозитов, габбро-пегматитов и расчленяется на три зоны (Клюнин и др., 1989): Норитовую (2150 м), Габбро-норитовую (900) и Габбровую (850). Норитовая зона подразделяется на нижнюю норитовую, критическую и верхнюю норитовую подзоны. Габбро-норитовая и Габбровая зоны относительно однородны по строению.

Специфичным и важным элементом строения и состава интрузива являются пластино- и жилородные, линзовидные и веретенообраз-

ные, нередко усложненной формы, тела мелкозернистых пород размером от нескольких сантиметров до десятков и от нескольких метров до 1,5 км по удлинению. Мощность их соответственно также различна – от нескольких сантиметров до 1 м и более. По составу они подобны расслоенным породам Норитовой зоны: габбро-норитам, норитам, габбро-анортозитам, пироксенидам, габбро. Наиболее крупные из них представляют собой дайкообразные тела микрогаббро-норитов, другие мелкие (автолиты по Шаркову и др., 1994) не несут конкретной информации о происхождении. Вероятнее всего петрогенетически они являются родственной составной частью интрузива “норитового” этапа эволюции.

Диапазон скрытой расслоенности в интрузиве в целом небольшой, но существенно выше, чем в Кивакке: ОI 17-27% Fs, Опх 17-26% Fs. В отличие от последней в Луккулайсвааре доля ультрабазитовых дифференциатов в разрезе в два раза меньше.

В связи с малосульфидной формацией в массиве Луккулайсваара выявлено семь минеральных зон МПГ, но только с двумя рудопроявлениями в них – Надежда и Восточное КЗ – связаны повышенные концентрации платиноидов, ресурсы которых оценены по категории P<sub>1</sub> (Клюнин, 1994) – около 20 т.

Всего по массиву Луккулайсваара прогнозные ресурсы МПГ оценены в 58,5 т, в том числе по категориям: P<sub>1</sub> – 8, P<sub>2</sub> – 18,5, P<sub>3</sub> – 32 т.

#### **Бураковский комплекс расслоенных интрузий**

Комплекс представлен Бураковским лополитом, поясом даек габбро-норитов, обрамляющим его с юго-востока Петрозаводской положительной гравитационной аномалией силы тяжести, и Монастырско-Шидмозерской группой мелких расслоенных массивов, расположенных на территории Архангельской области. Платинометалльное оруденение в связи с малосульфидной и хромитовой формациями установлено только в Бураковском массиве [2, 6, 11, 16].

*Бураковский интрузив* – типичный лополит, блоки которого по форме и строению отражают морфологию магматической камеры: воронкообразную с корневой системой Аганозерского и

корытообразную Бураковско-Шалозерского. В месте сочленения блоков камера сужена. Внутренняя структура интрузива синклинали-подобная, с пологой прогнутостью в центре и более крутыми краями. Падение трахитоидности габброидов в срединной части Бураковско-Шалозерского блока  $5-10^\circ$  (скважины 46 и 48), в его южной краевой зоне от  $10$  до  $25^\circ$  (скважины 30, 37 и 67). Падение юго-западного контакта по разрезам скважин (6ЕГ-7ЕГ, 2Ш-9ЕГ) –  $25-35^\circ$ . В плане форма интрузива овальная северо-восточного простирания, его длина 50 км, ширина – 16 км, площадь  $580 \text{ км}^2$ . Глубина залегания подошвы не менее 6 км на юго-западе и 3,5 км на северо-востоке. Воздымание подошвы в северо-восточном направлении и, соответственно, последовательная смена в эрозионном срезе габброидных дифференциатов ультрабазитовыми (рис. 3) связана с продольным наклонном интрузива на юго-запад под углом около  $4^\circ$ . Небольшим поперечным склонением на северо-

запад обусловлены выходы базит-ультрабазитов срединных уровней разреза вдоль юго-западного края интрузива. Особенно характерно размещение жил в краевых частях почти по всему периметру интрузива (скважины 9ЕГ, 6ЕГ, 14Г, 127, 125, 93, 1 и др.).

В интрузиве выделяются Расслоенная и Краевая серии пород. Мощность краевой зоны не превышает 100 м, состав пород различен на разных по глубинности уровнях. В Аганозерском и Шалозерском блоках (скважины 196 и 28А), в контакте ультрабазитов с вмещающими породами, они представлены эндоконтактовыми габбро-норитами, включая зону закалки (7-30 м), далее вебстеритами (5-7), затем перидотитами (50-100). Для всего разреза характерно постепенное увеличение магнезиальности, уменьшение железистости и щелочности, обратное тому, что имеет место в расслоенной серии. Фрагмент краевых перидотитов (верлитов, реже лерцолитов) мощностью около 40 м

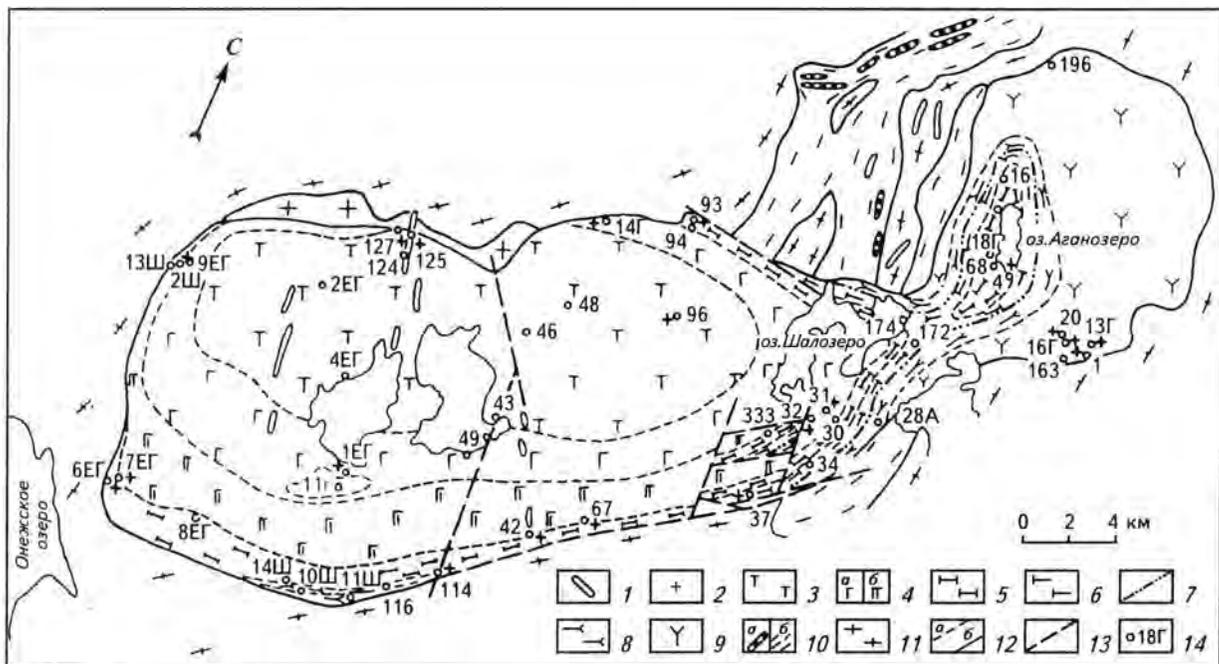


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Бураковского интрузива  
(составлена с использованием материалов ГУП КГЭ, Гриневич, 2000)

1-2 – ранний протерозой: 1 – габбро-долериты, 2 – гранитные жилы (вскрытые скважинами); 3-9 – зоны расслоенной серии Бураковского интрузива: 3 – магнетитовых габбро-диоритов, 4 – габбро (а – верхняя, б – нижняя подзоны), 5 – габбро-норитовая зона, 6 – переходная зона, 7 – Главный хромитовый горизонт; 8-9 – ультрабазитовая зона (8 – перидотитовая подзона, 9 – дунитовая подзона); 10 – архей: останцы зеленокаменного пояса (а – гипербазиты, б – метаморфизованные осадки и вулканиты); 11 – граниты, гнейсограниты, мигматиты; 12 – границы зон расслоенной серии; 13 – тектонические нарушения; 14 – скважины

Сводный разрез расслоенной серии Бураковского массива

Бураковский массив (по данным М.М.Лаврова, 1990. ИГ Кар.НЦ)	Аганозерский блок		Шалозерский и Бураковский блоки	
	1	2	1	2
Зона Магнетитовых габбро-диоритов (МГЗ) – 600 м  Зона Габбро (ГЗ) – 1290 м	Отсутствуют МГЗ и ГЗ		Зона феррогаббро- норит-диоритов – 800 м	Зона феррогаббро- норитов (ФГН) – 800 м
	Зона пижонитовых габбро- норитов (ПЖГН) – 740 м			
Габбро-норитовая зона (ГНЗ) – 650 м	Верхняя подзона ГНЗ – 400 м	Подзона габбро- норитов-3 (АГН-3) – 160 м  Подзона габбро- норитов-2 (АГН-2) – 240 м	Верхняя подзона ГНЗ – 530 м	Подзона габбро- норитов-2 (ШГН-2) – 530 м  Подзона пироксени- тов-2 (ШП-2) – 310 м
	Полосчатая под- зона ГНЗ – 160 м	Подзона пироксени- тов-2 (АП-1) – 70 м  Подзона габбро- норитов-1 (АГН-1) – 90 м	Полосчатая подзона ГНЗ – 430 м	Подзона габбро- норитов-1 (ШГН-1) – 120 м
Переходная зона (ПЗ) – 400 м	Пироксенитовая зона – 260 м	Зона пироксенитов-1 (АП-1) – 260 м	Пироксенитовая зона – 200 м	Зона пироксенитов-1 (ШП-1) – 200 м
Главный хромитовый горизонт (ГХГ) – 2-5 м			Хромитовый горизонт (ХГ)	
Перидотитовая подзона УЗ-400		Зона перидотитов (АПРД) – 3000-4200 м	Перидотитовая подзо- на – 800-900 м	Зона перидотитов-1 (ШПРД) – 800-900 м
Дунитовая подзона ультраосновной зоны (УЗ) – 3000 м условно	Дунитовая подзона УЗ 2600-3800 м			

Примечание. 1 – по данным В.А.Ганина, ГТК-50, 1995; 2 – по данным Н.Г.Гриневича, 2000.

вскрыт скв. 20 ниже разреза дунитов. Оливин в них идиоморфный, пироксены (15-25%) представлены крупными пойкилитовыми кристаллами, хромит (0,5%) в виде эвгедральных зерен находится в оливине и образует ксеноморфные (адкумулатные) зерна в интерстициях. Расслоенная серия характеризуется высокой степенью макро- и микрорасслоенности. В ее составе выделяется пять зон (снизу): Ультрабазитовая (УЗ), Переходная (ПЗ), Габбро-норитовая (ГНЗ), Габбровая (ГЗ), Магнетитовых габбро-диоритов (МГЗ) (табл. 1) [2, 10, 11, 12, 16, 17].

Средневзвешенный состав интрузива относится к высокомагнезиальным базальтам (16,38% MgO, 50,07% SiO<sub>2</sub>) и подобен составам

многих расслоенных и слабодифференцированных интрузий Карелии [10, 12]. Вместе с этим следует признать, что в настоящее время сколько-нибудь достоверный средний состав рассчитать практически невозможно, так как неизвестными остаются состав и мощности глубинных частей Шалозерского и Бураковского блоков.

При проведении поисково-съёмочных работ ГУП ГГЭ было выявлено около 30 наиболее значимых точек с суммарным содержанием МПГ от 1 до 10 г/т и более, локализованных в Ультраосновной, Пироксенитовой и Габбро-норитовой зонах, а также в Главном хромитовом горизонте (ГХГ), как в Шалозерском, так и в Аганозерском блоках (табл. 2).

Таблица 2

**Распределение рудопоявлений и пунктов минерализации МПГ в расслоенных сериях Бураковского плутона**

Расслоенные серии (зоны)	Распределение проявлений МПГ и Au по содержаниям, г/т			
	РП >5	РП 1-5	ПМ 0,5-1,0	ПМ 0,1-0,5
Боковая красная группа	1/0	1/0	1/1	2/1
Ультраосновная	2/4	4/0	1/3	1/1
Главный хромитовый горизонт	–	7/5	–	4/1
Переходная	1/2	4/2	4/1	8/1
Габбро-норитовая*	2/0	2/0	–	–
Габбро-норитовая без полосчатой подзоны	0/2	4/5	2/0	1/2
Габбровая	–	0/2	0/2	0/1
Магнетитовых габбро-диоритов	–	–	–	–

*Примечания:* 1 – в числителе количество проявлений в Аганозерском блоке, в знаменателе – в Шалозерском; 2 – Au учитывалось только совмещенное с минерализацией МПГ; 3 – РП – рудопоявление, ПМ – пункт минерализации.

\*По В.А.Ганину, 1995.

Учитывая изменчивость состава зон по латерали, выпадение отдельных частей разреза и перепады мощностей, различия в составах краевой и донной фаций расслоенных серий, исследования и увязка рудопоявлений весьма затруднительны. Лишь в ПЗ Шалозерского блока выявлены две площади – рудопоявления Кукручей и “Зона сочленения” (рис. 4), где стратиформное платино-палладиевое оруденение прослежено двумя и более скважинами, ресурсы которых можно отнести к категории Р<sub>2</sub>. В рудопоявлении Кукручей средневзвешенное суммарное содержание МПГ составило 2,54 г/т на мощность 2,6 м, а в “Зоне сочленения” соответственно 1,37 г/т на 2,2 м.

Значительное количество рудных точек, установленных в Аганозерском блоке, в дальнейшем не подтвердилось.

Степень изученности блоков Бураковского дополита различная и определяется, в первую очередь, уровнем эрозионного среза. Так как основные перспективы платиноносности массива на малосульфидный тип связаны, в первую очередь, с переходной зоной, то лучше всего она исследована в Аганозерском блоке, частично – в Шалозерском (северный и юго-восточный борт), совершенно не исследована в Бураковском.

Оценка потенциала Бураковского расслоенного массива в основном опирается на особенности строения и металлогению наиболее глубоко эродированного Аганозерского блока (Ганин, 1995, Гриневиц, 2000). Общая площадь эродированной части всего массива, измеренной нами на геологической карте (Ганин, 1995), составляет 580 км<sup>2</sup>, Аганозерского блока – 132 км<sup>2</sup>, что соответствует 22,8%. То есть в результате глубокого эрозионного среза Аганозерского блока (2,5 км) от его наиболее перспективной на МПГ базитовой части сохранилась площадь размером 19,8 км<sup>2</sup>, что составляет 15% от его общей площади и лишь 3,4% от площади всего массива.

Распределение и концентрация МПГ в горизонтах расслоенной серии контролируется флюидной составляющей. При мобилизации платиноидов в малосульфидные горизонты вовлекаются значительные мощности разреза расслоенной серии – до 1 км и более. При этом закономерности концентрирования и перераспределения МПГ в стратифицированных горизонтах, имеющих блюдце-воронкообразную форму и сформированных высокотекучими с низкой вязкостью флюидонасыщенными расплавами, практически не изучены. Поэтому возьмем на себя смелость высказать мысль, что стремление

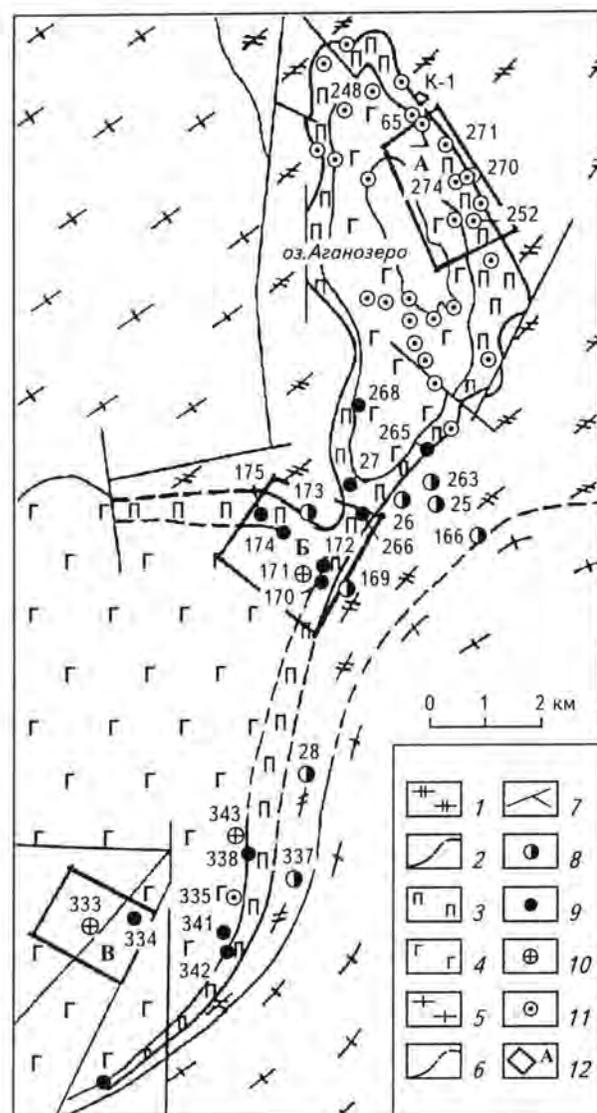


Рис. 4. Положение ПЗ и ГХГ на сочленении  
Аганозерского и Шалозерского блоков

Бураковский расслоенный плутон: 1 – Ультраосновная зона (УЗ), 2 – Главный хромитовый горизонт (ГХГ), 3 – Переходная зона (ПЗ), 4 – Габбро-норитовая зона (ГНЗ). Вмещающие породы: 5 – гранит-зеленокаменный комплекс лопия, 6 – геологические границы, 7 – тектонические нарушения; 8–10 – скважины участка сочленения Аганозерского и Шалозерского блоков, вскрывшие: 8 – УЗ, 9 – ГХГ и ПЗ, 10 – ГНЗ; 11 – прочие скважины в пределах Аганозерского месторождения хромитовых руд; 12 – рудопроявления МПГ (А – Якозерское, Б – Зона сочленения, В – Кукручей)

летучих в более холодные зоны и гипсометрически выше расположенные участки должно выразиться в обогащении МПГ краевых и про-

межуточных фаций в ущерб донным. Следовательно, сохранившаяся часть расслоенной серии Аганозерского блока, охарактеризованная лишь донными фациями, не представительна по уровню концентрации МПГ. В связи с этим центр тяжести поисковых работ должен быть перемещен на Шалозерский блок, как частично эродированный с полностью сохранившейся наиболее перспективной частью расслоенной серии на 90% площади блока.

Прогнозные ресурсы МПГ по категории Р<sub>3</sub> платинометалльного оруденения малосульфидной формации оценены в целом по массиву в количестве 425 т.

Другая группа исследователей (Гриневич, 2000) считает, что основные перспективы и ресурсы золотой и платинометалльной минерализации Бураковского массива связаны с наложенными линейными тектоническими зонами, а не со стратифицированными горизонтами. **На наш взгляд, выделение золотого и платинометалльного оруденения эпигенетического генезиса в Аганозерском и северной части Шалозерского блоков не обосновано.** Структурно-текстурные особенности руд и состав рудных парагенезисов полностью соответствуют таковым для стратифицированных сингенетических горизонтов (Гриневич, 2000). Сопровождающая их ассоциация вторичных породообразующих минералов обязана высокой концентрации летучих в этих слоях и горизонтах, обусловившая появление фтор- и водосодержащих силикатов – биотита, флогопита, амфибола, серпентина и др. Пространственная совмещенность таких участков с зонами дробления и брекчирования гораздо проще объясняется образованием структур проседания в остывающем массиве в связи с разными коэффициентами теплового объемного расширения у внедрившегося и переохлажденного расплава и последовательно кристаллизующихся дифференциатов различных по составу и плотности. Никаких специальных исследований, подтверждающих линейную ориентировку зон брекчирования, не проводилось. Территория практически не обнажена и сделанный вывод является сугубо умозрительным. В то же время развитие конформных структур проседания, в еще полностью незакристаллизованном массиве, обеспечивает избирательное дополнительное поступ-

ление флюидов, транспортирующих рудогенные элементы из подводящего канала. Таким образом, эпигенетическая минерализация фактически является позднемагматической автотасоматической, при этом она локализуется в стратифицированных горизонтах, особенности состава которых способствовали накоплению в них высокой концентрации летучих. При проведении поисково-съёмочных работ видимо было найдено несколько участков с высокой концентрацией летучих. Именно такие площади с флюидонасыщенными расплавами являются наиболее перспективными для выявления стратиформных горизонтов малосульфидного платинометалльного оруденения. Их поисковым признаком служит интенсивное замещение первичных породообразующих минералов в стратифицированных слоях. Закономерности размещения таких обогащенных участков в пределах расслоенного массива не изучены. В последние годы было установлено, что в Бушвельдском лополите они локализуются в разрезе в форме конусообразных структур. Если это положение справедливо и для других массивов, то площадь такого участка с глубиной, а значит и с величиной эрозионного среза, убывает. **В связи с этим представляется более перспективным на МПГ Шалозерский блок, а не наиболее глубоко эродированный Аганозерский.** В последнем сохранилась лишь корневая часть перспективных расслоенных серий – Переходной и Габброноритовой.

#### **Платиносодержащая хромитовая рудная формация**

*Хромитовое оруденение* выявлено в Бураковском [6, 11] и Монастырском массивах. Последний расположен на территории Архангельской области, практически не изучен и здесь не рассматривается. В Бураковском интрузиве хромшпинелиды являются наиболее распространенным аксессуарным минералом, образуя стратифицированные слои рудных хромититов в перидотитовой подзоне УЗ, Переходной зоне (ПЗ), а также ГХГ на границе Ультраосновной и Переходной зон и обогащенные хромитом перидотитовые и пироксенитовые слои в ПЗ и ГНЗ. Промышленные концентрации установлены только в ГХГ и в перидотитовой подзоне УЗ.

В последней хромититовые слои маломощные, изучены слабо.

Главный хромитовый горизонт Бураковской интрузии в генетическом отношении представляет собой стратиформную залежь, венчающую разрез Ультраосновной зоны. Нижняя часть разреза ГХГ, относящаяся к УЗ, представлена оливин-хромит-пироксеновыми гетерадкумулятами, расчленяющимися на отдельные слои по текстурным признакам и количественному соотношению минералов (кумулятивных – оливина и хромита, интеркумулятивных – авгита и бронзита). Верхняя часть разреза, постепенно сменяющая нижнюю, представлена оливин-хромит-пироксеновыми адкумулятами (оливиновыми клинопироксенитами) нижней подзоны ПЗ (рис. 5). Мощность ГХГ Аганозерского блока изменяется от 1,4 до 5,4 м, угол падения на севере 10-27°, на юге и в центре 25-55°. Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в хромшпинелидах ГХГ в донной и промежуточной частях синклинали-подобной структуры составляет 48-52%, а в краевых – 38,5-42%. Средневзвешенное содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в горизонте от центра к краю составляет 31,36, канава-1 – 27,5 и 5,25% (Лавров, Трофимов, 1988). Таким образом, промышленную ценность представляют руды, которые кристаллизовались в центральной и промежуточной частях расслоенной серии, что справедливо не только для ГХГ, но и для хромититов перидотитовой подзоны УЗ.

В перидотитовой подзоне серией скважин ниже ГХГ на 140-160 м и более обнаружено несколько пластов хромититовых руд мощностью до 1 м. В Аганозерском блоке они прослежены на расстояние 3,2 км скважинами 15, 270 и 306. Слои хромититов, вскрытые первоначально скв. 15 в интервалах 74,37-74,49 и 111,0-114,27 м, были названы Якозерскими. Их описание дается по М.М.Лаврову, Н.Н.Трофимову (1988). Нижний интервал представляет собой ритмично-слоистую пачку, которая состоит из трех ритмов. Каждый из них начинается тонким оливиновым слойком, затем следует 3-5 см слой сплошного хромитита с редкими крупными (от 2×3 до 3×7 мм) зернами оливина, и выше следует слой оливин-хромитового кумулата. Он в разных ритмах различной мощности (84 см, 24 см, 51 см), но с закономерным последовательным убыванием снизу вверх от 60-50 до 5%

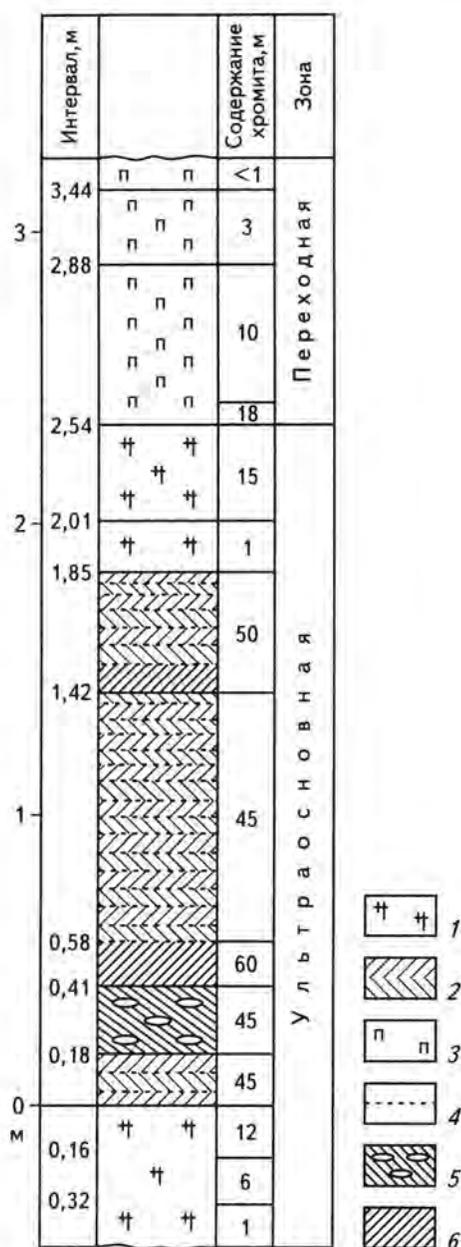


Рис. 5. Строение Главного хромитового горизонта по канаве 1 (Лавров, Трофимов, 1986)

1 – пойкилитовый апоперидотитовый серпентинит; 2 – полосчатый хромитсодержащий пойкилитовый верлит (оливин-хромит-пироксеновый гетерадкумулят); 3 – хромитсодержащий оливиновый клинопироксенит (оливин-хромит-пироксеновый адкумулят); 4 – хромитовые и оливиновые слойки; 5 – метасоматическая (?) пироксенитизация; 6 – верлит, обогащенный пироксеном

хромита и с соответственно возрастанием компенсирующего количества оливина.

В Шалозерском блоке ГХГ установлен на том же уровне, что и в Аганозерском (скв. 170

и др.), а слои хромититов перидотитовой подзоны вскрыты по его юго-восточному борту (скв. 28, 84) (см. рис. 4). Слой хромитовых руд в скв. 28 имеет мощность 0,9 м, среднее содержание  $Cr_2O_3$  – 13,7%. Сважиной 84, в интервале 61,5-186,6 м, выявлено 7 слоев хромититов мощностью от 0,5 до 0,3 м с содержанием  $Cr_2O_3$  7,26 и 11,8% в двух наиболее мощных из них. Таким образом, слои хромититов перидотитовой подзоны УЗ выдержанны по латерали, но имеют небольшую мощность и низкое качество руд.

Наиболее высокое положение в разрезе расчлененной серии занимает обогащенный хромитом (2-5%) перидотитовый горизонт в вебстеритовой подзоне Переходной зоны, являющийся маркирующим, и хорошо выдержанный по латерали. В Аганозерском блоке он прослежен с востока на запад скважинами 68, 22<sup>f</sup>, 78, с севера на юг – скважинами 16, 200, 18<sup>f</sup>, 68. Мощность горизонта 2,5-8 м. Горизонт имеет переменный состав и представлен елоями дунитов (оливин-хромитовые кумулаты), гарцбургитов (оливин-хромит-ортопироксеновые кумулаты) и хромитсодержащими оливиновыми ортопироксенитами. В скв. 68 хромит в количестве до 3% содержится в перидотитовом слое ПЗ мощностью 0,4 м (интервал 362,0-362,6) и крупно-, гигантозернистом оливинсодержащем пироксените – 0,3 м. Хромшпинелиды здесь характеризуются высокой железистостью, содержание  $Cr_2O_3$  в них менее 30%. Опробованием хромитовых горизонтов всех уровней, проведенном на первом этапе исследований, установлено отсутствие значимых концентраций МПГ (табл. 3). Платиноносность хромитовых руд ГХГ была детально исследована с поверхности в серии обнажений, вскрытых канавой (см. рис. 5, см. табл. 3, 4).

Опробование канавы на легкоплавкие МПГ (Pt, Pd, Rh), ассоциирующие с сульфидным парагенезисом, показало, что концентрации их в хромитовых рудах чуть выше фоновых и не превышают по сумме 0,1-0,2 г/т (см. табл. 3). Оценка содержаний тугоплавких МПГ (Ru, Ir, Os), образующих парагенезисы с наиболее ранними минералами – хромитом и оливином, выявила присутствие Ru – 100-170 мг/т, Ir – около 50 мг/т. Их концентрации связаны с наличием минера-

Таблица 3

**Результаты послонного опробования Главного хромитового горизонта на МПГ и Au  
(Аганозерский блок, канава 1)**

Интервал (снизу вверх), м	Номер штучных проб	Содержание, г/т			
		Pt	Pd	Rh	Au
0,1-0,6	984/9	–	0,008	–	–
	17	0,036	0,134	0,004	0,025
	18	0,042	0,007	0,004	0,016
	20	0,063	0,004	0,004	0,016
	21	0,086	0,011	0,004	0,017
0,8-1,6	984	–	–	–	0,073
	984/4	–	–	–	0,095
	984	< 0,20	–	–	0,06
	984/4	< 0,20	0,40	–	0,08
	984/1	–	–	–	0,214
	984/3	0,02	0,11	–	–
	984/5	0,016	0,034	–	–
	984/6	0,022	0,031	–	–
1,7-2,0	24	0,074	0,041	–	0,005
	2,1-3,2	26 б	–	0,035	–
2,1-3,2	31	0,026	0,014	–	0,0012
	32	0,030	0,017	–	0,0028
	38	0,014	0,014	–	0,0013
	984/10	0,011	0,018	–	0,054
Среднее		0,026	0,023	–	0,044

Примечание. Пробирно-спектральный анализ (ЦНИГРИ); 984/4 – секционная (0,7 м) проба.

Таблица 4

**Результаты опробования в коренном залегании по канаве 1 ГХГ на весь комплекс МПГ**

Номер пробы	Содержание, мг/т							
	Pt	Pd	Rh	Ru	Ir	Os	Σ МПГ	Au
К-1/26 б (26 п)	320	< 10	He опр.	130	41	< 10	501	14
К-1/17	36	134	4	102	50	He опр.	326	25
К1/18	42	7	4	142	48	–"	243	16
К-1/20	63	4	4	117	47	–"	235	12
К-1/21	86	11	4	115	39	–"	255	17
Среднее	56,7	39	4	119	46	–	264,7	17,5

Примечание. Pt, Pd, Rh, Au – пробирно-спектральный анализ; Ru, Ir и проба К-1/26 б – атомно-абсорбционный анализ (ЦНИГРИ, 1986).

Таблица 5

Результаты исследования на МПГ технологической пробы ТХ-23, характеризующей разрез ГХГ по канаве 1

Номер пробы	Содержание, мг/т							
	Pt	Pd	Rh	Ir	Ru*	Os*	Ag	Au
Институт "Механобр"								
ТХ-23 (исходная руда)	20	≤ 30	—	54	$\frac{110}{70}$	$\frac{100}{100}$	< 200	30
ТХ-23 (концентрат)	<10	≤ 30	3	29	$\frac{74}{50}$	$\frac{94}{80}$	< 200	< 20
ТХ-23 (хвосты)	20	≤ 30	9	47	$\frac{120}{70}$	$\frac{10}{60}$	≤ 200	≤ 30

\* В знаменателе – по данным Уральского отделения РАН (чувствительность 10 мг/т); количество анализов: по исходной руде – 4, по концентрату – 8 и хвостам – 4.

лов лаурит-эрлихманитового ряда (Барков и др., 1991). В среднем содержание суммы МПГ в ГХГ составляет 265 мг/т (см. табл. 4). Анализ хромитового концентрата, исходной руды и хвостов обогащения лабораторной технологической пробы в институте "Механобр" и Уральском отделении РАН подтвердил присутствие не представляющих промышленного значения

повышенных концентраций платиноидов в ГХГ на уровне рядовых проб (табл. 5). Опробование Якозерских слоев хромититов перидотитовой подзоны УЗ (С-15) и хромсодержащего перидотитового горизонта ПЗ (С-22<sup>г</sup>) не установило даже повышенных концентраций МПГ (табл. 6).

В последующие годы работами ГУП Карельской геологической экспедиции в отдель-

Таблица 6

Результаты опробования хромититовых слоев в Ультраосновной и Переходной зонах

Номер выработки	Интервал, м	Содержания, г/т				Примечание
		Pt	Pd	Rh	Au	
УЗ, перидотитовая подзона, Якозерские слои						
С-15	111,5	—	0,005	0,001	—	Хромитит
	114,4	—	0,033	0,002	—	Аподунитовый серпентинит
	116,7	—	—	—	—	—
ПЗ, хромитсодержащий (2-5%) перидотитовый горизонт						
С-22 <sup>г</sup>	243,3	—	0,013	—	0,064	Пироксенит
	244,0	0,009	0,010	—	0,055	Хромитсодержащий перидотит
	244,6	0,012	0,012	—	0,09	—
	245,3-245,6	0,003	0,012	—	0,007	Перидотит
	245,8-246,0	—	0,010	—	0,002	Хромитсодержащий перидотит
	248	—	0,009	—	—	Перидотит
	249,8	—	0,011	—	0,004	Пироксенит

Примечание. Пробирно-спектральный анализ (ЦНИГРИ).

ных пересечениях хромититов перидотитовой подзоны УЗ были выявлены высокие концентрации Au – 7,2-12,46 г/т и МПГ до 4,08 г/т с преобладанием в них Pt над Pd.

В результате проведения ГУП КГЭ поисково-оценочных и разведочных работ на хром, в ГХГ были выявлены площади с повышенными концентрациями МПГ и золото-платинопалладиевого типа: рудопоявление Якозерское – в северо-восточной части Аганозерского месторождения хромитовых руд (скважины 271-252), рудопоявление “Зона сочленения” – в северо-восточной части Шалозерского блока (скважины 170-175), рудопоявление в скважинах 341-342 (краевые фации) (см. рис. 4).

Для Якозерского участка Аганозерского месторождения хромитовых руд средневзвешенное суммарное содержание МПГ составило 1,1 г/т, Au – 1,03 г/т на мощность 2,1 м. На участке “Зона сочленения” содержание платиноидов в хромитовых рудах такого же порядка – от 0,25 до 2,84 г/т. Платинометалльное оруденение здесь локализуется в кровельной или надкровельной части ГХГ и ассоциирует с сульфидным парагенезисом.

Перспективы хромитсодержащего горизонта вебстеритовой подзоны Переходной зоны остались не ясны и несмотря на отсутствие концентраций МПГ в проанализированных пробах, могут быть достаточно высоки, прежде всего в Шалозерском блоке. По своей позиции в расчлененной серии горизонт близок к наиболее богатому МПГ хромитовому горизонту UG-2 Бушвельдского лополита, расположенного в верхней части критической зоны между рифом Меренского и хромитовыми горизонтами LG-2 и UG-1.

Таким образом, промышленные хромитовые руды ГХГ Аганозерского месторождения в целом содержат незначительные концентрации МПГ, представленные тугоплавкими элементами – Ru и Ir, остающимися при обогащении в хромитовом концентрате. Промышленной ценности они не представляют. На участках, где кристаллизовались руды из расплава с высокой флюидонасыщенностью, наблюдается обогащение их Pd и Au до 2 г/т в сульфидном парагенезисе, что позволяет извлекать их из хвостов обогащения. Так как промышленную ценность представляют только хромитовые руды ГХГ, то

в перидотитовой подзоне УЗ наиболее интересны выдержанные по простиранию слои хромититов повышенной мощности (0,5-1,0 м), кристаллизовавшиеся на флюидообогащенных участках с высокими концентрациями МПГ и Au, имеющие значение как самостоятельные проявления благородных металлов (БМ). На возможность выявления таких участков указывают высокие концентрации Pt и Au, установленные ГУП КГЭ в скважинах 306 (соответственно 0,03 и 7,2 г/т) и 270 (3,3 и 12,46 г/т). Однако поиски их сложны и ресурсы не велики.

#### **Платиносодержащая титаномагнетитовая рудная формация**

Титаномагнетитовое оруденение на территории Карелии установлено в ряде магматических формаций – трапповой, щелочно-ультраосновной и базит-гипербазитовой [23]. Наиболее перспективна и хорошо исследована платиноносность субвулканических дифференцированных интрузий базитовой субформации трапповой формации, с которой связаны крупные ресурсы БЭ (Pt, Pd, Au) по категории P<sub>3</sub> – 517 т.

*Платиносодержащая титаномагнетитовая с ванадием* рудная формация установлена в связи с трапповой формацией в пределах Онежской впадины. В целом для всех рифтогенных депрессий Карело-Кольского региона типичен трапповый магматизм, сопровождающийся концентрацией восстановленных форм углерода в людиковийское время. Магматизм этот многофазный, имеет антидромный характер, трещинный тип излияний и характеризуется умеренным обогащением легкими лантаноидами (как и норильские траппы) со слабо выраженным европиевым минимумом [21]. Все депрессии имеют вулканогенно-осадочное наполнение и одну общую особенность, отражающую изменение состава флюидного потока: изначальное поступление окисленных форм углерода – в верхнеятулийское время (карбонаты), в более позднее заонежское – восстановленных форм углерода (шунгиты) или сочетания окисленных и восстановленных форм. При этом привнос подавляющей массы углерода приходится на завершающий этап вулканизма базитовой субформации и предшествует гипербазитовой, с которой ассоциируют рудоносные интрузии

зии Печенги. Все эти процессы рассматриваются нами как единая система, названная “трапповая-углеродаккумулятивная”. Раннепротерозойские впадины Карело-Кольского региона следует относить, согласно классификации Ф.А.Летникова [13], к типу “С” структур, характеризующихся, в связи с воздействием специфических флюидных систем, широким накоплением углеродсодержащих пород и минералов. Онежская впадина является по этим параметрам наиболее контрастной, а по масштабу концентрирования восстановленных форм углерода в раннем протерозое является уникальным мировым объектом [21]. Мощности высокоуглеродистых пластов шунгитов достигают 35 м, при среднем содержании углерода – 35%, что свидетельствует о высокой флюидной активности.

Согласно А.А.Маракушеву, подкоровое выплавление базальтовых магм происходит с участием сильно восстановленных флюидов –  $H_2$ ,  $CH_4$  и др. [15], что применительно к условиям Карелии соответствует ятулийским и заонежским фазам вулканизма. Если высказанные выше положения верны, то появление рудоносных интрузий, видимо, связано с этапами смены режима флюидного потока: окислительного на восстановительный (пудожгорский тип) и восстановительного на чередование кратковременных окислительно-восстановительных (печенгский тип).

По геодинамическому характеру развития магматизма и режиму осадконакопления Онежская впадина близка Печенгской и депрессиям Норильской рифтовой структуры (Норильской, Хараелахской и др.), что позволяет прогнозировать наличие гипабиссальных дифференцированных никеленосных интрузий с МППГ габбро-верлитовой формации печенгского типа или норильского с малосульфидным оруденением верхнеталнахского типа [56], в связи с людиковийской фазой траппового магматизма.

Пудожгорская (ПИ) и Койкарско-Святнаволоцкая (КСИ) интрузии заметно выделяются особенностями положения, состава и дифференцированностью среди многочисленных субвулканических образований ятулия и людиковия. Они расположены в краевых частях Онежской впадины в раме и на границе с ней, симметрично относительно ее бортов на расстоянии

120 км. Их формирование, видимо, обусловлено особыми геодинамическими условиями – возникновением периодических режимов сжатия в бортах структуры, компенсирующих нагрузки этапов растяжения в ее центральных частях. В связи с чем в верхней коре происходила приостановка (возможно неоднократная) поднимающихся мантийных выделок и их дифференциация, вследствие временного пережима подводящего канала, с образованием промежуточных камер. Эти процессы обусловили глубокую дифференциацию расплавов с отделением высокожелезистых базитовых флюидонасыщенных ликватов, истощенных по Ni, Co, Cr и несколько обогащенных Cu и S с региональным фоном БМ на порядок выше кларка. По химическому составу они наиболее близки к дифференциатам зоны магнетитовых габбро-диоритов Бураковской расслоенной интрузии [18, 19]. Особенности геологического строения этих объектов, характеристика титаномагнетитового и платинометалльного оруденений приведены в ряде работ, поэтому в данной статье кратко рассмотрены основные особенности их строения и формирования, а так же использован новый материал по результатам извлечения платиноидов и золота при обогащении титаномагнетитовых руд.

Пудожгорская пластовая интрузия габбро-долеритов выполняет трещины растяжения в верхнеархейских плагиомикроклиновых гранитах, в плане имеет линейную дайкообразную форму, вытянутую параллельно оси рифта в северо-западном направлении на расстояние 30 км. Ее северная часть, имеющая наиболее пологое залегание ( $5-15^\circ$ ), разведана и известна под названием Пудожгорского месторождения титаномагнетитов, а южная именуется Тубозерским рудопроявлением. Койкарско-Святнаволоцкий силл имеет аналогичную протяженность и простирание, но залегает в смятой в пологие складки вулканогенно-осадочной толще верхнего ятулия. Абсолютный возраст их может быть условно ограничен интервалом 2050-2180 (ятулийский) – 1980 млн лет (суйсарский, печенгских рудоносных интрузий). Интрузивы имеют одинаковую мощность (100-150 м) и строение, сформированы высокожелезистыми ( $Fe_2O_3 - 21,0-21,9\%$ ), высокотитанистыми ( $TiO_2 - 2,85-3,10\%$ ) расплавами. Они дифференцирова-

ны на нижнюю габбровую и верхнюю диоритовую зоны, тренд дифференциации сопоставим с заключительным этапом кристаллизации расчлененных интрузий [3]. В целом для разрезов обоих интрузивов типично широкое развитие гидроксил- и фторсодержащих силикатов – амфиболов и биотита, что указывает на высокие концентрации летучих, в том числе воды, в исходном расплаве, а для ПИ в отдельных частях разреза отмечены повышенные концентрации в породе фтора – 0,1-0,15%.

Таким образом, субвулканические интрузивы пудожгорского типа, с которыми связаны крупные (200-300 т) месторождения бедных золото-платиноидных руд, совмещенных с ванадий-титаномагнетитовыми, одновременно являются реперными объектами и поисковыми предпосылками возможности обнаружения на глубине богатых платиновых руд. Также имеется набор признаков, позволяющих прогнозировать в Онежской впадине наличие сульфидных Cu-Ni с МПГ руд печенгского и норильского типов. При этом возможны два основных тренда дифференциации магнезиальных расплавов: печенгско-норильский и скергаардский, что определяется составом флюидов и, в первую очередь, соотношением сероводородного и углеродно-водородного компонентов (Маракушев, 1980) и предопределяет развитие процессов сульфуризации приводящих к формированию сульфидных руд печенгского и норильского типов. Потенциальными рудовмещающими толщами являются: тулоозерская сульфатсодержащая свита ятулия (внедрен Койкарско-Святнаволоцкий силл) и нижняя подсвита заонежской свиты общей мощностью 500 м, содержащая сульфидную серу, средняя и верхняя подсвиты заонежской свиты; принято трехчленное деление по Ю.С.Полеховскому и А.И.Голубеву (1989) с наиболее высокими содержаниями S и С.

Для печенгских и норильских месторождений характерно наличие верхнего лавового экрана. В Печенгской структуре он представлен (ферро)-пикрит-базальтовым комплексом свиты матерг с возрастом 1955-1980 млн лет (Смолякин и др., 1995). Радиогенный (U-Pb) возраст рудоносных интрузивов пудожгорского типа пока не определен и принимается условно  $2050 \pm 70$  млн лет (Бибикова и др., 1990), но верхней

границей можно считать возраст габбро-верлитов никеленосных интрузий Печенги –  $1982 \pm 8$  млн лет [1].

На Пудожгорской и Койкарско-Святнаволоцкой интрузиях предварительная разведка титаномагнетитовых руд была проведена в начале 50-х годов; подсчитаны запасы Fe, Ti, V с содержанием руды чуть более 600 млн т и осуществлены всесторонние технологические исследования пудожгорских руд. Пудожгорское месторождение по содержанию пятиокиси ванадия (0,43%) сопоставимо с лучшими уральскими объектами магматического генезиса, а по содержанию двуокиси титана, составляющей его основную ценность (> 60%), не имеет себе равных и выгодно отличается низким содержанием вредных примесей – S, P, Cr. Позднее, в 1965-1966-х годах, на основании ревизии керна дана оценка запасов Cu в разведанных контурах по категории C<sub>1</sub> – 411,7 тыс. т. Благородные металлы выявлены и изучены в 80-90-х годах (ЦНИГРИ, ИГ КНЦ РАН). Прогнозные ресурсы БМ по категории P<sub>3</sub> в количестве 270 (КСИ) и 247 т (ПИ) позволяют классифицировать эти объекты как крупные месторождения комплексных благороднометалльно-титаномагнетитовых руд существенно платиноидных платино-палладиевого типа, причем на долю запасов Au приходится около 20% ресурсов.

В последние годы проведены лабораторные технологические исследования по оценке возможности попутного извлечения БМ [22]. Были отобраны на МПГ и Au две секционные пробы по керну скважин 275 и 360 из характеризующей пологозалегающей части участка месторождения, в которой сосредоточены основные запасы руды. Сква. 275 характеризует обогащенную платиноидами часть разреза титаномагнетитового горизонта, а сква. 360 (табл. 7) – его полную мощность.

Определение содержаний БМ для технологических проб в разных лабораториях показало их хорошую сходимость (табл. 8).

Пробы обогащались по магнитно-флотационной схеме, разработанной в институте “Механобр” непосредственно для руд Пудожгорского месторождения, с выходом магнитного концентрата в “голове” процесса и последующей сульфидной флотацией хвостов мокрой магнитной сепарации. Выделены медные концентраты с

Таблица 7

Результаты химического и пробирного анализа секционных проб титаномагнетитового горизонта по скв. 360

Номер пробы	Интервал, м	Fe <sub>нал</sub>	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cu	Pt	Pd	Au
1	75,7	17,6	—	—	—	0,007	0,017	0,009
2	76,7	22,58	7,10	0,236	0,170	0,007	0,018	0,015
3	77,0	32,58	9,90	0,540	0,269	0,23	0,34	0,33
4	78,0	30,67	9,40	0,506	0,227	0,23	0,40	0,32
5	79,0	27,80	8,40	0,524	0,236	0,052	0,11	0,096
6	80,0	31,40	10,2	0,508	0,224	0,031	0,073	0,056
7	81,0	30,70	9,70	0,448	0,211	0,18	0,22	0,13
8	82,0	30,30	9,10	0,579	0,199	0,44	0,86	0,53
9	82,0	—	—	—	—	0,485	0,70	0,545
10	82,5	31,80	10,05	0,541	0,188	0,20	0,47	0,23
11	83,0	32,40	10,25	0,528	0,172	0,18	0,28	0,39
12	84,0	26,83	8,90	0,419	0,185	0,028	0,20	0,073
13	85,0	23,50	6,60	0,406	0,065	0,024	0,78	0,25
14	85,0	—	—	—	—	0,092	0,905	0,098
15	86,0	23,40	6,50	0,406	0,037	0,08	0,74	0,04
16	87,0	20,76	5,60	0,342	0,035	0,027	0,34	0,028
17	87,5	19,75	5,30	0,307	0,034	0,023	0,17	0,017
18	88-88,6	17,51	4,40	0,256	0,034	0,011	0,047	0,015
19	89,6	15,51	3,95	0,214	0,034	0,009	0,040	0,007
20	90,2	17,77	3,51	0,221	0,036	0,011	0,041	0,005
21	94,5	15,42	2,82	0,152	0,037	0,012	0,032	0,006

Примечание. Пробирный анализ (ЦНИГРИ). Пробы 9 и 14 – по результатам ревизионного опробования штучных проб (ЦНИГРИ, Кочнев-Первухов, 1985). Содержание благородных металлов – в г/т, остальных – в % мас.

Таблица 8

Характеристика технологических проб титаномагнетитовых руд

Номер скважины	Интервал опробования, м	Мощность титаномагнетитовой руды, м	Масса, кг	Содержание, г/т			
				Pt	Pd	Au	ΣМПГ+Au
275	82,8-87,3	4,5	5,3	0,642	1,121	0,453	2,21
				0,3	0,54	0,26	1,10
360	76,7-87,7	11,0	11,0	0,134	0,402	0,195	0,731
				0,22	0,54	0,27	1,03

Примечание. В числителе – расчетное средневзвешенное содержание (ЦНИГРИ), в знаменателе – фактическое (Механобр).

Таблица 9

Результаты обогащения проб ТХ 275 и ТХ 360 по магнитно-флотационной схеме

Проба	Pt	Pd	Au	Ag	Cu
ТХ 275	9,9/60,8	22,7/71,7	12,8/82,9	64,0/40,3	16,5/48,8
ТХ 360	11,9/69,4	26,4/72,4	19,3/91,5	77,0/45,8	22,2/68,5

Примечание. В числителе – содержание в г/т, в знаменателе – извлечение в %.

высокой концентрацией платиноидов и золота и хорошей извлекаемостью (табл. 9).

Получены новые данные о содержании Ag (64-77 г/т) в сульфидной фазе и определены минеральные формулы платиноидов, Au и Ag [22].

По характеру распределения БМ в сульфидной фазе, руды Пудожгорского месторождения аналогичны объектам малосульфидной формации и наиболее близки к таковым Талнахского месторождения (рис. 6). Предварительно стоимость медного концентрата, содержащего БМ, оценивается на уровне 8-10% от стоимости руды, что по ценности сопоставимо с Fe. Основную же ценность руды составляют Ti (61,3%) и V (21,4%).

Таким образом, платиносодержащая титаномагнетитовая рудная формация лучше всего изучена и наиболее надежно выделяется в связи с прототрапповой магматической формацией раннего протерозоя Карело-Кольского региона.

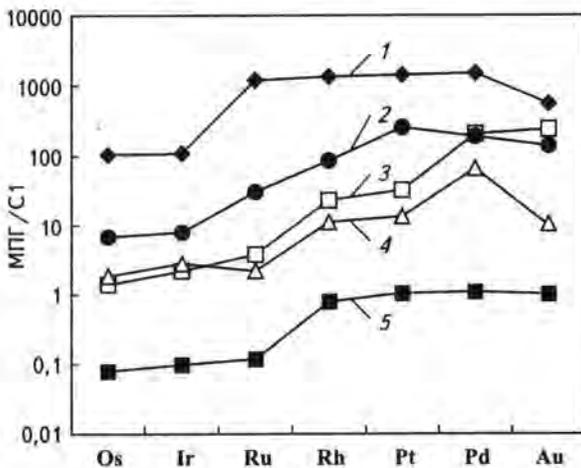


Рис. 6. Средние хондрит-нормализованные распределения МПГ и золота для сульфидных фракций руды крупнейших платинометалльных объектов мира и Пудожгорского месторождения

1 – UG-2; 2 – Меренский риф; 3 – Пудожгорское месторождение; 4 – Талнах; 5 – Садбери

Щелочно-ультраосновная магматическая формация, с которой связано титаномагнетитовое оруденение, представлена на территории Карелии двумя массивами – Елетьозерским и Тикшеозерским, которые имеют овальную форму с элементами концентрически-зонального строения и являются многофазными. В их строении участвуют петрографические серии – гипербазитовая, щелочная и карбонатитовая (8%), которые в полном объеме выделены и закартированы на Тикшеозерском плутоне [6], характеризующимся более глубоким эрозийным срезом (Зак и др., 1957). Потенциальная продуктивность данных интрузивов на МПГ и Au обусловлена: наличием долгоживущей рудно-магматической системы, обусловившей многофазность, зоной магмогенерации, расположенной в ультрабазитовом слое, с высоким кларком БМ, составом флюидов (присутствуют галогениды и углерод), являющихся активными транспортировщиками платиноидов и золота; проявлением кристаллизационной и ликвационной дифференциации и процессами эндогенной и экзогенной диффузии с образованием ореола фенитизации; огромными масштабами площадного многостадийного углекислого метасоматоза, завершающегося внедрением карбонатитовых штоков и жил. Металлогеническую специализацию щелочно-ультраосновной рудно-магматической формации, завершающей стадию активизации нижнепротерозойского рифтогенеза, следует рассматривать как комплексную, сопоставляемую с расслоенными базит-гипербазитовыми, щелочными и карбонатитовыми интрузиями и наложенным площадным углекислым метасоматозом. Это позволяет предположить наличие сопутствующих, а возможно, и самостоятельных (учитывая высокую флюидонасыщенность расплавов) концентраций МПГ с рудными (титаномагнетитовыми) дифференциата-

ми ультрамафитовой фазы – комплекс плагиоклазит-перидотитов и комплекс полосчатого габбро (титаномагнетитовый тип) и со слоями обогащенными сульфидами (окисный мало-сульфидный тип). Со щелочным и карбонатитовым этапами, сопровождаемыми углекислым метасоматозом, следует ожидать как сопутствующих, так и самостоятельных концентраций Au и Pd в связи с несколькими генерациями слюдитов, фоскоритов и метасоматитами листовит-березитового ряда. При этом низкие фоновые концентрации МПГ и Au в щелочных породах и в карбонатитах свидетельствуют скорее о высокой дифференциации вещества в магматической камере, чем о бесперспективности их на БМ. Следует также обратить внимание на изучение эндоконтактов на границе с ореолом фенитизации, где по литературным данным отмечались концентрации сульфидов.

В связи со щелочно-ультраосновными комплексами выделено четыре рудно-формационных типа золото-платинометалльной минерализации: 1) платиноидно-хромит-дунитовый; 2) платиноидно-титаномагнетит-ультрамафитовый (рудных пироксенитов); 3) платиноидно-сульфидновкрапленный габбро-сиенитовый; 4) золото-платиноидно-сульфидновкрапленный (медно-сульфидный) фоскорит-карбонатитовый (Иваников и др., 1995).

Массивы ультраосновной серии, в которых установлено апатит-титаномагнетит-ильменитовое и апатит-титаномагнетитовое оруденение, связаны с первыми фазами внедрения, дифференцированы от оливинитов до габбро и содержат зоны с ритмично-полосчатым строением и трахитоидностью, обусловленные гравитационно-кристаллизационной дифференциацией и ликвацией. При этом отмечены двучленные микроритмы – перидотит-пироксенит и – трехчленные – габбро-лейкогаббро-анортосит. По этим признакам их можно параллелизовать с сумийскими базит-гипербазитовыми ритмично-расслоенными интрузиями. Следует лишь отметить, что внедрение классических расслоенных интрузий связано с началом развития рифта – 2,45 млн лет, а щелочных Тикше-Ельтеозерского комплекса – с завершением (активизацией) – 1,9-1,8 млрд лет (Сафронова, 1988).

Тикшеозерский массив содержит апатит-титаномагнетитовые руды в амфиболизирован-

ных клинопироксенитах, которые оценены на участке Восточный по категориям  $P_1+P_2$  в количестве 238 млн т (табл. 10) до глубины 200 м при содержании  $TiO_2$  – 8% и  $P_2O_5$  – 3,5%. Лабораторные технологические испытания (в ИГ КНЦ РАН) показали возможность получения апатитового концентрата с содержанием  $P_2O_5$  – 41,6%. Несмотря на ожидаемый широкий спектр рудно-формационных типов, реально пока можно прогнозировать ресурсы только по платиносодержащему титаномагнетитовому типу, который выявлен на обоих массивах. Систематического опробования на МПГ не проводилось. Единичными анализами на Тикшеозерском массиве установлено наличие в рудах: Pt – до 0,32 г/т, Pd – до 0,2 г/т при среднем суммарном содержании МПГ – 0,2 г/т. Титаномагнетитовое оруденение Тикше-Ельтеозерского комплекса является позднемагматическим и относится к фузивному типу, чем принципиально отличается от сегрегационных руд пудожгорского типа и классических руд, связанных с расслоенными массивами. Закономерность локализации в таких рудах платиноидной минерализации не изучена, но проявление такого типа в Карелии известно – Травяная Губа (Степанов, 2001). Ресурсы МПГ для обоих массивов оценены по категории  $P_3$  в 40 т. Качество титаномагнетитовых руд хуже пудожгорских, как по содержанию  $Fe_{вал}$ ,  $V_2O_5$ , так и наличию вредных примесей (см. табл. 10).

Проведенный анализ типов платинометалльного оруденения рассмотренных интрузий Карелии позволяет считать, что наибольшую значимость имеют малосульфидный, титаномагнетитовый и хромитовый рудно-формационные типы МПГ.

Наиболее значимым и перспективным является малосульфидный тип, связанный с ритмично-расслоенной перидотит-габбро-норитовой магматической формацией (расслоенные интрузии Олангской группы и Бураковский плутон).

Имеются реальные предпосылки для выявления новых крупных и средних по размерам расслоенных перидотит-габбро-норитовых массивов, ориентированных вдоль Лапландской ветви рифта и в поперечных раздвиговых зонах, субпараллельных предполагаемой Онежской ветви.

Таблица 10

Качественный состав титаномагнетитовых руд Тикше-Елетьозерского комплекса

Рудные объекты	Минеральный тип	Средние содержания, % мас.			
		TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>выл</sub>
Тикшеозерский массив					
Участок Восточный Руды в пироксенитах	ap-tmt-ilm	8,8	-	3,45	15,0
Елетьозерский массив					
Участок Кукаваара Руды в пироксенитах	tmt	5,15	0,14	-	17,23
Рудное поле Восточное Участок Аштахма	tmt-ilm	6,20	0,11	-	14,0
Скв.48. Руды в габброидах	tmt-ilm	8,34	0,08	-	15,44
Участок Северная Суриваара Залежи:					
Северная	ap-tmt-ilm	9,52	0,13	~2,5	20,41
Западная	tmt-ilm	12,15	0,16	0,44	25,51
Центральная	tmt-ilm	9,24	0,12	-	19,63
Параллельная	tmt-ilm	9,94	0,17	0,93	24,64
Участок Южная Суриваара Залежи:					
Южная	ap-tmt-ilm	14,54	0,17	~2,5	25,36
Главная	tmt-ilm	10,26	0,12	0,64	21,37
Рудное поле Восточное. Участок Нетоваара Залежи:					
Западная	ap-tmt-ilm	9,52	0,09	~2,0	20,43
Восточная	ap-tmt-ilm	7,29	0,07	~2,5	15,36
Участок Межозерный Скв. 43 Залежи:					
I Межозерная	ap-tmt-ilm	10,80	0,12	~2,5	22,21
II -"	ap-tmt-ilm	9,12	0,15	~2,5	24,73
III -"	ilm-tmt	6,96	0,14	-	21,85
IV -"	tmt-ilm	6,84	0,07	-	13,36
Рудные тела в сиенитах цент- ральной части массива	ilm-tmt	5,55	0,51	60,04	-

Примечания: 1. ap – апатит, tmt – титаномагнетит, ilm – ильменит; 2. ~2,5 – содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, не подтвержденные химическим анализом и принятые условно по данным минералогического анализа; 3. Таблица составлена по материалам Г.П.Сафроновой (1988).

На территории Карелии выделен и изучается новый для России рудно-формационный тип в связи с трапповой магматической формацией – сопутствующий золото-платиноидный в ванадийсодержащих титаномагнетитовых рудах. Весьма значительные ресурсы БМ (Pt, Pd, Au) – 530 т, сконцентрированные в дифференцированных субвулканических интрузивах феррогаббро-долеритов пудожгорского типа в пределах контуров подсчета запасов двух забалансовых месторождений титаномагнетитовых руд – Пудожгорском и Койкарско-Святнаволоцком – дают основание надеяться на выявление более глубоких магнетиальных фаций (гипабиссальных), не уступающих им по запасам БМ, но с богатым платиновым оруденением. Имеются все основания ожидать открытия в Онежской впадине сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд печенгского и норильского типов в связи с гипербазитовой субформацией трапповой формации.

Достаточно высоки перспективы щелочно-ультраосновной магматической формации с карбонатитами Северной Карелии, платиносность которой практически не изучена. Предполагаемый возраст массивов (1,8 млрд лет) сопоставим с возрастом Ропручейского силла (1,77 млрд лет), внедрение которого сопровождалось в Онежской впадине интенсивным щелочным метасоматозом по зонам СРД. Щелочно-ультраосновному магматизму сопутствует также формация кимберлитов – Кимасозерское проявление (1,76 млрд лет). Поэтому значение этого этапа активизации кратона еще не оценено как в плане рудогенной специализации, так и в масштабах оруденения.

Оценка Карельской платиноносной субпровинции в пределах территории Республики Карелия на уровне 1200 т является заведомо заниженной, так как в ней лишь частично учтен потенциал трапповой (субвулканическая фация) и черносланцевой формаций и совсем не учтен потенциал новых прогнозируемых расслоенных массивов перидотит-габбро-норитовой формации и дифференцированных базит-гипербазитовых интрузий трапповой формации. Практически не исследована платиносность Беломорского и Ладожского геоблоков, по этой причине оценка их не дается.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. Автореф. дис. ... д.г.-м.н. – М., 2002.
2. *Ганин В.А.* Петрология и платиноносность Бураковско-Аганозерской интрузии (Восточное Заонежье) / В.А.Ганин, Н.Г.Гриневиц, В.Н.Логинов // Платина России. – М.: Геоинформмарк. – 1995. – Т. II. – Кн. 2.
3. *Голубев А.И.* Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии / А.И.Голубев, А.П.Светов. – Петрозаводск: Карелия. – 1983.
4. *Гроховская Т.Л.* Малосульфидная платиновая минерализация массива Луккулайсваара (Северная Карелия) / Т.Л.Гроховская, В.В.Дистлер, С.Ф.Клюнин и др. // Геол. рудн. месторождений. – 1992. – Т. 34. – № 2.
5. *Додин Д.А.* Малосульфидные платинометалльные месторождения в ритмично-расслоенных комплексах / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, А.В.Полферов, Л.Л.Гарновецкий. – М.: Геоинформмарк, 1994.
6. *Додин Д.А.* Платинометалльные месторождения России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, Б.А.Яцкевич. – СПб.: Наука, 2000.
7. *Кирнарский Ю.М.* Карбонатиты Тикшеозерского массива (Северная Карелия) / Ю.М.Кирнарский, Н.Р.Холодилов // Щелочной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. – Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990.
8. *Клюнин С.Ф.* Геология и перспективы платиносности Олангской группы массивов (Северная Карелия) / С.Ф.Клюнин, Т.Л.Гроховская, А.А.Захаров, Т.В.Соловьева // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. – М.: Наука. – 1994.
9. *Лавров М.М.* Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. – Л.: Наука. – 1979.
10. *Лавров М.М.* Бураковский перидотит-габбро-норитовый массив / М.М.Лавров, Д.И.Гарбар, А.И.Богачев и др. // Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. – Л.: Наука, 1976.
11. *Лавров М.М.* Стратиформное хромитовое оруденение в расслоенной интрузии докембрия Карелии / М.М.Лавров, Н.Н.Трофимов // Докл. АН СССР. – 1986. – № 2.
12. *Лавров М.М.* Оливины и пироксены Бураковской расслоенной интрузии // Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. – Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1994.
13. *Летников Ф.А.* К проблеме создания флюидной модели формирования континентальной литосферы // Земная кора и верхняя мантия Восточной Сибири. – Иркутск, 1987.

14. *Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита* / Ред. А.Д.Щеглова. – СПб., 1993.

15. *Маракушев А.А.* О генезисе хромитовых руд и вмещающих их гипербазитов // Геол. рудн. месторождений. – 1980. – Т. XXI. – № 1.

16. *Металлогения Карелии* / Ред. С.И.Рыбаков, А.И.Голубев. – Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1999.

17. *Рыбаков С.И.* Докембрийский рифтогенез и современная структура Фенноскандинавского щита / С.И.Рыбаков, А.И.Голубев, В.Д.Слюсарев, М.М.Лавров // Отеч. геол. – 1999. – № 5.

18. *Трофимов Н.Н.* Геодинамические условия образования благороднометалльно-титаномагнетитовых месторождений Онежской рифтогенной структуры, Карелия / Н.Н.Трофимов, А.И.Голубев // Руды и металлы. – 1999. – № 5.

19. *Трофимов Н.Н.* Генезис комплексного благороднометалльного и титаномагнетитового оруденения в дифференцированных габбро-долеритовых интрузиях Карелии / Н.Н.Трофимов, А.И.Голубев //

Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. – СПб., 1998.

20. *Трофимов Н.Н.* Платиноидно- и золотосодержащие ванадий-титаномагнетитовые месторождения в дифференцированных габбро-долеритовых интрузиях Карелии / Н.Н.Трофимов, А.И.Голубев, Н.Б.Филиппов // Платина России. – Т III, 1999. – М.: Геоинформмарк.

21. *Трофимов Н.Н.* Геодинамические условия формирования и металлогения Онежской впадины / Н.Н.Трофимов, А.И.Голубев // Руды и металлы – 2000. – № 5.

22. *Трофимов Н.Н.* Результаты технологических исследований золото-платиноидных титаномагнетитовых руд Пудожгорского месторождения Карелии / Н.Н.Трофимов, А.И.Голубев, Н.Б.Филиппов, С.В.Петров // Руды и металлы. – 2002. – № 1.

23. *Филиппов Н.Б.* Платинометалльное оруденение в истории геологического развития восточной части Балтийского щита / Н.Б.Филиппов, А.И.Голубев, В.В.Иванников, С.И.Турченко // Вестник СПб. ун-та. – 1999. – Сер.7. – Вып. 1 (№ 7).

*Институт геологии Карельского научного центра РАН,  
г.Петрозаводск*

УДК 551.31.550.4

**Н.Д.Толстых, А.П.Кривенко, Н.А.Криволицкая,  
Б.И.Гонгальский, Л.М.Житова, М.В.Котельникова**

## **БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ СУЛЬФИДНЫХ РУД ЧИНЕЙСКОГО ПЛУТОНА\***

Глубокий интерес исследователей к Чинейскому массиву вызван наличием в нем богатых железо-титан-ванадиевых и медно-сульфидных руд с благороднометалльной минерализацией, а также ярко проявленными особенностями его строения. Массив относится к пироксенит-габбро-анортозитовой формации и вмещает богатые Fe-Ti-V-руды, которые были обнаружены М.Н.Петрусевичем и Л.И.Казик при изыскании трассы БАМ в 1938 г. [8]. Богатые сульфидные

руды обнаружены в 60-е годы. Металлы платиновой группы (МПГ) в них определены Ю.А.Волченко, а первые находки МПГ в сульфидных рудах и аллювиальных россыпях, связанных с Чинейским массивом, были сделаны Н.Н.Морозовой, В.Д.Бегизовым [7]. Впоследствии различными аспектами платиноносности Чинейского плутона занимались многие исследователи [1-6, 9-11 и др.]. Настоящая работа является обобщением результатов многолетнего изучения рудо-

\* Работа выполнена при финансовой поддержке проектов "Платина России" и СО РАН: 6.2.2. "Условия образования и перспективы обнаружения крупных и уникальных месторождений металлов платиновой группы в Сибири" и 6.4.1. "Наноминералогия благородных металлов: структура, состав, технология, аналитика (по экспериментальным и природным данным)".

ности Чинейского плутона и направлена на создание генетической модели формирования его уникальных руд.

### **Фактический материал и методы исследования**

Для исследования химического и минерального составов пород Чинейского массива отбирались пробы и образцы из горных выработок, разведочных скважин, вскрывающих коренные породы и зоны их окисления, а также из аллювиальной россыпи руч. Рудный. Концентрации МПГ в породах и рудах Чинейского плутона определялись в разное время химико-спектральным методом в ИМГРЭ (А.С.Сердобова, И.С.Разина), ИГЕМе РАН (Г.Е.Белоусов) и ОИГГМ СО РАН (В.Г.Цимбалест). Минералы МПГ были обнаружены методом сканирующей электронной микроскопии в полированных искусственных аншлифах, приготовленных из зерен, отобранных путем дробления и концентрирования тяжелой фракции проб. Составы минералов МПГ получены на микроанализаторе "Camebax-micro" (аналитик Л.Н.Поспелова) при напряжении 20 кВ, текущем токе 20-30 мА и длительности измерения 10 с на каждой аналитической линии. В качестве стандартов для Pt, Ir, Os, Pd, Rh, Au, Ag и Ru были использованы чистые металлы, для Cu, Fe, S – CuFeS<sub>2</sub>, для As – InAs, для Ni и Co – FeNiCo, для Bi – Bi<sub>2</sub>Se<sub>3</sub>, для Sb – CuSbS<sub>2</sub>. Выбраны следующие рентгеновские линии: L<sub>α</sub> для Pt, Ir, Pd, Rh, Ru, Ag, Au, As, Sb; K<sub>α</sub> для S, Fe, Cu, Ni; M<sub>α</sub> для Au (в некоторых случаях), Bi и Os. Наложение рентгеновских спектров элементов корректировались с помощью программы, использующей экспериментально рассчитанные коэффициенты (Лаврентьев, Усова, 1994). Все данные в таблицах приведены с учетом пределов обнаружений.

### **Геологическое строение Чинейского месторождения**

Чинейский плутон является одним из звеньев Байкало-Охотского пояса и расположен на юге Сибирской платформы или западной части Алданского щита в пределах крупного Кодаро-Удоканского прогиба, выполненного мощными толщами терригенно-карбонатных отложений раннепротерозойского возраста. Чинейский

плутон прорывает породы платформенного чехла, содержащие горизонты медистых песчаников, образующих крупное Удоканское месторождение. Породы удоканской серии образуют складчатые структуры, одну из которых (Чинейская антиклиналь) прорывает Чинейский плутон, контролируемый узлом пересечения субширотной системы разломов с зоной северо-западного простирания. Чинейский разлом, относящийся к субширотной системе, предположительно является рудоподводящим каналом.

В плане Чинейский интрузив имеет овальную (рис. 1), а на глубине – лополитообразную форму с площадью выхода на дневную поверхность около 120 км<sup>2</sup>. Западный его контакт с вмещающими породами погружается на северо-восток под углом 25-30°, а восточная его часть – участок Рудный – имеет субгоризонтальное залегание. С участками пологой подошвы ассоциируют залежи сульфидных руд [1, 3].

### **Петрологические особенности пород**

Чинейский плутон сложен породами основного состава и характеризуется расслоенным строением. Кроме преобладающих габбро-норитов и габбро различной меланократовости в его составе присутствуют анортозиты, пироксениты и габброиды с повышенным содержанием титаномагнетита. Выделяются как низко-, так и высокотитанистые габброиды, залегающие параллельно подошве плутона. Как правило, низкотитанистые породы располагаются в основании высокотитанистых ритмов с согласным залеганием, но тем ни менее зафиксированы и их секущие взаимоотношения. *Высокотитанистые разности* занимают около 85% эрозионной поверхности плутона и преобладают в его внутреннем строении. В их составе различаются две серии: железорудная, в которой титаномагнетит иногда достигает 90%, и лейкогаббровая со значительной долей лейкократовых прослоев. Железные руды Чинейского массива являются высокованадиевыми. Fe-Ti-V-оруденение плутона, формировавшееся на всех стадиях его развития, имеет промышленное значение. *Низкотитанистые породы* представлены габбро, габбро-норитами и норитами с содержани-

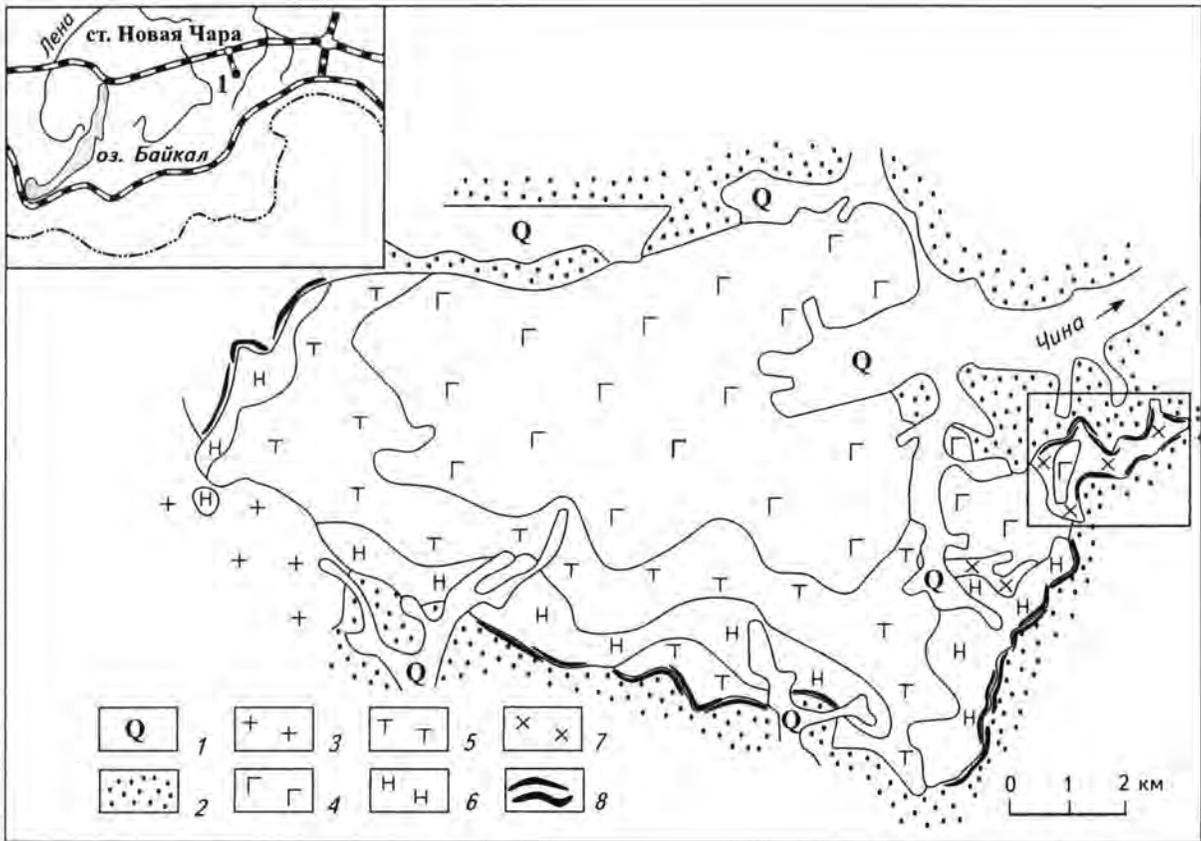


Рис. 1. Схема геологического строения Чинейского плутона

1 – четвертичные отложения; 2 – вмещающие карбонатно-терригенные породы удоканской серии (PR<sub>1ud</sub>); 3 – гранитоиды ингамакитского комплекса (PZ<sub>3</sub>); Чинейский плутон: 4 – высокотитанистые габброиды, 5 – титаномagnetитовые руды, 6 – низкотитанистые габброиды, 7 – кварцевые диориты и монцодиориты, 8 – сульфидные руды. На схеме выделен контур участка Рудный. На врезке – положение Чинейского плутона (1) относительно оз. Байкал и Байкало-Амурской магистрали

ем титаномagnetита до 5%. Суммарная концентрация Pt и Pd в железных рудах обычно не превышает 2 г/т.

В строении плутона установлены различные типы расслоенности: 1) грубая, обусловленная чередованием мощных слоев габбро и анортозитов; 2) тонкая, связанная с изменением соотношения титаномagnetита и породообразующих минералов; 3) скрытая, обусловленная вариациями состава пироксенов и плагиоклазов в пределах ритмических единиц разного порядка. Расслоенность отчетливо проявлена в западной части массива и несколько затухает на юго-востоке плутона. Отрицательный корреляционный тренд между концентрацией Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub> в составе слагающих пород свидетельствует в пользу расслоенности за счет последовательного

фракционирования титаномagnetита при формировании обеих серий (Богнибов и др., 1995).

### Сульфидная минерализация

Вкрапленность сульфидных минералов характерна для всех разновидностей пород, слагающих интрузив, но наиболее богаты сульфидами породы нижнего контакта интрузива с вмещающими его песчаниками удоканской серии. По отношению к этому контакту выделяются эндоконтактовые и экзоконтактовые руды.

*Эндоконтактовые руды* приурочены к разным типам пород приподожвенной части массива с наиболее богатыми участками на западном и восточном флангах. Эндоконтактовое оруденение является крайне неравномерным.

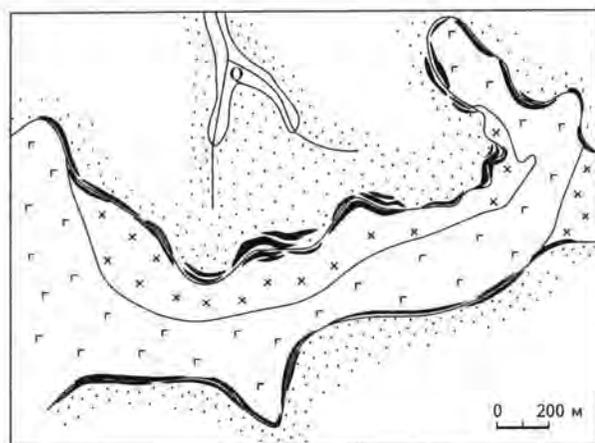


Рис. 2. Схема расположения эндоконтактовых и экзоконтактовых сульфидных руд на участке Рудный  
Условные обозначения см. рис. 1

На фоне вкрапленности сульфидов как в титаномагнетитовых рудах, так и в лейкократовых габбро отмечаются жилы и линзы сплошных руд. В целом интенсивность оруденения усиливается к поверхности контакта, но, не достигая ее, выклинивается при переходе к вмещающим породам. На участке Рудном (рис. 2) рудные тела имеют пластообразную форму с субгоризонтальным залеганием мощностью от 15 до 60 м и протяженностью до нескольких сотен метров.

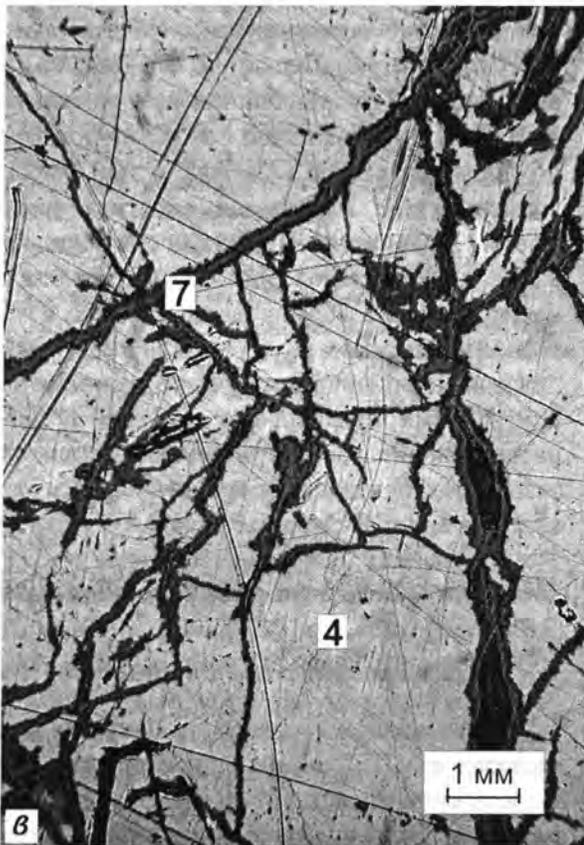
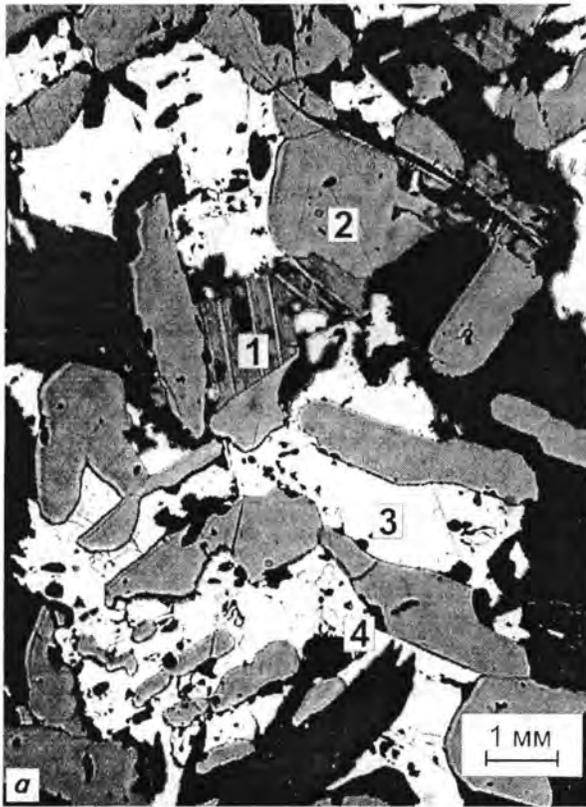
По минеральному составу среди эндоконтактовых руд распространены *пирротин-халькопиритовые*. В удаленных от контакта рудах наблюдаются зональные каплевидные обособления сульфидов, в центральных участках которых преобладает пирротин с пламенивидными включениями пентландита, а краевые зоны образованы халькопиритом. Такие обособления часто развиты вокруг сегрегаций титаномагнетита и ильменита (рис. 3, а). В эндоконтактовых рудах диагностированы титаномагнетит, магнетит и ильменит, обладающие микроструктура-

ми распада твердых растворов, а также сфалерит, пирит, пентландит, линнеит и другие минералы. В западной части Чинейского массива среди интенсивно метасоматически измененных пород на контакте с гранитоидами ингамакитского комплекса развиты *халькопирит-пиритовые* руды. В них присутствуют пирротин, виоларит и линнеит. На участке Рудном в существенно халькопиритовых рудах ближнего эндоконтакта наблюдаются гнезда халькопирит-пирритинового состава с гистерогенными выделениями пирита, который образовался при разложении пирротина в результате реакции дисульфидизации (рис. 3, б). Интересным фактом является обособление арсенидов и сульфоарсенидов (кобальтина-герсдорфита, леллингита, саффорита и др.) в отдельные гнезда и прожилки среди сульфидных руд. Эндоконтактовые руды в среднем обогащены пирротинном и содержат 16% мас. халькопиритового минерала и 1% мас. никелевого компонента, при этом  $Pd/Pt > 1$  при относительном постоянстве отношения  $Cu/Ni$ .

*Экзоконтактовые руды* концентрируются преимущественно в юго-восточном обрамлении Чинейского массива, где контакт с вмещающими породами не уничтожен последующим внедрением гранитоидов ингамакитского комплекса (см. рис. 2). Руды залегают в виде жил и линз, а также вкрапленного ореола в ороговикованных песчаниках удоканской серии. Мощность рудных тел достигает первых метров при протяженности 10-20 м. По составу вкрапленные руды изменяются от пирротин-халькопиритовых до халькопиритовых. В локальных участках повышается доля пирита или борнита. Наблюдается массовое окисление халькопирита по трещинам с развитием агрегатов ковеллина и лепидокрокита (рис. 3, в). В целом руды экзоконтактовой зоны являются более халькопиритовыми по сравнению с эндоконтактовыми рудами.

Рис. 3. Микрофотографии фрагментов сульфидных эндоконтактовых (а, б) и экзоконтактовых (в, г) руд из участка Рудный Чинейского плутона (отраженный свет)

а – обр.45/4,8 м; зональные каплевидные сульфидные обособления вокруг сегрегаций титаномагнетита (1) и ильменита (2) в монцодиорите; в центральных участках сульфидных выделений преобладает пирротин (3), во внешних зонах – халькопирит (4); б – обр.45/34,7 м; срастание пирротина (3), халькопирита (4) и гистерогенного пирита (5) в халькопирит-пирритиновых прожилках ближнего эндоконтакта; в – обр.К72; окисление халькопирита (4) по трещинам с развитием ковеллина и лепидокрокита (7) в жильных экзоконтактовых халькопиритовых рудах; г – обр.45/41,5 м; сульфоарсенид ряда кобальтин-герсдорфит (6), секущий в виде прожилка пирротин (4) – пиритовые (5) вкрапленные экзоконтактовые руды.



дами. Обнаружены прожилки сульфоарсенидов ряда кобальтин-герсдорфит, секущие пирротин-пиритовые обособления (рис. 3, г). Среди редких минералов диагностированы арсеногаухекорнит, маухерит, никелин, гессит, Ni-Bi-соединения и самородный свинец.

Расположение жил и линз массивных экзоконтактных руд контролируется контурами контакта и приконтактной трещиноватостью, что обуславливает их согласное с контактом залегание. По текстуре и составу это сливные халькопиритовые руды, иногда с оторочкой миллерита. В халькопиритовых жилах встречаются кубанит, макинавит, миллерит, никелин, кобальтин, герсдорфит, галенит, сфалерит и гюбнерит. Экзоконтактные сульфидные руды Чинейского плутона имеют преимущественно медный состав. Доля меди в сумме (Cu+Ni) составляет более 90%, соотношение Cu/Ni колеблется от 50 до 900. Соотношение Pd/Pt в сульфидной фазе экзоконтактных руд значительно больше 1 и существенно выше, чем в эндоконтактных рудах.

#### **Концентрация благородных металлов в сульфидной фазе**

МПП, Au и Ag в пределах массива распространены крайне неравномерно, особенно это касается экзоконтактных руд. Во вкрапленных рудах их уровень ниже, чем в сливных рудах. Концентрации благородных металлов, полученные в аналитическом центре ИГ СО РАН и пересчитанные на сульфидную фазу, являются сопоставимыми в эндо- и экзоконтактных рудах участка Рудного и равны в среднем (в г/т): Pd – 10 и 24, Pt – 2,7 и 2,9, Rh – 0,3 и 0,2, Au – 3,0 и 1,8, Ag – 70 и 85. Приведенные данные свидетельствуют, что и в тех и в других рудах преобладает Pd, но эндоконтактные руды несколько богаче Rh и Au по сравнению с экзоконтактными, в которых выше средние концентрации Pt и Pd, а также Ag. Коэффициенты распределения благородных металлов между халькопирит-пирротиновыми эндоконтактными рудами и существенно халькопиритовыми экзоконтактными рудами отличаются от коэффициентов, полученных по распределению МПП и Au между mss и остаточным расплавом (Fleet et al., 1993). Это свидетельствует о том, что формирование экзоконтактных руд не укладывается в рамки пред-

ставлений о магматическом образовании сульфидных руд. Несмотря на то, что нормированные по хондриту кривые распределения благородных металлов для обоих типов руд близки между собой и аналогичны распределению их в рудах других Cu-Ni-месторождений, таких как Талнах и Садбери (Богнибов и др., 1995), корреляционные зависимости рассматриваемых металлов с элементами группы Fe также свидетельствуют о различии в генезисе эндо- и экзоконтактных руд.

В *эндоконтактных рудах* у (Au+Ag) сильная положительная корреляция с Cu, а также (Ni+Co), в то же время значимая отрицательная корреляция с Fe. Для МПП проявляются аналогичные корреляционные зависимости, но они менее значимые. Таким образом, МПП ведут себя аналогично золоту и серебру, что свидетельствует об их общем генезисе и совместном накоплении МПП и Au в халькопирит-пирротиновых рудах.

В *экзоконтактных рудах* отмечаются более сложные соотношения, в особенности для руд с различными концентрациями меди. МПП положительно коррелируются с Fe, а также с (Ni+Co), но отрицательно – с Cu. Для Au и Ag наблюдаются две тенденции: при низких концентрациях в сульфидной фазе Cu положительно коррелируется с (Au+Ag), а при высоких концентрациях отмечается обратная зависимость. Обнаруженные зависимости дают основание для предположений об участии различных процессов в формировании рядовых и богатых экзоконтактных руд, что принципиально для выяснения природы руд с ураганными концентрациями благородных металлов. В целом распределение рассматриваемых элементов в экзоконтактных рудах резко отличаются от такового в эндоконтактных рудах.

#### **Минералы МПП и Au-Ag в коренных рудах**

##### *Система минералов Pd-Bi-Te-Sb*

К этой системе относится большое число минералов МПП, которые широко распространены в сульфидных рудах Чинейского месторождения. Это фрудит, соболевскит, садбериит, котульскит, майченерит, стибипалладинит, мертиит II и изомертиит.

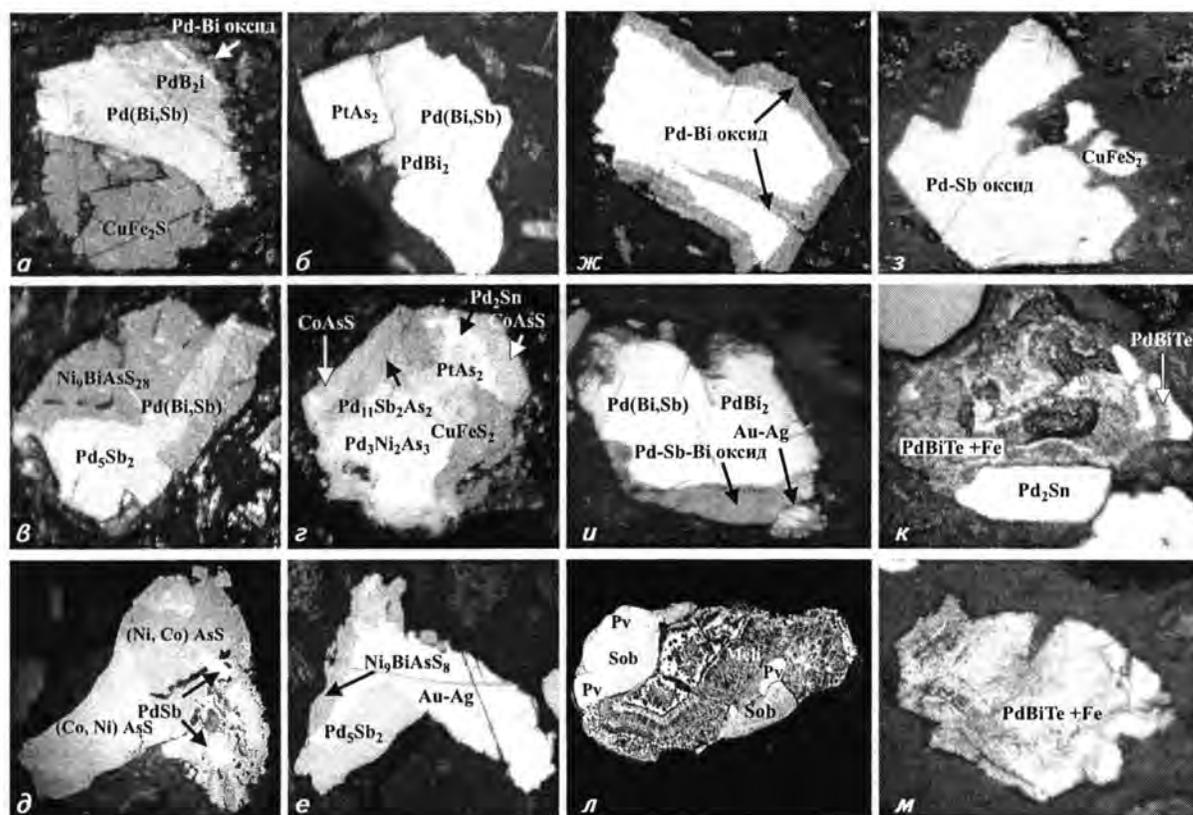


Рис. 4. Взаимоотношение минералов МПГ в экзоконтактных рудах участка Рудный (а-и)  
и в зоне окисления экзоконтактных руд (к-м)

а – сростание соболевскита  $Pd(Bi,Sb)$ , фрудита  $PdBi_2$  и халькопирита; по фрудиту развивается кайма Pd-Bi-оксида, при этом халькопирит и соболевскит неокислены; б – идиоморфный кристалл сперрилита  $PtAs_2$  в соболевските  $Pd(Bi,Sb)$ , срстающим с фрудитом  $PdBi_2$ ; в – устойчивый парагенезис арсеногаухекорнита  $Ni_9BiAsS_{28}$  и стибнопалладинита  $Pd_5Sb_2$  в ассоциации с соболевскитом; г – микропарагенезис минералов МПГ меньшековита  $Pd_3Ni_2As_3$ , сперрилита  $PtAs_2$ , изомертиита  $Pd_{11}Sb_2As_2$ , паоловита  $Pd_2Sn$  в срстании с халькопиритом и в окружении кобальтина, образующего скелетные кристаллы по микропарагенезису МПГ; д – срстание кобальтина и герсдорфита с реликтами садберрита  $PdSb$ ; е – взаимоотношение стибнопалладинита  $Pd_5Sb_2$  с золотосеребряным сплавом и арсеногаухекорнитом; ж – кайма Pd-Bi-оксида по фрудиту; з – фрагмент кристалла Pd-Sb-оксида, являющегося псевдоморфозой по стибнопалладиниту; и – срстание фрудита  $PdBi_2$  и садберрита  $Pd(Sb,Bi)$  с каймой Pd-Sb-Bi-оксида и выделением золота Au-Ag; к – включение паоловита  $Pd_2Sn$  в измененном зерне майченерита  $PdBiTe+Fe$  с реликтами неизмененного майченерита; л – разная степень изменения Pd минералов: совершенно неподверженный изменению паоловит (Pv), частично корродированный соболевскит (Sob) и сильно разрушенный майченерит с коломорфной текстурой (Mch); м – майченерит с коломорфной текстурой и присутствием Fe в его составе

**Твердые растворы –  $Pd(Bi,Te,Sb)$ , крайними членами которых являются соболевскит ( $PdBi$ ), котульскит ( $PdTe$ ) и садберрит ( $PdSb$ ),** распространены как в экзоконтактных, так и в эндоконтактных рудах Чинейского месторождения. Но для первых характерны составы практически полной изоморфной серии  $PdBi-PdSb$ , а для вторых – средние члены ряда  $PdBi-PdTe$ . Садберрит встречается как в богатых, так и во вкрапленных сульфидных рудах среди песчанников на удалении от контакта с интрузивным

телом. В протолочках проб он оказывается в виде индивидуальных зерен, покрытых пленкой оксида Pd, или в виде включений в герсдорфите (рис. 4, а, д). Наряду с крайними членами изоморфного ряда, в которых примеси Bi и As составляют десятые доли процентов, распространен Bi-содержащий садберрит  $Pd(Sb,Bi)$  с 31,42% мас. Bi в составе минерала (табл. 1), в котором соболевскитовый минал достигает 40% мол. По сравнению с садберритом из других месторождений с постоянной примесью Ni

Состав (в % мас.) минералов системы Pd–Bi–Te–Sb

Номер пробы	Pd	Bi	Te	Sb	Pt	As	Сумма	Формула
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<b>Фрудит – PdBi<sub>2</sub></b>								
1	19,73	78,71	0,35	0,00	0,00	0,00	98,79	Pd <sub>0,98</sub> (Bi <sub>2,00</sub> Te <sub>0,02</sub> ) <sub>2,02</sub>
2	19,74	78,97	0,12	0,00	0,00	0,00	98,83	Pd <sub>0,98</sub> (Bi <sub>2,01</sub> Te <sub>0,01</sub> ) <sub>2,02</sub>
3	20,17	79,27	0,41	0,00	0,00	0,00	99,85	Pd <sub>0,99</sub> (Bi <sub>1,99</sub> Te <sub>0,02</sub> ) <sub>2,01</sub>
4	20,14	79,58	0,08	0,00	0,00	0,00	99,8	Pd <sub>0,99</sub> (Bi <sub>2,00</sub> Te <sub>0,01</sub> ) <sub>2,01</sub>
5	20,09	78,07	0,00	0,00	0,00	0,00	98,16	Pd <sub>1,00</sub> Bi <sub>2,00</sub>
6	19,02	79,48	0,00	0,00	0,00	0,00	98,5	Pd <sub>0,96</sub> Bi <sub>2,04</sub>
7	18,82	79,85	0,26	0,00	0,00	0,00	98,93	Pd <sub>0,96</sub> (Bi <sub>2,03</sub> Te <sub>0,01</sub> ) <sub>2,04</sub>
8	18,96	79,57	0,07	0,00	0,00	0,00	98,6	Pd <sub>0,95</sub> Bi <sub>2,05</sub>
9	18,47	79,96	0,00	0,00	0,00	0,00	98,43	Pd <sub>0,94</sub> Bi <sub>2,06</sub>
10	19,46	80,32	0,00	0,00	0,00	0,00	99,78	Pd <sub>0,96</sub> Bi <sub>2,04</sub>
11	19,05	78,72	0,00	0,00	0,00	0,00	97,77	Pd <sub>0,96</sub> Bi <sub>2,04</sub>
12	19,56	79,01	0,28	0,00	0,00	0,00	98,85	Pd <sub>0,98</sub> (Bi <sub>2,01</sub> Te <sub>0,01</sub> ) <sub>2,02</sub>
<b>Соболевскит – Pd(Bi,Sb,Te)</b>								
13	34,22	65,13	0,00	0,23	0,00	0,00	99,58	Pd <sub>1,01</sub> (Bi <sub>0,98</sub> Sb <sub>0,01</sub> ) <sub>0,99</sub>
14	34,87	65,40	0,17	0,40	0,00	0,00	100,84	Pd <sub>1,02</sub> (Bi <sub>0,96</sub> Sb <sub>0,01</sub> Te <sub>0,01</sub> ) <sub>0,98</sub>
15	34,53	61,58	0,19	2,92	0,00	0,00	99,22	Pd <sub>1,01</sub> (Bi <sub>0,91</sub> Sb <sub>0,07</sub> Te <sub>0,01</sub> ) <sub>0,99</sub>
16	34,94	62,24	0,99	1,62	0,00	0,00	99,79	Pd <sub>1,01</sub> (Bi <sub>0,92</sub> Sb <sub>0,04</sub> Te <sub>0,03</sub> ) <sub>0,99</sub>
17	38,10	39,71	0,26	20,75	0,00	0,00	98,82	Pd <sub>0,99</sub> (Bi <sub>0,53</sub> Sb <sub>0,47</sub> Te <sub>0,01</sub> ) <sub>1,01</sub>
18	37,44	41,43	1,09	18,90	0,00	0,00	98,86	Pd <sub>0,99</sub> (Bi <sub>0,56</sub> Sb <sub>0,43</sub> Te <sub>0,02</sub> ) <sub>1,01</sub>
19	37,46	42,21	0,83	18,63	0,00	0,00	99,13	Pd <sub>0,99</sub> (Bi <sub>0,56</sub> Sb <sub>0,43</sub> Te <sub>0,02</sub> ) <sub>1,01</sub>
20	37,58	42,29	1,50	17,94	0,00	0,00	99,31	Pd <sub>0,99</sub> (Bi <sub>0,57</sub> Sb <sub>0,41</sub> Te <sub>0,03</sub> ) <sub>1,01</sub>
21	38,03	41,53	1,26	19,06	0,00	0,00	99,88	Pd <sub>0,99</sub> (Bi <sub>0,55</sub> Sb <sub>0,43</sub> Te <sub>0,03</sub> ) <sub>1,01</sub>
22	37,38	46,3	1,11	14,87	0,00	0,00	99,66	Pd <sub>1,00</sub> (Bi <sub>0,63</sub> Sb <sub>0,36</sub> Te <sub>0,02</sub> ) <sub>1,00</sub>
23	37,52	43,07	1,95	16,60	0,00	0,00	99,14	Pd <sub>0,99</sub> (Bi <sub>0,58</sub> Sb <sub>0,38</sub> Te <sub>0,05</sub> ) <sub>1,01</sub>
24	37,44	40,37	1,20	19,35	0,00	0,00	98,36	Pd <sub>0,99</sub> (Bi <sub>0,54</sub> Sb <sub>0,44</sub> Te <sub>0,03</sub> ) <sub>1,01</sub>
25	36,09	47,83	0,67	13,51	0,00	0,00	98,1	Pd <sub>0,99</sub> (Bi <sub>0,67</sub> Sb <sub>0,32</sub> Te <sub>0,02</sub> ) <sub>1,01</sub>
26	37,81	40,37	0,63	19,05	0,00	0,00	97,86	Pd <sub>1,00</sub> (Bi <sub>0,54</sub> Sb <sub>0,44</sub> Te <sub>0,01</sub> ) <sub>1,00</sub>
27	37,44	42,24	14,3	6,61	0,22	0,00	100,81	Pd <sub>0,98</sub> (Bi <sub>0,56</sub> Te <sub>0,31</sub> Sb <sub>0,15</sub> ) <sub>1,02</sub>

28	38,57	38,31	12,32	11,72	0,27	0,00	101,19	$\text{Pd}_{0,98}(\text{Bi}_{0,50}\text{Te}_{0,26}\text{Sb}_{0,26})_{1,02}$
29	37,37	43,03	13,87	6,21	0,26	0,00	100,74	$\text{Pd}_{0,98}(\text{Bi}_{0,57}\text{Te}_{0,30}\text{Sb}_{0,14})_{1,01}$
30	38,28	41,12	13,56	7,81	0,32	0,00	101,09	$\text{Pd}_{0,99}(\text{Bi}_{0,54}\text{Te}_{0,29}\text{Sb}_{0,18})_{1,01}$
31	37,91	36,82	12,81	11,85	0,00	0,00	99,39	$\text{Pd}_{0,98}(\text{Bi}_{0,48}\text{Te}_{0,28}\text{Sb}_{0,27})_{1,03}$
32	37,53	40,87	14,99	7,15	0,00	0,00	100,54	$\text{Pd}_{0,97}(\text{Bi}_{0,54}\text{Te}_{0,32}\text{Sb}_{0,16})_{1,02}$
33	36,91	39,73	13,44	7,15	0,29	0,00	97,52	$\text{Pd}_{0,99}(\text{Bi}_{0,54}\text{Te}_{0,30}\text{Sb}_{0,17})_{1,01}$
34	36,77	41,82	14,76	6,17	0,28	0,00	99,8	$\text{Pd}_{0,97}(\text{Bi}_{0,56}\text{Te}_{0,32}\text{Sb}_{0,14})_{1,02}$
35	37,34	36,3	13,13	11,19	0,00	0,00	97,96	$\text{Pd}_{0,98}(\text{Bi}_{0,48}\text{Te}_{0,29}\text{Sb}_{0,26})_{1,03}$
36	36,87	40,12	15,01	7,05	0,00	0,00	99,05	$\text{Pd}_{0,97}(\text{Bi}_{0,54}\text{Te}_{0,33}\text{Sb}_{0,16})_{1,03}$
37	35,89	39,76	15,14	6,82	0,00	0,00	97,61	$\text{Pd}_{0,96}(\text{Bi}_{0,54}\text{Te}_{0,34}\text{Sb}_{0,16})_{1,04}$
38	36,90	37,52	12,91	10,59	0,00	0,00	97,92	$\text{Pd}_{0,97}(\text{Bi}_{0,50}\text{Te}_{0,28}\text{Sb}_{0,24})_{1,02}$
39	37,10	37,54	13,96	9,95	0,00	0,00	98,55	$\text{Pd}_{0,97}(\text{Bi}_{0,50}\text{Te}_{0,30}\text{Sb}_{0,23})_{1,03}$
40	37,03	36,6	13,61	10,73	0,00	0,00	97,97	$\text{Pd}_{0,97}(\text{Bi}_{0,49}\text{Te}_{0,30}\text{Sb}_{0,24})_{1,03}$
41	38,54	42,89	18,18	0,14	0,00	0,04	99,79	$\text{Pd}_{1,02}(\text{Bi}_{0,58}\text{Te}_{0,40})_{0,98}$
42	39,08	42,69	18,59	0,62	0,00	0,04	101,02	$\text{Pd}_{1,02}(\text{Bi}_{0,56}\text{Te}_{0,41})_{0,97}$
43	38,71	41,67	18,74	0,36	0,00	0,04	99,52	$\text{Pd}_{1,02}(\text{Bi}_{0,56}\text{Te}_{0,41})_{0,97}$
44	39,23	42,43	19,60	0,09	0,00	0,00	101,35	$\text{Pd}_{1,02}(\text{Bi}_{0,56}\text{Te}_{0,42})_{0,98}$
45	39,14	40,93	19,98	0,20	0,00	0,04	100,29	$\text{Pd}_{1,02}(\text{Bi}_{0,54}\text{Te}_{0,43})_{0,97}$
46	39,17	40,57	21,01	0,19	0,00	0,04	100,98	$\text{Pd}_{1,01}(\text{Bi}_{0,53}\text{Te}_{0,45})_{0,98}$
47	39,20	38,95	21,33	0,59	0,00	0,00	100,07	$\text{Pd}_{1,02}(\text{Bi}_{0,51}\text{Te}_{0,46}\text{Sb}_{0,01})_{0,98}$
48	38,79	37,76	22,51	0,31	0,00	0,05	99,42	$\text{Pd}_{1,01}(\text{Bi}_{0,50}\text{Te}_{0,49}\text{Sb}_{0,01})_{1,00}$
<b>Котульскийит – Pd(Te,Bi)</b>								
49	39,23	37,30	22,62	0,47	0,00	0,05	99,67	$\text{Pd}_{1,01}(\text{Te}_{0,49}\text{Bi}_{0,49}\text{Sb}_{0,01})_{0,99}$
50	39,92	36,70	23,61	0,48	0,00	0,05	100,76	$\text{Pd}_{1,01}(\text{Te}_{0,50}\text{Bi}_{0,47})_{0,97}$
51	40,22	33,57	25,90	0,00	0,00	0,07	99,76	$\text{Pd}_{1,02}(\text{Te}_{0,55}\text{Bi}_{0,43})_{0,98}$
52	35,73	32,08	29,46	0,40	0,00	0,00	101,27	$\text{Pd}_{0,98}(\text{Te}_{0,60}\text{Bi}_{0,41}\text{Sb}_{0,01})_{1,02}$
<b>Салбернит – Pd(Sb,Bi)</b>								
53	46,46	0,43	0,00	51,22	0,00	0,12	98,23	$\text{Pd}_{1,01}(\text{Sb}_{0,98}\text{Bi}_{0,01})_{0,99}$
54	45,22	0,60	0,00	50,15	0,00	1,39	97,84	$(\text{Pd}_{0,97}\text{Fe}_{0,02})_{0,99}(\text{Sb}_{0,94}\text{As}_{0,04}\text{S}_{0,02}\text{Bi}_{0,01})_{1,01}$
55	46,82	2,07	0,53	49,68	0,00	0,10	99,47	$(\text{Pd}_{1,01}\text{Fe}_{0,01})_{1,02}(\text{Sb}_{0,94}\text{Bi}_{0,02}\text{Te}_{0,02})_{0,98}$
56	44,39	12,34	0,00	42,44	0,00	0,19	99,36	$\text{Pd}_{1,01}(\text{Sb}_{0,84}\text{Bi}_{0,14}\text{As}_{0,01})_{0,99}$
57	40,58	24,52	0,11	33,38	0,00	0,00	99,03	$(\text{Pd}_{0,98}\text{Fe}_{0,01}\text{Cu}_{0,01})_{1,00}(\text{Sb}_{0,70}\text{Bi}_{0,30})_{1,00}$
58	38,11	29,38	0,38	29,14	0,00	0,00	97,26	$(\text{Pd}_{0,96}\text{Fe}_{0,01}\text{Cu}_{0,01})_{0,98}(\text{Sb}_{0,64}\text{Bi}_{0,37}\text{Te}_{0,01})_{1,02}$
59	39,86	31,42	0,00	27,13	0,00	0,00	98,41	$\text{Pd}_{1,00}(\text{Sb}_{0,60}\text{Bi}_{0,40})_{1,01}$

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<b>Майченерит – PdBiTe</b>								
60	24,78	44,74	30,73	0,08	0,00	0,00	100,33	Pd <sub>1,02</sub> Bi <sub>0,93</sub> Te <sub>1,04</sub>
61	24,43	43,84	30,18	0,33	0,00	0,00	98,78	Pd <sub>1,02</sub> Bi <sub>0,93</sub> Te <sub>1,05</sub> Sb <sub>0,01</sub>
62	24,75	45,22	30,50	0,06	0,59	0,00	101,12	Pd <sub>1,01</sub> Bi <sub>0,94</sub> Te <sub>1,04</sub>
63	24,70	46,49	29,30	0,00	0,46	0,00	100,95	(Pd <sub>1,02</sub> Pt <sub>0,01</sub> ) <sub>1,03</sub> Bi <sub>0,97</sub> Te <sub>1,00</sub>
64	24,75	46,06	29,16	0,00	0,52	0,00	100,49	(Pd <sub>1,02</sub> Pt <sub>0,01</sub> ) <sub>1,03</sub> Bi <sub>0,96</sub> Te <sub>1,00</sub>
65	25,18	45,47	30,41	0,00	0,00	0,00	101,06	Pd <sub>1,02</sub> Bi <sub>0,94</sub> Te <sub>1,03</sub>
66	24,99	43,89	30,61	0,65	0,00	0,00	100,14	Pd <sub>1,02</sub> Bi <sub>0,91</sub> Te <sub>1,04</sub> Sb <sub>0,02</sub>
<b>Стибиопалладинит – Pd<sub>5+x</sub>Sb<sub>2-x</sub></b>								
67	68,74	0,00	0,00	30,25	0,00	0,34	99,33	Pd <sub>5,03</sub> (Sb <sub>1,93</sub> As <sub>0,03</sub> ) <sub>1,96</sub>
68	68,42	0,00	0,00	30,17	0,00	0,27	98,86	Pd <sub>5,02</sub> (Sb <sub>1,93</sub> As <sub>0,03</sub> ) <sub>1,96</sub>
69	69,30	0,00	0,00	29,70	0,00	0,45	99,45	Pd <sub>5,06</sub> (Sb <sub>1,89</sub> As <sub>0,05</sub> ) <sub>1,94</sub>
70	68,14	0,00	0,00	29,67	0,00	0,55	98,36	Pd <sub>5,02</sub> (Sb <sub>1,91</sub> As <sub>0,06</sub> ) <sub>1,97</sub>
71	68,07	0,00	0,00	29,58	0,00	0,93	98,58	Pd <sub>5,03</sub> (Sb <sub>1,91</sub> As <sub>0,04</sub> ) <sub>1,95</sub>
72	69,15	0,00	0,00	29,95	0,00	0,26	99,36	Pd <sub>5,06</sub> (Sb <sub>1,91</sub> As <sub>0,03</sub> ) <sub>1,94</sub>
73	65,82	3,13	0,88	28,25	0,00	0,00	98,08	Pd <sub>4,95</sub> (Sb <sub>1,89</sub> Bi <sub>0,12</sub> Te <sub>0,06</sub> ) <sub>2,04</sub>
74	68,51	0,00	0,00	28,00	0,79	0,30	99,30	(Pd <sub>4,93</sub> Fe <sub>0,21</sub> Pt <sub>0,03</sub> Cu <sub>0,02</sub> ) <sub>5,19</sub> (Sb <sub>1,76</sub> As <sub>0,01</sub> S <sub>0,02</sub> ) <sub>1,79</sub>
<b>Мертит II – Pd<sub>8</sub>Sb<sub>3</sub></b>								
75	70,30	0,87	0,00	24,00	0,00	2,74	97,91	Pd <sub>8,08</sub> (Sb <sub>2,42</sub> As <sub>0,45</sub> Bi <sub>0,05</sub> ) <sub>2,98</sub>
76	69,86	0,00	0,00	25,63	0,00	2,82	98,31	Pd <sub>7,97</sub> (Sb <sub>2,57</sub> As <sub>0,46</sub> ) <sub>3,03</sub>
77	68,51	0,00	0,00	28,00	0,79	0,30	99,30	Pd <sub>7,98</sub> (Sb <sub>2,57</sub> As <sub>0,45</sub> ) <sub>3,02</sub>
<b>Изомертит – Pd<sub>11</sub>Sb<sub>2</sub>As<sub>2</sub></b>								
78	72,41	0,00	0,00	15,70	0,00	9,42	97,67	(Pd <sub>10,89</sub> Cu <sub>0,04</sub> ) <sub>10,93</sub> Sb <sub>2,06</sub> As <sub>2,01</sub>
<b>Непозванная фаза – Pd<sub>2</sub>Sb</b>								
79	62,85	7,41	4,38	25,65	0,00	0,00	100,29	Pd <sub>2,03</sub> (Sb <sub>0,73</sub> Bi <sub>0,12</sub> Te <sub>0,12</sub> ) <sub>0,97</sub>

Примечание. В садберните в пробах 54, 55, 57, 58 содержание Си составляет соответственно 0,08; 0,14; 0,26; 0,14% мас., Fe – 0,40; 0,13; 0,18; 0,11% мас.; в стибиопалладините в пробе 74: Си – 0,20, Fe – 1,50% мас.; в мертните в пробе 77: Си – 0,20, Fe – 1,50% мас.; в изомертите в пробе 78 Си – 0,14% мас.

от 1 до 10% мас. (Cabri, Laflamme, 1974; Beaudoin et al., 1990; Gervilla et al., 1998) в чинейском садбериите концентрация Ni находится ниже пределов обнаружения.

Соболевскит с незначительными примесями Sb и Te (см. табл. 1) обнаружен в богатых пирротин-халькопиритовых рудах в сростании с фрудитом  $PdBi_2$  (см. рис. 4, а, б) и Au-Ag-сплавами и с включениями мертиита II ( $Pd_8Sb_3$ ). В то же время в бедных вкрапленных халькопиритовых рудах экзоконтактной зоны распространен Sb-содержащий соболевскит  $Pd(Bi,Sb,Te)$ , в котором концентрация Sb варьирует от 13,51 до 20,75% мас. (см. табл. 1), или доля PdSb в  $PdBi$  колеблется в пределах 32-47% мол. Bi-содержащий котульскит, как и Te-содержащий соболевскит, между которыми наблюдаются твердые растворы в средней части ряда  $PdBi-PdTe$ , обнаружены исключительно в сульфидных рудах эндоконтактной зоны в сростании с минералами ряда кобальтин-герсдорфит и в виде включений в них. Примесь Sb в них не превышает десятых долей процентов (см. табл. 1). Еще одна разновидность Sb,Te-содержащий соболевскит выделена из образцов зоны окисления вкрапленных сульфидных руд. Концентрация Te в этом соболевските составляет 12,32-15,14% мас. (см. табл. 1), а по содержанию Sb точки анализов разбиваются на две дискретные группы со средними значениями 7 и 11% мас. Sb. Эта разновидность находится в сростании со Sb-содержащим паоловитом  $Pd_2(Sn,Sb)$ , сильно корродированным майченеритом  $PdBiTe$  и гетитом, замещающим первичные рудные минералы [10].

**Фрудит  $PdBi_2$**  обнаружен в двух пробах экзоконтактных руд. В сплошных халькопиритовых рудах он является ведущим минералом, и кроме отдельных зерен, в халькопирите составляет устойчивый парагенезис с соболевскитом  $PdBi$ . Наряду с крупными выделениями в хлорите (до 20-50 мкм) он образует тонкую рассеянную вкрапленность в нем. В другой пробе вкрапленных руд, в которой преобладает сперилит,  $PdBi_2$  постоянно сростается с Sb-содержащим соболевскитом и халькопиритом. В этом парагенезисе по фрудиту часто проявлены каймы Pd-Bi-оксида, хотя другие минералы, в том числе халькопирит, не подвержены никаким изменениям. Составы фрудита из обеих проб ана-

логичны. В качестве примеси отмечается Te – до 0,41% мас. (см. табл. 1).

**Стибиопалладиниум  $Pd_5Sb_2$**  широко распространен во вкрапленных экзоконтактных рудах и встречается в богатых сульфидных рудах в виде реликтов после замещения его оксидом палладия и сурьмы. В первом случае он образует устойчивый парагенезис с арсеногаухекорнитом  $Ni_9BiAsS_8$  (рис. 4, в), который всегда является ксеноморфным по отношению к стибиопалладиниту. В сростании с арсеногаухекорнитом стибиопалладинит имеет стабильный состав с небольшой примесью As (до 0,93% мас.) и избытком Pd относительно стехиометрии 5:2. В рудах, где  $Pd_5Sb_2$  подвергался интенсивному окислению, он содержит небольшие примеси Fe, Cu, Pt или Bi и Te (см. табл. 1). Арсеногаухекорнит, находящийся в ассоциации, значительно обогащен Bi, избыток которого замещает значительную долю формульной единицы As.

**Мертиум II ( $Pd_8Sb_3$ )** – редкий минерал в изучаемых парагенезисах. Он встречался в виде единичных зерен и в виде ксеноморфных языкообразных включений в соболевските в сплошных и вкрапленных рудах экзоконтактной зоны. В составе его присутствует небольшая примесь As (см. табл. 1).

**Изомертиум ( $Pd_{11}Sb_2As_2$ )** обнаружен в микроагрегате, состоящем из сперилита, холлингвортита, меньшековита, межзерновое пространство в котором заполнено Rh-содержащим кобальтином. Состав изомертиита соответствует стехиометрии (см. табл. 1).

**Неизвестная фаза ( $Pd_2Sb$ )** была встречена в образцах из зоны окисления как идиоморфное включение в матрице частично разрушенного майченерита в парагенезисе со стибиопалладинитом. В ее составе присутствует Bi и Te (см. табл. 1), в сумме составляющие 25% мол.

**Майченерит ( $PdBiTe$ )** обнаружен и проанализирован в эндоконтактных рудах (см. табл. 1). В образцах экзоконтактных руд представлен единичными включениями до 10 мкм в никелине и кобальтине. Но в зоне окисления этих руд майченерит является распространенным палладиевым минералом, который в большинстве случаев подвержен гипергенному изменению, выраженному коррозией поверхности и вхождением Fe в состав новообразований

с недостатком аналитической суммы. По составу майченерит отклоняется от идеальной формулы, выраженной в недостатке Вi (см. табл. 1). Экспериментальные исследования (Hoffman, MacLean, 1976) в системе Pd–Bi–Te показали, что температура образования майченерита с недостатком Вi соответствует 501°C.

*Твердые растворы паоловита  
с сурьмой Pd<sub>2</sub>(Sn,Sb) и мышьяком Pd<sub>2</sub>(Sn,As)*

**Паоловит (Pd<sub>2</sub>Sn)** описан ранее в аллювиальных отложениях руч. Рудный, размывающего один из участков сульфидного оруденения в восточной части массива. Там он накапливается вместе со сперритом, поскольку является наиболее устойчивым к разрушению среди пал-

ладиевых минералов (Кривенко и др., 1995). Но в самих рудах он отмечается гораздо реже в сравнении с фрудитом и стибнопалладинитом во вкрапленных рудах, с меньшиковитом, халькопиритом и кобальтином – в массивных рудах, а также в зоне окисления с майченеритом. По составу чинейский паоловит, в отличие от ранее описанных находок Октябрьского месторождения и рифа Меренского (Генкин и др., 1974; Gasparini, Niemstra, 1975), где он содержит примесь Pt, является Sb-содержащим при отсутствии Pt (табл. 2). Концентрация Sb в Pd<sub>2</sub>Sn из экзоконтактовых сульфидных руд достигает 25,52% мас. Вместе с анализами из россыпи Sb-содержащий паоловит образует широкий изоморфный ряд по направлению к неизвестной фазе

Таблица 2

Состав минералов (в % мас.) системы Pd–Sn–Sb

Номер пробы	Pd	Sb	As	Te	Sn	Сумма	Формула
<b>Sb-содержащий паоловит – Pd<sub>2</sub>(Sn,Sb)</b>							
1	65,47	0,43	0,00	0,21	35,84	101,95	Pd <sub>2,00</sub> (Sn <sub>0,98</sub> Sb <sub>0,01</sub> Te <sub>0,01</sub> ) <sub>1,00</sub>
2	65,24	1,78	0,00	0,27	34,15	101,44	Pd <sub>2,01</sub> (Sn <sub>0,94</sub> Sb <sub>0,05</sub> Te <sub>0,01</sub> ) <sub>1,00</sub>
3	64,10	2,21	0,08	0,00	34,09	100,48	Pd <sub>1,99</sub> (Sn <sub>0,95</sub> Sb <sub>0,06</sub> ) <sub>1,01</sub>
4	65,36	2,23	0,00	0,21	33,83	101,63	Pd <sub>2,00</sub> (Sn <sub>0,93</sub> Sb <sub>0,06</sub> Te <sub>0,01</sub> ) <sub>1,00</sub>
5	64,77	2,41	0,00	0,21	33,34	100,73	Pd <sub>2,00</sub> (Sn <sub>0,92</sub> Sb <sub>0,07</sub> Te <sub>0,01</sub> ) <sub>1,00</sub>
6	65,58	3,00	0,00	0,24	32,96	101,78	Pd <sub>2,01</sub> (Sn <sub>0,90</sub> Sb <sub>0,08</sub> Te <sub>0,01</sub> ) <sub>0,99</sub>
7	64,28	3,36	0,00	0,15	33,03	100,82	Pd <sub>1,99</sub> (Sn <sub>0,92</sub> Sb <sub>0,09</sub> ) <sub>1,01</sub>
8	65,38	3,62	1,10	0,00	30,88	100,98	Pd <sub>2,00</sub> (Sn <sub>0,85</sub> Sb <sub>0,10</sub> As <sub>0,05</sub> ) <sub>1,00</sub>
9	65,85	14,79	0,12	0,00	19,03	99,79	Pd <sub>2,06</sub> (Sn <sub>0,53</sub> Sb <sub>0,40</sub> As <sub>0,01</sub> ) <sub>1,01</sub>
10	66,68	16,43	0,00	0,12	18,26	101,49	Pd <sub>2,05</sub> (Sn <sub>0,50</sub> Sb <sub>0,44</sub> Te <sub>0,01</sub> ) <sub>0,95</sub>
11	66,15	17,36	0,00	0,14	17,38	101,03	Pd <sub>2,05</sub> (Sn <sub>0,48</sub> Sb <sub>0,47</sub> ) <sub>0,93</sub>
<b>As-содержащий паоловит – Pd<sub>2</sub>(Sn,As) или Sn-содержащий палладоарсенид (?)</b>							
12	66,92	0,90	7,51	0,16	23,06	98,55	Pd <sub>2,02</sub> (Sn <sub>0,63</sub> As <sub>0,32</sub> Sb <sub>0,02</sub> Te <sub>0,01</sub> ) <sub>0,98</sub>
13	67,47	2,14	8,82	0,07	23,82	102,32	Pd <sub>1,96</sub> (Sn <sub>0,62</sub> As <sub>0,37</sub> Sb <sub>0,05</sub> ) <sub>1,04</sub>
<b>Незванная фаза – Pd<sub>2</sub>(Sb,Sn)</b>							
14	66,26	25,52	0,00	0,07	8,97	100,82	Pd <sub>2,05</sub> (Sb <sub>0,69</sub> Sn <sub>0,25</sub> ) <sub>0,94</sub>
15	65,41	20,30	0,00	0,16	13,22	99,09	Pd <sub>2,06</sub> (Sb <sub>0,56</sub> Sn <sub>0,37</sub> Te <sub>0,01</sub> ) <sub>0,94</sub>
16	66,3	21,02	0,00	0,09	13,66	101,07	Pd <sub>2,05</sub> (Sb <sub>0,57</sub> Sn <sub>0,38</sub> ) <sub>0,95</sub>
17	65,89	18,23	0,00	0,16	16,16	100,44	Pd <sub>2,05</sub> (Sb <sub>0,50</sub> Sn <sub>0,45</sub> ) <sub>0,95</sub>
18	65,70	17,87	0,00	0,06	16,86	100,49	Pd <sub>2,04</sub> (Sb <sub>0,49</sub> Sn <sub>0,47</sub> ) <sub>0,96</sub>

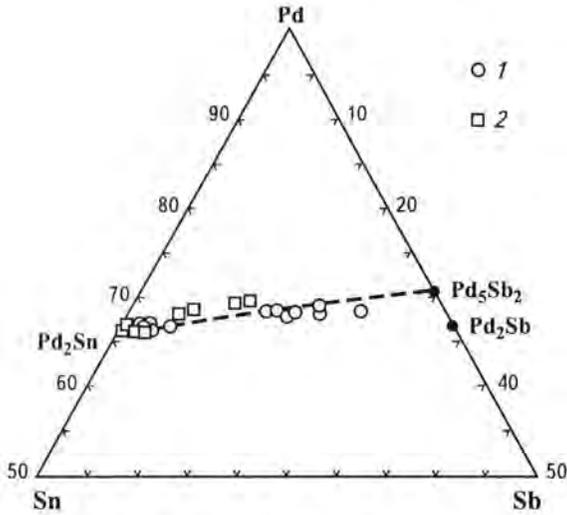


Рис. 5. Твердый раствор между Sb-содержащим паоловитом  $Pd_2(Sn,Sb)$  и стибнопалладицитом  $Pd_5Sb_2$  (или неназванной фазой –  $Pd_2(Sb,Sn)$ ?)

1 – экзоконтакт; 2 – россыпь

$Pd_2Sb$ , доля которой в составе  $Pd_2(Sn,Sb)$  достигает 70% мол., переходя от Sb-содержащего паоловита к Sn-содержащей неназванной фазе –  $Pd_2(Sb,Sn)$  (см. табл. 2). Видно, что с увеличением концентрации Sb формула минерала отклоняется от стехиометрии в пользу Pd. Точнее, точки анализов на диаграмме Sn–Pd–Sb, в большей степени тяготеют к линии  $Pd_2Sn$ – $Pd_5Sb_2$ , чем относятся к ряду  $Pd_2Sn$ – $Pd_2Sb$  (рис. 5). Еще ранее (Кривенко и др., 1995) было сделано предположение, которое подтверждается дополнительными анализами, что Sb входит в паоловит в виде стибнопалладицитового  $Pd_5Sb_2$  минала, тем более, что была показана возможность изоморфного замещения  $Pd_2Sn$ – $Pd_2Sb$  только до 67% мол. последнего компонента (Евстигнеева, Генкин, 1989). Неназванные минералы из Луккулайсваары и Октябрьского месторождений (Гроховская и др., 1992; Евстигнеева, Генкин, 1989) также относятся к соединениям описываемого ряда с преобладанием  $Pd_2Sb$ -компонента.

В сростании с фрудитом обнаружены единичные зерна, на первый взгляд As-содержащего паоловита, поскольку они отвечают формуле  $Pd_2(Sn,As)$ , концентрация As в которых составляет 7,5 и 8,8% мас. (см. табл. 2). Но экспериментально установлено, что структура паоловита (типа  $Ni_2Si$ ) при вхождении в него As сохраняется только до 15% мол.  $Pd_2As$  [14], затем пе-

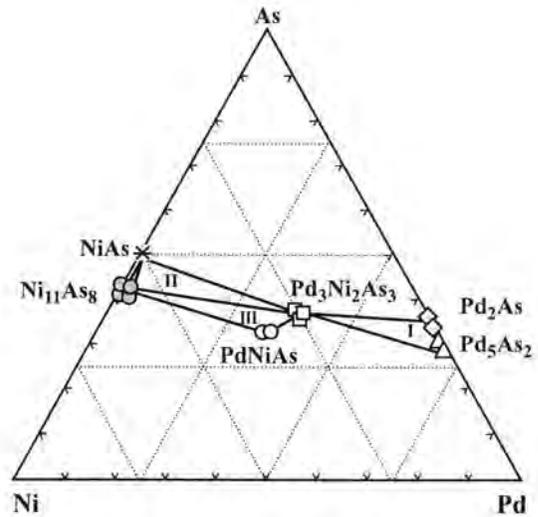


Рис. 6. Минералы системы Pd–Ni–As и минеральные парагенезисы для эндоконтактных руд (I), сплошных (II) и вкрапленных (II и III) экзоконтактных руд

рераспределяется в структуру типа  $Fe_2P$ , характерную для палладоарсенида  $Pd_2As$ . Таким образом, обнаруженный нами минерал  $Pd_2(Sn,As)$ , в котором доля  $Pd_2As$  в среднем составляет только 35% мол., по существу является богатооловосодержащим палладоарсенидом. Фазы подобного состава являются редкими и были встречены в рудах Октябрьского месторождения, где они образуют ряд от  $Pd_2As$  до 77% мол.  $Pd_2Sn$  (Евстигнеева, Генкин, 1989).

**Минералы системы Pd–Ni–As.** Минералы системы Pd–Ni–As на Чинейском месторождении обнаружены в пробах как в бедно-, так и густовкрапленных халькопиритовых рудах из интенсивно ороговикованных участков экзоконтактной зоны, а также в эндоконтактных рудах. Они представлены никелином, маухеритом, маяжитом, меньшиковитом, палладоарсенидом и неназванной фазой –  $Pd_5As_2$  (рис. 6).

Наиболее распространенными являются арсениды Ni: **маухерит** ( $Ni_{11}As_8$ ) и **никелин** ( $NiAs$ ). Как правило, это субгедральные кристаллы, находящиеся в протолочках проб в виде индивидуальных зерен. Реже наблюдаются сростания между этими двумя минералами. Постоянной примесью (до 1% мас.) в том и другом является Co, в отличие от которого Pd изоморфно входит только в маухерит и достигает 3,33% мас. (табл. 3).

Состав (в % мас.) минералов системы Pd-Ni-As

Номер пробы	Pd	Sb	As	Ni	Co	Сумма	Формула
<b>Маякит (PdNiAs)</b>							
1	46,14	0,48	30,71	24,13	0,00	101,46	$Pd_{1,03}Ni_{0,98}(As_{0,98}Sb_{0,01})_{0,99}$
2	44,13	0,69	30,53	25,29	0,00	100,64	$Pd_{0,99}Ni_{1,03}(As_{0,97}Sb_{0,01})_{0,98}$
<b>Меньшиковит (Pd<sub>3</sub>Ni<sub>2</sub>As<sub>3</sub>)</b>							
3	49,21	0,07	33,62	17,10	0,18	100,18	$Pd_{3,07}(Ni_{1,93}Co_{0,02})_{1,95}As_{2,98}$
4	49,47	0,20	33,38	17,12	0,20	100,37	$Pd_{3,08}(Ni_{1,93}Co_{0,02})_{1,95}(As_{2,95}Sb_{0,01})_{2,96}$
5	48,65	0,09	33,20	16,86	0,13	98,93	$Pd_{3,07}(Ni_{1,93}Co_{0,01})_{1,94}As_{2,98}$
6	47,77	0,14	33,57	17,29	0,41	99,18	$Pd_{2,99}(Ni_{1,96}Co_{0,05})_{2,01}(As_{2,99}Sb_{0,01})_{3,00}$
7	47,61	0,08	33,43	17,35	0,13	98,60	$Pd_{3,00}(Ni_{1,98}Co_{0,01})_{1,99}As_{2,99}$
8	49,25	0,02	33,50	18,15	0,00	100,92	$Pd_{3,04}Ni_{2,03}As_{2,93}$
9	48,70	0,03	33,37	17,80	0,00	99,90	$Pd_{3,03}Ni_{2,01}As_{2,95}$
10	49,39	0,05	33,41	17,88	0,00	100,73	$Pd_{3,06}Ni_{2,01}As_{2,94}$
11	49,37	0,00	32,81	17,45	0,08	99,71	$Pd_{3,09}(Ni_{1,98}Co_{0,01})_{1,99}As_{2,92}$
12	50,22	0,00	32,13	17,31	0,12	99,78	$Pd_{3,15}(Ni_{1,97}Co_{0,01})_{1,98}As_{2,86}$
13	49,25	0,11	31,57	16,65	0,18	97,76	$Pd_{3,16}(Ni_{1,94}Co_{0,02})_{1,96}(As_{2,88}Sb_{0,01})_{2,99}$
<b>Палладоарсенид – Pd<sub>2</sub>(As,Sb)</b>							
14	70,45	0,08	27,85	0,00	0,00	98,38	$Pd_{1,92}As_{1,08}$
15	68,23	6,39	18,59	0,00	0,00	97,57	$Pd_{2,00}(As_{0,77}Sb_{0,16}Bi_{0,06})_{0,99}$
16	68,06	6,58	18,41	0,00	0,00	97,38	$Pd_{2,00}(As_{0,77}Sb_{0,17}Bi_{0,06})_{1,00}$
<b>Неизвестная фаза (Pd<sub>5</sub>As<sub>2</sub>)</b>							
17	75,80	0,09	22,52	0,00	0,00	98,41	$Pd_{4,92}(As_{2,08}Sb_{0,01})_{2,09}$
18	75,34	0,10	24,05	0,00	0,00	99,49	$Pd_{4,81}(As_{2,18}Sb_{0,01})_{2,19}$
<b>Маухерит (Ni<sub>11</sub>As<sub>8</sub>)</b>							
19	0,00	0,00	48,32	50,27	0,41	99,00	$(Ni_{10,79}Co_{0,09})_{10,88}As_{8,12}$
20	0,00	0,00	48,50	50,40	0,93	99,83	$(Ni_{10,72}Co_{0,20})_{10,92}As_{8,08}$
21	0,18	0,00	46,25	50,57	0,52	97,52	$(Ni_{10,98}Co_{0,11}Pd_{0,02})_{11,11}As_{7,87}$
22	0,64	0,00	48,88	50,84	0,29	100,65	$(Ni_{10,76}Pd_{0,07}Co_{0,06})_{10,89}As_{8,10}$
23	0,65	0,00	48,71	51,66	0,43	101,45	$(Ni_{10,83}Co_{0,09}Pd_{0,08})_{11,00}As_{8,00}$
24	0,73	0,00	48,53	49,77	0,52	99,55	$(Ni_{10,66}Co_{0,11}Pd_{0,09})_{10,86}As_{8,14}$
25	1,05	0,00	47,88	50,32	0,21	99,46	$(Ni_{0,78}Pd_{0,13}Co_{0,04})_{10,95}As_{8,05}$
26	1,22	0,00	48,98	49,88	0,43	100,51	$(Ni_{10,60}Pd_{0,14}Co_{0,09})_{10,83}As_{8,16}$
27	1,41	0,00	48,54	49,85	0,45	100,25	$(Ni_{10,62}Pd_{0,17}Co_{0,10})_{10,89}As_{8,10}$
28	1,63	0,00	49,04	49,66	0,73	101,06	$(Ni_{10,52}Pd_{0,19}Co_{0,15})_{10,86}As_{8,14}$
29	1,87	0,00	49,23	49,51	0,60	101,21	$(Ni_{10,48}Pd_{0,22}Co_{0,14})_{10,85}As_{8,15}$
30	1,98	0,00	48,24	48,98	0,75	99,95	$(Ni_{10,50}Pd_{0,23}Co_{0,16})_{10,89}As_{8,10}$
31	2,24	0,00	47,89	48,18	0,60	98,91	$(Ni_{10,46}Pd_{0,27}Co_{0,12})_{10,85}As_{8,15}$
32	2,55	0,00	47,05	49,34	0,16	99,10	$(Ni_{0,67}Pd_{0,30}Co_{0,03})_{11,00}As_{7,98}$
33	3,33	0,00	46,96	47,62	0,85	98,76	$(Ni_{10,39}Pd_{0,40}Co_{0,18})_{10,97}As_{8,03}$
<b>Никелин (NiAs)</b>							
31	0,00	0,00	55,86	43,84	0,38	100,08	$(Ni_{1,00}Co_{0,01})_{1,01}As_{0,99}$
32	0,00	0,00	56,69	43,51	0,10	100,30	$Ni_{0,99}As_{1,01}$
33	0,00	0,00	55,88	42,38	0,89	99,15	$(Ni_{0,97}Co_{0,02})_{0,99}As_{1,01}$
34	0,00	0,00	57,23	42,47	0,92	100,62	$(Ni_{0,96}Co_{0,02}Cu_{0,01})_{0,99}As_{1,01}$
35	0,00	0,00	57,29	42,33	0,87	100,49	$(Ni_{0,96}Co_{0,02})_{0,99}As_{1,01}$
36	0,00	0,00	56,23	42,32	0,67	99,22	$(Ni_{0,97}Co_{0,01})_{0,98}(As_{1,01}S_{0,01})_{1,02}$

Примечание. В палладоарсениде в пробах 15 и 16 содержание Bi – 4,36 и 4,33 % мас. соответственно.

**Маякит ( $PdNiAs$ )** из Чинейского месторождения по составу близок к идеальной формуле, в которой участвует незначительная доля As (см. табл. 3), хотя для этого минерала из Талнахской интрузии (Генкин и др., 1976) допускается отклонение от стехиометрии в пользу Ni.

**Меньшиковит ( $Pd_3Ni_2As_3$ )** в большинстве случаев находится в составе микроагрегатов, состоящих из кобальтина, халькопирита, паоловита, сперрилита, маухерита и изомертиита. При этом прослеживается зональность микроагрегатов, центральная часть которых сложена неправильными выделениями меньшиковита, окруженными вытянутыми зонами изомертиита или паоловита. И эти минеральные сростания расположены внутри футлярных кристаллов кобальтина кубического габитуса. Меньшиковит характеризуется несколько изменчивым составом (см. табл. 3). Вариации концентраций приводят к отклонению от стехиометрии  $Pd_3Ni_2As_3$  до 3,16 формульной единицы Pd. Между меньшиковитом из Чинейского месторождения (Barkov et al., 2002), а также Луккулайсваары и других месторождений (Cabri et al., 1975; Muljf, Mitchell, 1990; Гроховская и др., 2000) и маякитом ( $PdNiAs$ ) существует серия твердых растворов, в которых сумма элементов (Pd+Ni) замещает As. Незванная фаза из рудника Томпсон в Канаде [13] как раз является средним промежуточным членом указанного ряда.

**Палладоарсенид ( $Pd_2As$ )** и более насыщенная палладием незванная фаза ( $Pd_3As_2$ ) без примеси Ni отмечаются только в эндоконтактных рудах. Но они также находятся в ассоциации с меньшиковитом. Обе эти фазы сосуществуют с расплавом при 450°C [15].

#### *Au-Ag-Hg-сплавы*

Au-Ag-сплавы обнаружены во всех типах руд, где они проявляются как самостоятельно, так и в сростании с Pd-минералами. Выделены различные взаимоотношения золота с другими минералами. В сплошных рудах наблюдаются сростания электрума с фрудитом, соболевитом и паоловитом в присутствии халькопирита и хлорита, а также была отмечена тонкая вкрапленность золота и стибнопалладинита в зерне кобальтина. Во вкрапленных рудах Au-Ag-сплавы сростаются с халькопиритом, кобальтином,

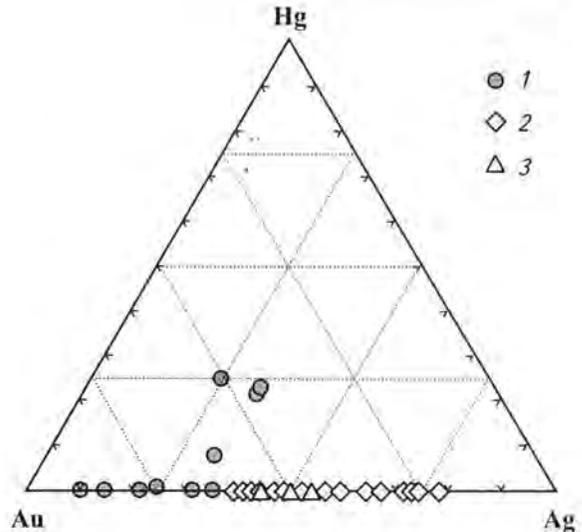


Рис. 7. Состав Au-Ag-сплавов, обогащенных Au и иногда Hg в эндоконтактных рудах, средних членов изоморфного ряда Au-Ag для экзоконтактных руд и обогащенных Ag для россыпи

1 – эндоконтакт; 2 – россыпь; 3 – экзоконтакт

стибнопалладинитом и арсеногаухескорнитом (см. рис. 4, е). В россыпи руч.Рудный золотосеребряные сплавы в сростании с гидрогетитом находятся в виде слабоокатанных зерен и иногда содержат включения (заполнение пустот) соболевитка или фрудита. На Чинейском месторождении пробность золота варьирует в целом от 90 до 22 (табл. 4). Но оно различается по составу в зависимости от места обнаружения. В эндоконтактных рудах преобладает высокопробное золото и электрум (рис. 7). В отдельных зернах зафиксирована примесь Hg до 25% ат. В последнем случае сплав имеет состав  $Au_2AgHg$ . Единичные анализы из экзоконтактных руд относятся к средним членам ряда Au-Ag, и, наконец, составы золотин из аллювиальной россыпи показали его принадлежность к кюстелиту Ag, Au и низкопробному золоту (см. рис. 7). Таким образом, минералогические наблюдения свидетельствуют о сингенетичности Au-Ag-сплавов и Pd минерализации, подтверждаемой положительной геохимической корреляцией между МПГ и суммой (Au+Ag).

*Сульфоарсениды (Co, Fe и Ni) и  
холлингвортит (RhAsS)*

В рудах Чинейского месторождения сульфоарсениды являются составной частью сульфидных руд как эндо-, так и экзоконтактовых зон. Кобальтин и герсдорфит формируют гнезда и вкрапленность среди сульфидов. В экзоконтактовых рудах кобальтин образует каймы замещения по никелину. Сульфоарсениды тесно ассоциируют также с минералами Pd. Отмечаются включения майченерита или реликты садбериита в кобальтине (см. рис. 4, д). Иногда кобальтин замещает целые микроагрегаты из паоловита, сперрилита, меньшиковита и халькопирита с образованием футлярных кристаллов.

В эндоконтактовых рудах присутствует только кобальтин, содержащий от 13 до 25% мол. никелина и от 2 до 19% мол. арсенопиритовой составляющей (табл. 5). Согласно экспериментальным исследованиям (Klemm, 1965), подобный кобальтин соответствует температурам образования 400-500°C (рис. 8, а). В экзоконтактовых рудах наблюдается широкий разброс составов сульфоарсенидов от герсдорфита до кобальтина, что предполагает снижение температур образования до 300 °C и ниже (см. рис. 8, а).

В некоторых случаях сульфоарсениды имеют зональное строение (см. рис. 7).

Сульфоарсениды концентрируют МПГ в виде изоморфной примеси. Концентрация Pd достигает 7,93% мас., а Rh – 12,39% мас. Примечательно, что единственная находка холлингвортита (RhAsS) в сростании с меньшиковитом, изомертитом, сперрилитом и кобальтином содержит в себе примесь Co 4,67% мас. (см. табл. 5), как и в кобальтине этой же ассоциации зафиксирована примесь Rh. Широкий изоморфизм между кобальтином и холлингвортитом был описан ранее в Cu-Ni-месторождении в Аргентине (Gervilla et al., 1997). Наши данные дополняют и продолжают изоморфный ряд CoAsS–RhAsS (рис. 8, б).

*Арсеногаухекорнит (Ni<sub>9</sub>BiAsS<sub>8</sub>)  
и гаухекорнит (Ni<sub>9</sub>BiSbS<sub>8</sub>)*

Минералы этой системы редко встречаются в сульфидных рудах, но на Чинейском месторождении они являются постоянным спутником стибнопалладинита. Они реагируют на изменение геохимической специализации рудной системы и изменяют свой состав в зависимости от принадлежности к определенному парагене-

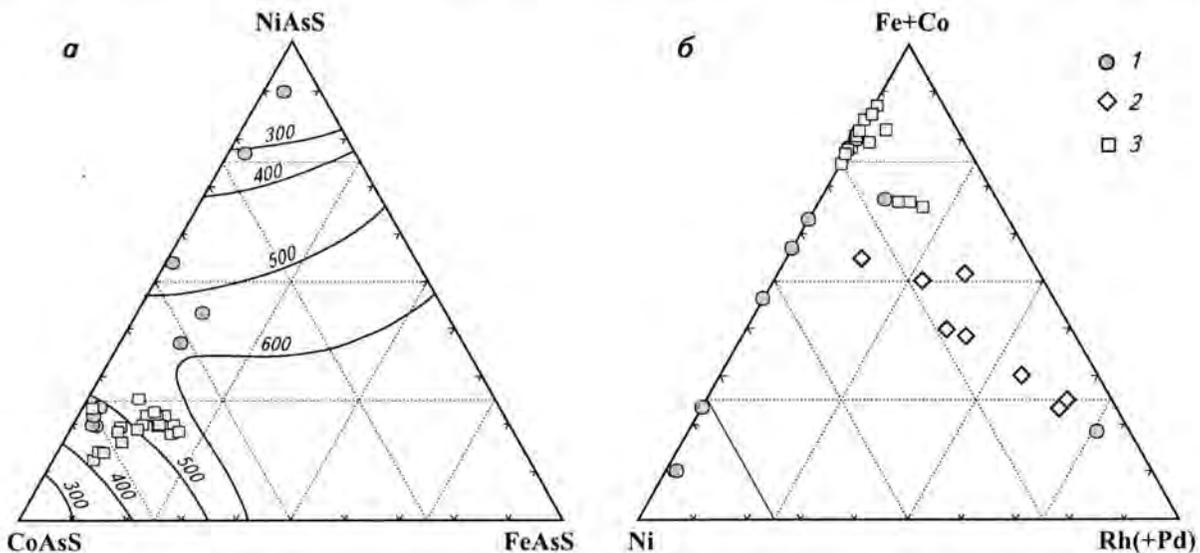


Рис. 8. Состав сульфоарсенидов серии кобальтин-герсдорфит для эндо- и экзоконтактовых руд

а – на диаграмме с нанесенными изолиниями сольвуса (Klemm, 1965); б – изоморфный ряд кобальтина и холлингвортита по составам из Чинейского месторождения и из медно-никелевого месторождения в Аргентине (Gervilla et al., 1997): 1 – экзоконтакт; 2 – эндоконтакт; 3 – по Gervilla et al., 1997

Состав (в % мас.) Co-Ni-Fe-сульфоарсенидов и холлингвортита (RhAsS)

Номер пробы	Fe	Ni	Co	Pd	Rh	Cu	As	S	Сумма	Формула
1	1,30	30,81	2,17	1,10	0,00	0,00	43,16	17,91	98,58	$(\text{Ni}_{0,90}\text{Co}_{0,06}\text{Fe}_{0,04}\text{Pd}_{0,02})_{1,02}\text{As}_{0,99}(\text{S}_{0,96}\text{Sb}_{0,03})_{0,99}$
2	1,13	27,08	7,07	0,00	0,00	0,00	46,07	18,21	99,56	$(\text{Ni}_{0,78}\text{Co}_{0,20}\text{Fe}_{0,03})_{1,01}\text{As}_{1,03}\text{S}_{0,95}$
3	4,17	15,56	16,05	0,00	0,00	0,00	45,41	18,77	99,96	$(\text{Co}_{0,45}\text{Ni}_{0,44}\text{Fe}_{0,12})_{1,01}\text{As}_{1,01}\text{S}_{0,97}$
4	3,83	13,10	18,34	0,00	0,00	0,00	43,63	18,25	97,15	$(\text{Co}_{0,53}\text{Ni}_{0,38}\text{Fe}_{0,12})_{1,03}\text{As}_{1,00}\text{S}_{0,97}$
5	1,52	6,88	26,57	0,28	0,00	0,00	44,66	20,27	100,18	$(\text{Co}_{0,74}\text{Ni}_{0,19}\text{Fe}_{0,04})_{0,97}\text{As}_{0,98}\text{S}_{1,04}$
6	1,00	7,41	23,11	7,93	0,00	0,00	41,74	17,67	99,09	$(\text{Co}_{0,68}\text{Ni}_{0,22}\text{Pd}_{0,13}\text{Fe}_{0,03})\text{As}_{0,97}\text{S}_{0,96}$
7	1,25	6,88	26,57	0,28	0,00	0,00	44,66	20,27	99,91	$(\text{Co}_{0,74}\text{Ni}_{0,19}\text{Fe}_{0,04})\text{As}_{0,98}\text{S}_{1,04}$
8	1,06	7,92	27,35	0,06	0,04	0,00	45,24	19,21	100,88	$(\text{Co}_{0,76}\text{Ni}_{0,22}\text{Fe}_{0,02})\text{As}_{1,00}\text{S}_{0,99}$
9	0,56	19,86	16,53	0,00	0,00	0,00	46,21	19,65	102,81	$(\text{Ni}_{0,55}\text{Co}_{0,45}\text{Fe}_{0,02})\text{As}_{1,00}\text{S}_{0,99}$
10	5,14	5,63	17,62	0,00	10,35	0,09	43,07	19,96	101,86	$(\text{Co}_{0,50}\text{Rh}_{0,17}\text{Ni}_{0,16}\text{Fe}_{0,15})_{0,98}\text{As}_{0,97}\text{S}_{1,05}$
11	5,11	5,01	17,59	0,00	12,39	0,00	42,25	19,01	101,36	$(\text{Co}_{0,51}\text{Rh}_{0,21}\text{Fe}_{0,16}\text{Ni}_{0,15})_{1,03}\text{As}_{0,97}\text{S}_{1,01}$
12	3,70	6,52	19,75	0,00	9,33	0,00	42,02	18,51	99,83	$(\text{Co}_{0,58}\text{Ni}_{0,19}\text{Rh}_{0,16}\text{Fe}_{0,11})_{1,04}\text{As}_{0,97}\text{S}_{0,99}$
13	5,41	7,64	21,85	0,00	0,11	0,07	45,70	20,25	101,03	$(\text{Co}_{0,60}\text{Ni}_{0,21}\text{Fe}_{0,16})_{0,97}\text{As}_{0,99}\text{S}_{1,03}$
14	5,34	8,06	24,00	0,44	0,00	0,09	44,28	19,63	101,84	$(\text{Co}_{0,66}\text{Ni}_{0,22}\text{Fe}_{0,16}\text{Pd}_{0,01})_{1,05}\text{As}_{0,96}\text{S}_{0,99}$
15	5,49	7,01	23,32	0,00	0,00	0,07	42,61	20,20	98,7	$(\text{Co}_{0,65}\text{Ni}_{0,20}\text{Fe}_{0,16})_{1,01}\text{As}_{0,94}\text{S}_{1,04}$
16	3,32	8,96	23,36	0,35	0,00	0,18	44,54	19,75	100,46	$(\text{Co}_{0,65}\text{Ni}_{0,25}\text{Fe}_{0,10}\text{Pd}_{0,01})_{1,01}\text{As}_{0,98}\text{S}_{1,01}$
17	4,43	7,13	24,17	0,24	0,00	0,00	44,08	20,39	100,44	$(\text{Co}_{0,67}\text{Ni}_{0,20}\text{Fe}_{0,13})_{1,00}\text{As}_{0,96}\text{S}_{1,04}$
18	5,44	7,06	22,76	0,28	0,00	0,00	44,09	20,65	100,28	$(\text{Co}_{0,63}\text{Ni}_{0,20}\text{Fe}_{0,16})_{0,99}\text{As}_{0,96}\text{S}_{1,05}$
19	6,63	6,20	20,89	2,11	0,00	1,31	39,32	22,26	98,72	$(\text{Co}_{0,58}\text{Fe}_{0,19}\text{Ni}_{0,17}\text{Pd}_{0,03}\text{Cu}_{0,03})_{1,00}\text{As}_{0,86}\text{S}_{1,13}$
20	4,03	6,35	23,03	0,13	0,00	1,28	46,00	19,56	100,38	$(\text{Co}_{0,65}\text{Ni}_{0,18}\text{Fe}_{0,12}\text{Cu}_{0,03})_{0,98}\text{As}_{1,01}\text{S}_{1,01}$
21	4,49	7,68	21,84	0,00	0,00	1,41	45,01	19,54	99,97	$(\text{Co}_{0,61}\text{Ni}_{0,22}\text{Fe}_{0,13}\text{Cu}_{0,04})_{1,00}\text{As}_{0,99}\text{S}_{1,01}$
22	3,62	5,53	25,05	0,00	0,00	0,60	44,00	20,12	98,92	$(\text{Co}_{0,71}\text{Ni}_{0,16}\text{Fe}_{0,11}\text{Cu}_{0,02})_{1,00}\text{As}_{0,97}\text{S}_{1,04}$
23	3,09	6,76	25,19	0,24	0,00	0,00	44,92	19,83	100,03	$(\text{Co}_{0,71}\text{Ni}_{0,19}\text{Fe}_{0,09})_{0,99}\text{As}_{0,99}\text{S}_{1,02}$
24	3,16	6,60	26,22	0,08	0,00	0,00	45,00	19,60	100,66	$(\text{Co}_{0,73}\text{Ni}_{0,18}\text{Fe}_{0,09})_{1,00}\text{As}_{0,99}\text{S}_{1,00}$
25	2,50	4,22	27,32	0,54	0,00	0,06	43,10	19,64	97,38	$(\text{Co}_{0,78}\text{Ni}_{0,12}\text{Fe}_{0,08}\text{Pd}_{0,01})_{0,99}\text{As}_{0,97}\text{S}_{1,04}$
26	2,56	4,83	26,53	0,53	0,00	0,33	44,07	19,45	98,30	$(\text{Co}_{0,76}\text{Ni}_{0,14}\text{Fe}_{0,08}\text{Cu}_{0,01}\text{Pd}_{0,01})_{1,00}\text{As}_{0,98}\text{S}_{1,02}$
27	0,69	7,97	25,73	0,12	0,00	0,00	44,07	19,88	98,45	$(\text{Co}_{0,73}\text{Ni}_{0,23}\text{Fe}_{0,02})_{0,98}\text{As}_{0,98}\text{S}_{1,04}$
28	2,64	4,36	24,37	3,12	0,00	0,24	44,56	19,42	98,71	$(\text{Co}_{0,70}\text{Ni}_{0,13}\text{Fe}_{0,08}\text{Pd}_{0,05}\text{Cu}_{0,01})_{0,97}\text{As}_{1,00}\text{S}_{1,03}$
29	0,37	1,63	4,67	1,32	35,41	0,10	37,31	15,07	97,77	$(\text{Rh}_{0,72}\text{Co}_{0,17}\text{Ni}_{0,06}\text{Fe}_{0,01})\text{As}_{1,00}\text{S}_{0,99}$

Примечание. Анализ 25 – холлингвортит RhAsS. В пробах 1 и 6 в сумму входит 2,13 и 0,23% мас. Sb, в пробу 29 – 1,89% мас. Pt; 1-9 – эзоконтактные руды, 10-29 – эндо-контактные руды.

Таблица 6

Состав (в % мас.) минералов системы Ni–Bi–S–As–Sb, находящихся в парагенезисе с МПГ из экзоконтактовых руд

Номер пробы	Ni	Fe	Co	S	Bi	As	Sb	Pb	Сумма	Формула
1	44,27	0,78	1,36	23,63	26,82	3,00	0,00	0,22	100,08	$(\text{Ni}_{8,19}\text{Co}_{0,25}\text{Fe}_{0,15})_{8,59}\text{Bi}(\text{As}_{0,43}\text{Bi}_{10,39}\text{Pb}_{0,01})_{10,83}\text{S}_8$
2	42,68	0,77	2,26	23,72	27,04	2,62	0,00	1,11	100,20	$(\text{Ni}_{7,87}\text{Co}_{0,41}\text{Fe}_{0,13})_{8,43}\text{Bi}(\text{Bi}_{10,40}\text{As}_{0,38}\text{Pb}_{0,06})_{10,84}\text{S}_8$
3	43,44	0,65	2,54	23,90	24,43	3,59	0,00	1,22	99,77	$(\text{Ni}_{7,95}\text{Co}_{0,46}\text{Fe}_{0,12})_{8,53}\text{Bi}(\text{As}_{0,51}\text{Bi}_{11,23}\text{Pb}_{0,06})_{10,82}\text{S}_8$
4	43,19	0,58	2,44	23,60	27,03	3,11	0,82	0,17	100,94	$(\text{Ni}_{8,00}\text{Co}_{0,45}\text{Fe}_{0,11})_{8,56}\text{Bi}(\text{As}_{0,45}\text{Bi}_{10,41}\text{Pb}_{0,01})_{10,86}\text{S}_8$
5	42,10	1,10	1,43	22,62	27,76	2,26	0,00	0,00	97,27	$(\text{Ni}_{8,14}\text{Co}_{0,28}\text{Fe}_{0,22})_{8,64}\text{Bi}(\text{Bi}_{10,51}\text{As}_{0,34})_{10,85}\text{S}_8$
6	42,38	0,51	3,41	22,72	26,25	2,17	0,00	0,00	97,44	$(\text{Ni}_{8,15}\text{Co}_{0,65}\text{Fe}_{0,10})_{8,90}\text{Bi}(\text{Bi}_{10,42}\text{As}_{0,33})_{10,75}\text{S}_8$
7	42,68	1,61	2,65	22,61	20,07	0,00	7,66	0,00	97,28	$(\text{Ni}_{8,25}\text{Co}_{0,51}\text{Fe}_{0,33})_{9,09}\text{Bi}(\text{Sb}_{0,71}\text{Bi}_{10,09})_{10,80}\text{S}_8$
8	41,65	1,58	2,44	21,47	24,66	0,00	5,48	0,00	97,28	$(\text{Ni}_{8,48}\text{Co}_{0,59}\text{Fe}_{0,34})_{9,31}\text{Bi}(\text{Sb}_{0,54}\text{Bi}_{10,41})_{10,95}\text{S}_8$
9	42,89	1,47	2,75	22,13	18,83	0,00	8,90	0,00	96,97	$(\text{Ni}_{8,47}\text{Co}_{0,54}\text{Fe}_{0,31})_{9,32}\text{Bi}(\text{Sb}_{0,85}\text{Bi}_{10,04})_{10,89}\text{S}_8$

Примечание. 1–6 – арсеногаухекорнит, 7–9 – гаухекорнит.

зису. Совместно с фрудитом и соболевскимитом встречается арсеногаухекорнит (табл. 6), причем чаще даже его висмутовый аналог –  $\text{Ni}_9(\text{Bi,As})_2\text{S}_8$ . В то же время в парагенезисе с садбернитом и стибнопалладинитом диагностирован гаухекорнит. Часть Ni в его составе замещается Fe и Co, а часть Bi–Pb (см. табл. 6).

#### Оксиды системы Pd–Sb–Bi

Все оксиды Pd, Sb и Bi были обнаружены в экзоконтактовых сульфидных рудах. Минералы системы Pd–Bi–Sb–O впервые описаны и подробно рассмотрены в работе [17]. Выявлено три группы оксидов, отличающихся по составу и образовавшихся по разным минералам Pd за счет частичного или полного их замещения. Определение состава минералов было выполнено на микроанализаторе “Camebax-Micro” с помощью аналитической программы RMA96 (Лаврентьев, Усова, 1994). Кислород определялся в единой аналитической процедуре с другими элементами. Для определения кислорода использован стандарт  $\text{CdWO}_4$  [17].

**Pd–Bi-оксид** обнаружен в образце бедных вкрапленных руд в ассоциации с халькопиритом, маухеритом, арсеногаухеноритом, сперрилитом, фрудитом, соболевскимитом, стибнопалладинитом и паоловитом. Pd–Bi-оксид образует тонкие каймы по фрудиту (см. рис. 4, а, ж) и, в свою очередь, последовательно замещается бисмитом ( $\text{Bi}_2\text{O}_3$ ). Он имеет серый цвет, низкую отражательную способность, слабо анизотропен и часто неоднороден по структуре и составу: содержит микроскопическую вкрапленность высокоотражающего минерала. Концентрация примесей в Pd–Bi-оксиде находится на уровне предела обнаружения (табл. 7). На тройной диаграмме Pd–Bi–O точки составов располагаются на линии  $\text{Bi}_2\text{O}_3$ –Pd (рис. 9, а). Состав оксида с минимальной концентрацией Pd (5,62% мас.) близок к бисмиту, а оксид с максимальной концентрацией Pd приближается к условной формуле  $\text{Pd}_3\text{Bi}_3\text{O}_4$ . В новообразованном оксиде сохраняются соотношения между кислородом и висмутом, они близки к соотношению их в бисмите  $\text{Bi}_2\text{O}_3$ , изменяется только концентрация Pd в оксидах. Возможно, что во фрудите происходит селективное окисление Bi с образованием замещающего бисмита. При этом высвободив-

Представительный состав (в % мас.) оксидов системы Pd-Sb-Bi

Номер пробы	Fe	Cu	As	O	Bi	S	Pd	Sb	Сумма
<b>Pd-Sb-O-минералы</b>									
1	1,34	0,32	0,43	4,00	0,91	0,26	62,82	26,15	96,23
2	6,58	0,50	0,18	7,79	0,72	0,48	54,24	29,33	99,82
3	2,76	1,50	0,34	3,46	1,81	0,10	62,79	24,54	97,30
4	0,66	1,40	0,00	1,07	2,91	0,26	64,80	25,95	97,05
5	2,10	0,63	0,00	2,49	0,00	0,07	66,87	26,57	98,73
<b>Pd-Sb-Bi-O-минералы</b>									
6	0,62	0,50	0,00	8,82	20,69	0,11	43,63	25,23	99,60
7	0,77	0,08	0,00	6,24	14,88	0,39	44,97	23,51	90,84
8	1,45	0,61	0,45	4,11	14,12	0,92	52,42	23,95	98,03
<b>Pd-Bi-O-минералы</b>									
9	0,00	0,00	0,00	7,68	73,34	0,00	18,07	0,00	99,09
10	0,00	0,37	0,56	12,47	71,80	0,51	9,08	0,48	95,27
11	0,00	0,00	0,00	8,31	76,05	0,00	13,93	0,00	98,29
12	0,00	0,00	0,00	6,55	68,93	0,00	23,65	0,00	99,13
13	0,00	0,00	0,00	7,48	69,92	0,00	19,97	0,00	97,37

шийся Pd частично входит в новую фазу на уровне наноструктуры.

**Оксид Pd-Sb** (около 40 зерен размерами 20-70 мкм) представляет собой эвгдральные кристаллы гексагонального сечения, включенные в халькопирит. Pd-Sb-оксиды являются

полными псевдоморфозами по стибнопалладиниту (см. рис. 4, з). Иногда в оксиде присутствуют реликты Pd<sub>5</sub>Sb<sub>2</sub>. В отраженном свете Pd-Sb-оксид имеет серо-коричневый цвет и в скрещенных николях слабо или умеренно анизотропный. В некоторых случаях проявляется

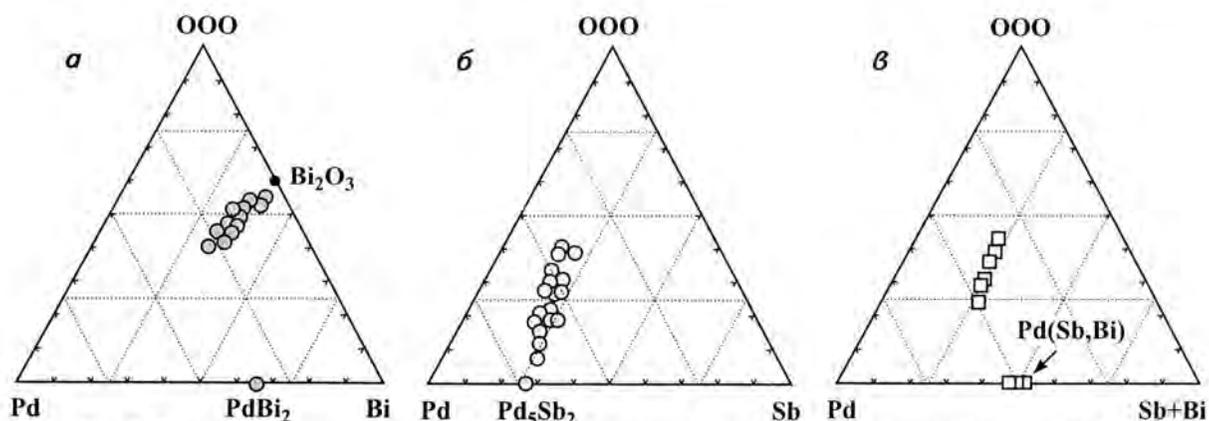


Рис. 9. Составы оксидов системы Pd-Sb-Bi из экзоконтактовых руд, развивающихся по фрудиту (а), стибнопалладиниту (б) и Bi-содержащему садбериту (в)

оптическая зональность, обусловленная вариациями состава. В пределах одной минеральной фазы состав является относительно постоянным, но он может резко различаться в разных зернах. Точки составов на диаграмме Pd–O–Sb образуют тренд, направленный к кислороду, располагаясь на линии  $Pd_5Sb_2O_4$  – O (рис. 9, б). Скорее всего, происходит прогрессирующее окисление стибнопалладинита. Формула оксида с максимальной степенью окисления приближается к виду  $Pd_5Sb_2O_4$ , при этом соотношение между Pd и Sb в оксиде аналогично соотношению этих элементов в предшествующем минерале. Входящие в его состав примеси являются непостоянными, основная их доля приходится на Fe – от 0,66 до 6,58% мас. (см. табл. 7).

**Оксид Pd, Bi и Sb** обнаружен в ассоциации с оксидом Pd и Sb. Он образует каймы серого цвета размером 10–30 мкм, сформированные по Bi-содержащему садберниту (см. рис. 4, и). В скрещенных николях – слабоанизотропный. По сравнению с Pd–Sb-оксидом он имеет более низкую отражательную способность. Концентрация кислорода варьирует от 4,11 до 8,82% мас. (см. табл. 7). Наиболее заметными примесями являются Fe и Cu. Точки химического состава на диаграмме Pd–O–(Sb+Bi) располагаются на линии  $Pd_3(Sb,Bi)Pd_3O$  в центральной ее части (рис. 9, в). Состав оксида изменяется от  $Pd_2(Sb,Bi)O$  до  $Pd(Sb,Bi)O_2$ .

Таким образом, оксиды Pd, Bi и Sb, обнаруженные в рудах Чинейского месторождения, свидетельствуют, что разрушение Pd-минерализаций медно-сульфидных руд и окисление Pd-минералов начинается на догипергенной стадии, еще до начала окисления основных рудных сульфидов. Скорее всего, они образовались за счет окислительных высокотемпературных флюидов, участвующих в преобразовании экзоконтактных руд.

#### **Изменение минералов палладия в зоне окисления**

Изучена Pd-минерализация из зоны окисления Чинейского месторождения. Зона окисления выражена слабо и проявлена на отдельных участках экзоконтакта массива. Тяжелый концентрат в разной степени окисленных руд содержит как первичные реликтовые минералы,

так и типичные минералы зоны окисления. К представителям первых относятся халькопирит, арсенопирит, маухерит, пирротин, майченерит, Te, Sb-содержащий соболевскит, богатый Sb паоловит и сперриллит, обнаруженные в зоне окисления. Среди вторых, кроме гидроокислов Fe, распространены гетит и ковеллин, образованные по сульфидам, и скородит – продукт замещения арсенопирита. Были исследованы концентраты как слабо, так и интенсивно окисленных руд.

Рыхлый образец *слабо окисленной руды*, отмытый от гидроокислов железа, состоит преимущественно из халькопирита. Халькопирит и арсенопирит в разной степени подвержены окислению до гетита и скородита. При этом гетит содержит от 0,28 до 6,72% мас. Pd (табл. 8). Среди минералов МПГ преобладает сперриллит, эвгедральные кристаллы которого содержат мелкие включения маухерита, арсенопирита и халькопирита. Из трех Pd-минералов, присутствующих в слабо окисленной руде, соболевскит  $Pd(Bi,Sb,Te)$  и паоловит остаются устойчивыми, а частичным изменениям подвержен только майченерит  $PdBiTe$ . Иногда отмечаются реликты неизмененного майченерита (см. табл. 8) среди замещенной массы коломорфной или зонально-коломорфной структуры (см. рис. 4, к).

Концентрат *интенсивно окисленных руд* состоит преимущественно из гетита с некоторой долей неизмененного халькопирита, который часто окружен каймами халькозина. Поверхность всех зерен *майченерита* разрушена до возникновения зональных коломорфных структур. Чередуются зоны с низкой и высокой отражательной способностью. Состав и соотношение элементов колеблется в зависимости от степени окисления. Часто составной частью измененного майченерита является Fe, концентрация которого достигает 13,99% мас. (см. табл. 8). Цвет окисленного минерала и интенсивность его отражения не зависят от концентрации в нем Fe. Состав его по сравнению с неизменным соединением отличается меньшей концентрацией Te и Bi, которые, вероятно, выносятся в первую очередь. Недостаток суммы окисленного соединения составляет 10–25% мас. и может быть обусловлен как наличием кислорода, который в данном случае не определялся на микрозонде, так и резорбированной поверхностью частично

Состав (в % мас.) минералов зоны окисления

Номер пробы	Fe	Cu	Pd	S	Te	Bi	Sb	Сумма
1	50,71	0,66	1,22	1,27	0,00	0,00	0,00	53,94
2	48,08	0,00	6,72	1,11	0,88	1,82	0,68	61,77
3	44,71	0,94	0,28	3,03	0,00	0,00	0,00	52,83
4	48,27	1,05	1,86	1,16	0,00	0,00	0,00	53,68
5	28,59	0,88	0,00	1,06	0,00	0,00	0,00	53,54
6	0,00	0,00	23,00	0,00	28,66	46,62	0,00	98,28
7	13,99	0,00	32,73	0,35	15,20	22,79	0,00	85,06
8	0,30	0,00	36,88	0,75	10,38	16,74	0,00	65,05
9	0,00	0,00	38,57	0,00	12,32	38,31	11,72	100,92
10	0,00	0,00	35,89	0,00	6,82	39,76	15,14	97,61
11	8,13	0,00	57,19	0,86	2,20	12,49	7,82	88,69
12	0,00	0,00	66,68	0,00	0,12	0,00	16,43	101,49
13	0,00	0,00	64,77	0,00	0,21	0,00	2,41	100,73

Примечание. 1-4 – гетит, 5 – скородит, 6-8 – майченерит, 9-11 – соболевскит, 12-13 – паоловит. Пробы 6, 9, 10, 12 – из слабо окисленных руд, пробы 7, 8, 11, 13 – из интенсивно окисленных руд. В пробах 1 и 2 выявлено содержание Ag в количестве 0,08 и 2,48% мас., в пробах 3, 4 и 5 – As соответственно 3,87; 1,34 и 23,01% мас., в пробах 12 и 13 – Sn 18,26 и 33,34% мас.

растворенного минерала. В интенсивно окисленной пробе *соболевскит* также подвержен разрушению по сравнению с соболевскитом из слабоокисленного образца, но в меньшей степени, чем сростаемый с ним майченерит (см. рис. 4, л). Поверхность Pd(Bi,Sb) имеет крапчатую структуру. Анализ частично растворенного соболевскита имеет недостаток суммы порядка 10% мас. за счет удаления Te и Bi из разрушаемого минерала. В парагенезисе с майченеритом и соболевскитом находится *паоловит*, который совершенно не подвержен изменению, имеет гомогенную поверхность и анализ его соответствует Sb-содержащей разновидности (см. табл. 8). Таким образом, устойчивость минералов в зоне окисления уменьшается в следующем порядке: Pd<sub>2</sub>(Sn,Sb) → Pd(Bi,Te,Sb) → PdBiTe.

#### Минералы МПГ в россыпи ручья Рудный

Установлено, что в аллювиальных отложениях руч. Рудный, размывающего один из участков сульфидного оруденения (см. рис. 2), среди минералов МПГ преобладает сперилит (92% зерен). Из палладиевых минералов распростра-

нен паоловит (6%), присутствуют также единичные зерна изомертинита, стибниопалладинита и мертинита II (Кривенко и др., 1995). Au-Ag-сплавы, иногда с включениями фрудита и соболевскита, являются составной частью аллювиальной россыпи. При сопоставлении минеральных парагенезисов в коренных рудах, зоне окисления и в россыпи оказалось, что большая часть палладиевых минералов является неустойчивой в гипергенных условиях, разрушаясь на более ранних стадиях. Наиболее устойчивым является соединение Pd и Sn – паоловит. Au-Ag-сплавы из аллювиальных отложений характеризуются низкопробностью по сравнению с этими сплавами из руд, что может свидетельствовать о их химическом выветривании, и перераспределением баланса между Au и Ag в гипергенных условиях. В свою очередь, Au-Ag-сплавы являются надежным хранилищем неустойчивых Pd-Bi-соединений (фрудит, соболевскит), находящихся в виде включений в золоте.

### Равновесные парагенезисы минералов МПГ в сульфидных рудах

Состав и парагенезисы рудных минералов Чинейского плутона изменяются в зависимости от того, на какой стадии развития рудо-формирующей системы они были сформированы и какие последующие эволюционные преобразования они испытали.

При образовании платинометалльной минерализации эндоконтактовых руд определяющей была роль As и Te, что отразилось на появлении арсенидов (сперрилит, палладоарсенид, маухерит, никелин, фаза  $Pd_3As_2$ ), а также теллуридов и висмутотеллуридов Pd (котульскит и майченерит). Среди золотосеребряных сплавов присутствуют амальгмированные составы Au-Ag-Hg, которые не встречались в экзоконтактовых рудах. При переходе к экзоконтактовым рудам ослабляется активность Te, поскольку здесь отмечаются только редкие зерна майченерита, а котульскит отсутствует вовсе. Вместо бинарных соединений Pd-As и Ni-As возникают тройные Pd-Ni-As-фазы, которые эволюционируют с увеличением доли Ni в системе. Но ведущая роль в экзоконтактовом рудообразовании принадлежит Bi и Sb. Был выявлен спектр парагенезисов от существенно висмутовых к существенно сурьмяным (рис. 10). К пер-

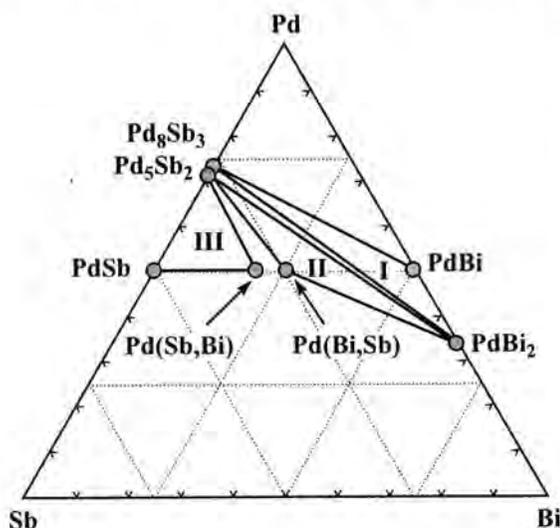


Рис. 10. Изменение парагенезисов в экзоконтактовых рудах в системе Pd-Sb-Bi от существенно висмутого (I) фрудит – соболевскит – мертиит II к переходному (II) фрудит – стибнопалладинит – Sb-содержащий соболевскит и, наконец, к существенно сурьмянистому (III) стибнопалладинит – садбериит – Bi-содержащий садбериит

вому (I) относится соболевскит-фрудитовый парагенезис с мертиитом II ( $PdBi-PdBi_2-Pd_8Sb_3$ ). Присутствующий в нем арсеногаухекорнит обогащен Bi, вплоть до преобладания Bi над As. Следующий переходный парагенезис фрудит-стибнопалладинит-Sb-содержащий соболевскит (II) характеризуется добавлением Sb в систему  $PdBi_2-Pd_5Sb_2-Pd(Bi,Sb)$ . И, наконец, Sb-насыщенный парагенезис (III) является равновесными взаимоотношениями стибнопалладинита, садбериита и Bi-содержащего садбериита  $Pd_5Sb_2-PdSb-Pd(Sb,Bi)$ . Вместо арсеногаухекорнита присутствует гаухекорнит. Сперрилит присутствует во всех парагенезисах изученных нами проб, но следует отметить, что в сплошных сульфидных рудах его намного меньше, чем во вкрапленных.

На диаграмме Pd-Ni-As (см. рис. 6) видно, что изменение парагенезисов в этой системе от эндоконтактовых руд (I) к экзоконтактовым сплошным (II), а затем к вкрапленным (III) происходит с насыщением Ni. Сначала арсениды Pd сменяются арсенидами Ni, затем соотношение элементов в сосуществующих минералах изменяются в пользу Ni: вместо меньшековита появляется маякит, а вместо никелина – маухерит. При этом частично изменяются формы концентрирования Pd – от минеральных к изоморфным. Концентрация Pd в маухерите из сплошных руд несколько ниже (в среднем 0,75% ат.), чем во вкрапленных (в среднем 1,15 и максимальная – 2,1% ат.). Согласно экспериментальным исследованиям [15] маухерит при 790°C растворяет 1,5% ат. Pd. С понижением температуры до 450°C в равновесии с меньшековитом концентрация Pd в нем увеличивается до 5,5% ат. Можно предположить, что исследованный маухерит с концентрацией Pd < 2,1% ат. имел температуру образования ниже 790°C, а для всех имеющихся парагенезисов характерно снижение температур от сплошных руд к вкрапленным.

### Формы концентрирования МПГ

Для Pd выявлено три формы концентрирования: минеральная, изоморфная и сорбированная. К минеральной форме относятся все вышеописанные соединения Pd с As, Te, Bi, Sb и Sn. При этом сульфидов Pd не выявлено. Изоморфная форма представлена Pd-содержащим маухе-

ритом ( $Ni_{11}As_8$ ), где концентрация Pd достигает до 3,33% мас. и минералами серии кобальтингерсдорфит до 7,93% мас. Pd. Незначительные примеси Pd в Ni-Co-минералах в сочетании с их широкой распространенностью, а также приуроченность к ним минеральных форм МПГ обуславливает положительную корреляцию Pd с (Ni+Co) и объясняет высокие значения отношений Pd/Pt для тех проб, где сперрилит является преобладающим минералом. Сорбированная форма связана с гетитом, который в зоне окисления насыщается Pd (до 6,72% мас.), вынесенным из разрушаемых первичных минералов, в частности, майченерита. Этот вывод имеет практическое значение при оценке и разработке месторождений сульфидных руд.

Выявлено, что Pt концентрируется только в сперрилите. Ее изоморфные примеси в минералах Pd встречаются спорадически и не превышают десятых долей процентов. Для Rh характерны две формы: минеральная в виде единичного зерна холлингвортита, и изоморфная, в которой кобальтин концентрирует Rh – до 12,39% мас.

### Выводы

1. Коэффициенты распределения Pt, Pd, Rh между эндоконтактовыми халькопирит-пирротиновыми и экзоконтактовыми существенно халькопиритовыми рудами прямо противоположно отличаются от  $K_D$  для этих двух типов руд, возникших при дифференциации сульфидного расплава (Fleet et al., 1993). Это указывает на то, что происхождение экзоконтактовых руд происходило не магматическим путем. Возможно, что распределение МПГ обусловлено действием высокотемпературного флюида, осуществляющего перенос благородных металлов во вмещающие ороговикованные песчаники.

2. В эндоконтактовых магматических рудах значимая положительная корреляция МПГ и (Au+Ag) свидетельствует об отсутствии фракционирования в расплаве этих двух групп элементов и о сингенетичном образовании Pt-Pd- и Au-Ag-минерализаций. В экзоконтактовых рудах равновесные сростания золота с минералами Pd также свидетельствуют о наложении этих парагенезисов в бедно-медистой части системы.

3. Оба типа руд являются существенно палладиевыми, но для эндоконтактовых руд харак-

терны его соединения с As и Te, а для экзоконтактовых – с Sb, Bi, и в гораздо меньшей степени с As и Te. Pt концентрируется только в сперрилите, который характерен для обоих типов руд.

4. Немагматическое происхождение экзоконтактовых руд обусловило образование таких редко встречающихся в природе соединений, как средние члены изоморфного ряда соболевскит-садберит, богатый Sb паоловит и меньшиковит.

5. Окисление Pd-минералов начинается на этапе более раннем, чем начало окисления главных рудообразующих сульфидов, о чем свидетельствует нахождение оксидов Pd, Bi и Sb в неокисленном образце руды, но с признаками постмагматического преобразования, выраженного структурами замещения арсенидов Ni и ранних Pd-минералов сульфоарсенидами Fe, Co и Ni. Вероятно, что окисление Pd-минералов связано с воздействием окислительных постмагматических флюидов. В случае изменения стибнопалладинита ( $Pd_5Sb_2$ ), окисляются оба элемента с сохранением соотношения между Pd и Sb. При изменении  $PdBi_2$  окисляется только Bi с образованием  $Bi_2O_3$  и выделением Pd в металлическую фазу.

6. В зоне окисления сульфидных руд, где основные рудные минералы представлены халькозином, ковеллином, скородитом, гематитом и гидроокислами железа, минералы Pd разрушаются и постепенно корродируются с выносом отдельных элементов и вхождением в них Fe на уровне наноструктур. Степень устойчивости Pd-минералов уменьшается от паоловита [ $Pd_2(Sn,Sb)$ ] к соболевскиту [ $Pd(Bi,Te,Sb)$ ] и майченериту ( $PdBiTe$ ), реликты которого образуют колломорфные текстуры. Pd, вынесенный из разрушенных минералов, сорбируется гидроокислами железа, и происходит его вторичное обогащение в зоне окисления.

7. В аллювиальной россыпи накапливаются наиболее устойчивые при гипергенезе минералы МПГ – сперрилит и паоловит. Au-Ag-сплавы в россыпи более богаты серебром, чем эти сплавы из коренных пород, и иногда включают в себя Pd-Bi-минералы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гонгальский Б.И. Минералогия и геохимия платиновых металлов Чинейского массива (Северное Забайкалье) / Б.И.Гонгальский, Н.А.Криволицкая // Платина России. – Т. IV. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999.
2. Гонгальский Б.И. О платиноносности Чинейского расслоенного массива / Б.И.Гонгальский, Н.А.Криволицкая // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. – М.: Наука, 1994.
3. Гонгальский Б.И. Чинейский расслоенный плутон / Б.И.Гонгальский, Н.А.Криволицкая. – Новосибирск: Наука, 1993.
4. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья (петрология и рудообразование). – Новосибирск: Наука, 1986.
5. Конников Э.Г. Распределение благородных металлов в гипербазит-базитовых комплексах Байкальской горной области / Э.Г.Конников, А.Б.Куликова, А.А.Куликов, Е.В.Кислов // Геохимия. – 1987. – № 7.
6. Кривенко А.П. Благородные металлы в эндо- и экзоконтактных рудах Чинейского массива / А.П.Кривенко, Н.Д.Толстых, Ю.Г.Лаврентьев // Материалы II Всероссийского металлогенического совещания. – Иркутск, 1998.
7. Морозова Н.Н. Рудоносность и благородно-металлическая минерализация массива габбро-норитов / Н.Н.Морозова, В.Д.Бегизов // Изв. вузов. Геол. и разведка. – 1978. – № 9.
8. Петрусевиц М.Н. Чинейское титаномагнетитовое месторождение // Сов. геол. – 1946. – № 10.
9. Толстых Н.Д. Оксиды Pd-Sb-Bi из Чинейского массива (Алданский щит) / Н.Д.Толстых, А.П.Кривенко, Ю.Г.Лаврентьев, В.Н.Королюк // Тез. докл. – Хабаровск, 1998.
10. Толстых Н.Д. Новые разновидности собольевскита PdBi, содержащие Sb и Te / Н.Д.Толстых, А.П.Кривенко, Н.А.Пальчик, А.Э.Изох // Докл. РАН. – 1997. – Т. 356. – № 5.
11. Трунева М.Ф. Новые данные о благородно-металлической минерализации в одном из габбро-норитовых массивов / М.Ф.Трунева, Э.Г.Конников, С.Н.Теплов // Петрология и минералогия базитов Сибири. – М.: Наука, 1984.
12. Cabri L.J. New data on some palladium arsenides and antimonides / L.J.Cabri, J.H.G.Laflamme, J.M.Stewart, et al. // Can Mineral. – 1993. – Vol. 13.
13. Chen Y. Platinum-group minerals and gold in arsenic-rich ore on the Thompson mine, Thompson nickel belt, Manitoba, Canada / Y.Chen, M.E.Fleet, Y.Pan // Miner. Petrol. – 1993. – Vol. 49.
14. El-Boragy M. Uber eine Verzerrte dichteste Kugelpackung mit Leerstellen / M.El-Boragy, K.Schubert // Z. Metallkunde. – 1970. – Vol. 61.
15. Gervilla F. The system Pd-Ni-As at 790°C and 450°C / F.Gervilla, E.Makovicky, M.Makovicky and J.Rose-Hansen // Econ. Geol. – 1994. – Vol. 89.
16. Krivenko A. Geochemistry and mineralogy of PGE in sulfide ores of the Chineisky massif / A.Krivenko, N.Tolstykh, A.Izokh, B.Gongalsky // Journ. of Conference Abstracts. EUG-10, 1999, Strasbourg. – Vol. 4. – № 1.
17. Tolstykh N.D. Oxides of the P-Sb-Bi system from the Chiney Massif (Aldan Shield, Russia) / N.D.Tolstykh, A.P.Krivenko, Y.G.Lavrent'ev, et al. // Eur. J. Mineral. – 2000. – Vol. 12.

*Институт геологии СО РАН, г.Новосибирск*

*Институт геохимии и аналитической химии РАН  
им.В.И.Вернадского, г.Москва*

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии РАН, г.Москва*

# МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ И РУДНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗА ПЛАТИНОНОСНОСТИ КРУПНЫХ РЕГИОНОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ, ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

УДК 552.321.5/6:553.491

*А.И.Кривцов, В.И.Кочнев-Первухов, В.В.Столяренко,  
Е.С.Заскинд, О.М.Конкина, С.О.Федорова*

## **ГЕОЛОГО-ПОИСКОВЫЕ МОДЕЛИ ГЛАВНЫХ ТИПОВ ПЛАТИНОНОСНЫХ РОССЫПЕОБРАЗУЮЩИХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ**

Закономерности распределения МПГ в мафит-ультрамафитовых породах являются отражением их фракционирования в процессе первичной мантийной дифференциации вещества и его преобразования в различных геодинамических обстановках земной коры. Все известные платиновые месторождения относятся к сульфидной, оксидной и сульфидно-оксидной группам [3, 4]. Россыпеобразующими являются месторождения, относящиеся к оксидной группе.

Россыпи и россыпепроявления минералов металлов платиновой группы (ММПГ) ассоциируют в основном с тремя типами интрузивов, относящихся к классу зональных плутонов: габбро-клинопироксенит-дунитовых массивов подвижных поясов (уральско-аляскинский тип) и зон тектономагматической активизации фундамента платформ в связи с вулканоплутоническими поясами (алданский тип), дунит-пироксенит-щелочно-карбонатитовых интрузий зон

рифтогенной активизации платформ и щитов (гулинский тип).

Габбро-клинопироксенит-дунитовые массивы уральско-аляскинского и алданского типов обладают, при определенном уровне эрозионного вскрытия, очень высоким россыпеобразующим потенциалом и являются продуцентами уникальных по масштабам россыпей.

Для массивов этих типов разработаны геолого-поисковые модели, которые представляют собой систему критериев и признаков, описывающих геологические обстановки нахождения коренных источников, закономерности их строения и особенности минерально-геохимических типов (МГТ) россыпепроявлений, сопровождающих эти массивы (табл. 1).

Зональное строение, свойственное габбро-клинопироксенит-дунитовым массивам, может быть проявлено с различной четкостью, что объясняется условиями их становления. Так,

Таблица 1

**Основные параметры моделей россыпеобразующих зональных массивов подвижных поясов и зон активизации щитов в связи с вулcano-плутоническими поясами**

Параметры модели	Характеристика массива		
Тип массива	Габбро-клинопироксенит-дунитовый (Урал, Аляска)	Габбро-клинопироксенит-дунитовый (Алдан)	Дунит-пироксенит-щелочно-карбонатитовый (Гули)
Обстановка нахождения	Подвижный пояс	Зона активизации щита в связи с ВПП	Зона рифтогенной активизации платформы
Строение, петрографический состав	Зональное и концентрически-зональное; от внутренних частей к периферии – дуниты, пироксениты, габбро	Концентрически-зональное; от центра – дуниты, пироксениты, щелочное габбро	Зональное – дуниты и оливиниты, щелочные перидотиты и пироксениты, карбонатиты
Рудная специализация	Хромитовая и Pt-(Ir-Os)-минерализация в дунитах; титаномагнетитовая Pt-(Pd) в пироксенитах		Хромитовая и Os-(Ir-Os)-минерализация в дунитах
Состав россыпеобразующих МПГ	Основные – Fe-Pt-сплавы, преобладает изоферроплатина (малоиридиевая, иридиевая, высокоиридиевая, редко палладистая), железистая платина, тетраферроплатина-туламинит; второстепенные – минералы группы Ru-Ir-Os		Основные – самородный осмий, иридосмин; второстепенные – золото
МГТ россыпей; масштабы; основной источник	Иридиисто-платиновый: крупные и уникальные; дуниты и хромиты. Палладиисто-платиновый: мелкие, пироксениты и титаномагнетиты		Иридий-осмиевый; мелкие; дуниты и хромиты
Минеральный состав шлиховых ореолов	Хромит, титаномагнетит, изоферроплатина, осмирид, иридосмин		Хромит, ильменит, перовскит, самородный осмий, иридосмин, золото

для автохтонных массивов (Платиноносный пояс Урала, Феклистовский массив и др.) характерно концентрически-зональное строение с размещением ультрамафитов в центре, а более кислых пород по периферии [1, 7]. Особенно четко зональность проявлена в массивах алданского типа. Наиболее типичное концентрически-зональное строение с ядром, сложенным различными типами дунитов и непрерывной кольцевой оторочкой пироксенитов, у Кондерского массива. Его периферическая часть сложена прерывистым кольцом габброидов.

Для Гальмознанского и Сейнавского массивов аллохтонного залегания габбро-пироксенитовая оторочка может быть частично или полностью уничтожена с одной стороны массива в процессе надвига, и дунитовое ядро контактирует непосредственно с терригенными отложениями автохтона. В местах срезания массивов подошвой аллохтона наблюдается серпентинитовый меланж [8].

Особенностью дунитового ядра габбро-клинопироксенит-дунитовых массивов является усложнение его внутреннего строения с глубиной. Поэтому наиболее сложным строением отличаются глубоко вскрытые Нижне-Тагильский и Кондерский массивы. Ядро, сложенное хромитоносными форстеритовыми дунитами, характеризуется неоднородностью и концентрически-зональным строением: центральная часть образована пегматоидными и крупнозернистыми дунитами с содержанием хромшпинелидов до 5%, кольцевая зона вокруг центральной части – крупнозернистыми дунитами с повышенным содержанием хромшпинелидов до 15% и наибольшим количеством шлиров хромшпинелидов, внешняя часть ядра состоит из мелко- и среднезернистых дунитов с содержанием хромшпинелидов 1-2% [10].

Сведения о распределении МПГ россыпеобразующих классов крупности в различных платиноносных мафит-ультрамафитовых мас-

сивах представляют значительный интерес, поскольку все уникальные платиновые россыпи Урала, Алдана и Корякии образовались за счет разрушения их ультрамафитовых ядер.

Россыпеобразующий потенциал различных типов дунитов неодинаков, что связано с неравномерным распределением платины россыпеобразующих классов крупности (крупнее 0,1 мм). Это подтверждают особенности распределения шлиховой платины различного гранулометрического состава в пределах автохтонных участков россыпей. Шлиховая платина высоких классов крупности (+3 мм), как правило, хромитового морфологического типа, пространственно и генетически связана с крупнозернистыми и пегматоидными дунитами с повышенным содержанием хромшпинелидов.

Проведенное прямое определение содержания россыпеобразующих классов крупности в различных типах дунитов показало, что наиболее высокие содержания 110 мг/т (330 мг/м<sup>3</sup>) характерны для пегматоидных разностей. В среднезернистых дунитах с мелкой вкрапленностью хромшпинелидов содержания россыпеобразующих классов крупности платины наиболее низкие и составляют 30 мг/т (90 мг/м<sup>3</sup>). В кольцевой зоне, сложенной крупнозернистыми дунитами с содержанием хромшпинелидов до 15%, концентрация платины составила 48 мг/т (150 мг/м<sup>3</sup>). Здесь же отмечены наиболее крупные зерна платины хромитового типа размером до 1 мм. Из пегматоидных дунитов в основном получена платина дунитового типа, которая при наиболее высоких содержаниях характеризуется более низкой крупностью (порядка 0,2-0,3 мм) и четким кристаллографическим обликом [11].

Микрозондовый анализ платины из коренных пород показал ее полную идентичность платине из россыпи, что указывает на ее происхождение только из ультрамафитового ядра габбро-клинопироксенит-дунитового массива. В целом набор коренных МПГ соответствует таковому в россыпях.

Главным минеральным компонентом россыпей иридино-платинового МПГ, сопровождающих зональные габбро-клинопироксенит-дунитовые массивы, является изоферроплатина – малоиридная (Ir 1-2% мас.), иридная (Ir 2-5% мас.) и высокоиридная (Ir > 5% мас.), реже малопримесная (содержание суммы при-

месей не более 1%). Изоферроплатина в шлиховом металле россыпей этого типа составляет 95% и более. Остальные минералы наблюдаются в виде включений в изоферроплатиновой матрице или, значительно реже, образуют самостоятельные зерна. Наиболее распространены минералы группы Ru-Ir-Os, а среди них – гексагональные разновидности – пластинчатые и таблитчатые кристаллы от уплощенно-ксеноморфных до таблитчато-изометричных. Относительно широко встречаются минералы-включения группы тетраферроплатина–туламинит [9].

Состав и уровень примесей в изоферроплатине несет информацию о степени эродированности коренного источника. В матрице Fe-Pt-сплавов с уменьшением уровня эрозионного среза коренного источника возрастают содержания Cu и Fe, что вызывает смену микропарагенезисов – более широкое развитие Fe-Pt-сплавов со структурами выделения тетраферроплатины–туламинита из твердых растворов. Кроме того, повышается содержание Ir, что проявляется в более широком развитии иридных и высокоиридных Fe-Pt твердых растворов [2].

Последнее обстоятельство можно проиллюстрировать на примере россыпей, связанных с зональными массивами Платиноносного пояса Урала – Нижнетагильским и Омутнинским. Здесь известны россыпи двух возрастов – четвертичные и мезозойские, образование которых разделено большим промежутком времени и объективно отражает различия в уровне эрозионного среза одних и тех же массивов.

Возможность сравнения типоморфных особенностей МПГ из мезозойских и современных, особенно автохтонных россыпей, образовавшихся за счет одного коренного источника, позволяет проследить вертикальную зональность типоморфных свойств ММПГ в связи с изменением эрозионного среза этого источника [12].

В составе металла мезозойских россыпей, отражающих меньший уровень эрозионного среза, нежели современный, преобладают Fe-Pt-сплавы слабой магнитности, а среди них изоферроплатина. Характерной чертой минерального состава является наличие Fe-Pt-сплавов со структурами распада твердого раствора, при котором выделяется медистая тетраферроплатина. Дунитовый морфологический тип преобладает над хромитовым, а иридная разновид-

Средний химический состав шлиховой платины (в % мас.) Платиноносного пояса Урала (по данным микрозондового анализа)

Номер пробы	Pt	Fe	Pd	Ir	Os	Ru	Ni	Cu	Rh	Сумма
1 (35)	87,20	9,02	0,31	1,35	0,13	0,03	0,22	0,68	0,07	99,64
2 (61)	84,57	10,91	0,32	2,01	0,17	0,08	0,28	0,84	0,68	99,86
3 (50)	81,74	12,64	0,33	2,44	0,16	0,06	0,29	1,38	0,52	99,56
4 (69)	77,26	13,2	0,28	3,53	0,15	0,06	1,05	3,89	0,69	100,1

*Примечание.* 1-3 – Нижне-Тагильский массив: 1 – коренная платина [5], 2 – шлиховая платина из четвертичных россыпей, 3 – шлиховая платина из нижнеюрских россыпей; 4 – шлиховая платина из четвертичных россыпей Омутнинского массива. В скобках – количество анализов.

ность изоферроплатины – над малоиридистой (70 и 30% соответственно).

Металл четвертичных россыпей отличается от такового мезозойских более высокой магнитностью и преобладанием хромитового морфологического типа изоферроплатины над дунитовым. Минералы-включения в матрице Fe-Pt-сплавов распространены шире и представлены минералами группы Ru-Ir-Os (60% всех включений) – самородным осмием, иридосмином, осмиридом, самородным иридием, платосмиридом; многочисленны включения сульфидов и сульфоарсенидов; структуры распада твердого раствора с выделением медистой тетраферроплатины редки.

При сопоставлении среднего состава шлихового металла из россыпей разного возраста, образовавшихся при разрушении единого коренного источника (Нижнетагильский массив), видно, что от древних россыпей к молодым (увеличение уровня эрозионного среза коренного источника) шлиховой металл обедняется Ir, Cu и Fe. Данные по россыпям Омутнинского массива, для которого предполагается еще меньший эрозионный срез, чем для Нижнетагильского в мезозойское время, подтверждают эту тенденцию (табл. 2).

Россыпи и шлиховые ореолы палладисто-платинового МГТ также ассоциируют с зональными мафит-ультрамафитовыми массивами подвижных поясов и зон тектономагматической активизации кратонов в связи с ВПП. Масштабы их гораздо скромнее, а распространенность несравненно ниже. Главный компонент этих

россыпей – палладистая изоферроплатина с гораздо меньшей распространенностью в матрице Fe-Pt-сплавов включений группы Ru-Ir-Os. Изоферроплатина представлена пироксенитовым или магнетитовым морфологическим типом (Гусевогорский массив, уральский тип).

Для дунит-пироксенит-щелочно-карбонатитовых массивов зон рифтогенной активизации платформ и щитов характерно концентрически-зональное (Бор-Уряхский) или зональное (Гулинский) строение. Массивы сложены дунитами и оливинитами с размещением в них штоков карбонатитов и линзовидных, дайкообразных и штокверковых тел магнетитовых клинопироксенитов. В дунитах отмечается вкрапленный, шпировый и прожилковый хромит.

Мелкие россыпи и россылепроявления известны только в связи с Гулинским и Бор-Уряхским массивами. Основное количество МПГ в шлихах представлено гексагональными самородным осмием и иридосмином, изоферроплатина встречается крайне редко. В различных массивах может преобладать либо самородный осмий (Гулинский массив), либо иридосмин (Бор-Уряхский массив) [5,6]. Наряду с платиноидами повсеместно отмечается золото.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Минералогия, петрология, генезис. – Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 1997.
2. Комплект карт экзогенной золотоносности и платиноносности Российской Федерации / Объясн. зап. Ред. В.П.Орлов. – М.: ЦНИГРИ, 1997.

3. *Кривцов А.И.* Месторождения платиноидов (геология, генезис, закономерности размещения) // Итоги науки и техники. Сер. Рудные месторождения. – М.: ВИНТИ, 1988. – Т. 18.

4. *Кривцов А.И.* Национальная минерально-сырьевая безопасность / А.И.Кривцов, Б.И.Беневольский, В.М.Минаков. – М.: ЦНИГРИ, 2000.

5. *Лазаренков В.Г.* Платинометалльная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов / В.Г.Лазаренков, К.Н.Малич, Л.О.Сахьянов. – Л.: ВСЕГЕИ, 1991.

6. *Малич К.Н.* Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.

7. *Некрасов И.Я.* Сравнительный петрографо-минералогический анализ платиноносных массивов юго-востока Алданского щита, острова Феклистова и Сихоте-Алиня / И.Я.Некрасов, С.А.Щека, А.М.Ленников и др. // Платина России. – М.: АОЗТ "Геоинформмарк", 1994.

8. *Перцев А.Н.* Влияние синмагматической рекристаллизации дунитов зонального массива Гальмознан на мобилизацию рудных компонентов (Коряк-

ское нагорье) / А.Н.Перцев, А.Г.Мочалов, В.П.Зайцев, Е.А.Власов, О.В.Астраханцев // Матер. Всерос. науч. конф. – Екатеринбург, 1999.

9. *Россытные месторождения России и других стран СНГ.* Минерагения, промышленные типы, стратегия развития минерально-сырьевой базы / Ред.: Н.П.Лаверов, Н.Г.Патык-Кара. – М.: Научный мир, 1997.

10. *Столяренко В.В.* Минералого-геохимические критерии прогноза, поисков и оценки иридино-платиновых россыпей (на примере месторождения Кондер). Автореф. дис. ...к. г.-м. н. – М., 1993.

11. *Столяренко В.В.* Россыпеобразующий потенциал платиноносных дунитов по результатам изучения большеобъемных проб / В.В.Столяренко, В.М.Шашкин // Руды и металлы. – 1998. – № 3.

12. *Столяренко В.В.* Особенности минералогии ферроплатиновой ассоциации в мезозойских россыпях Урала (Нижне-Тагильский массив) // Прикладная минералогия в решении проблем прогнозирования, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых. Тез. докл. – М., 2001.

*Центральный научно-исследовательский  
и геолого-разведочный институт цветных металлов и алмазов  
(ЦНИГРИ), г.Москва*

УДК 553.491.8.04

**А.А.Маракушев, Н.А.Панях, И.А.Зотов**

## **ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ\***

Устойчивый парагенезис золота с металлами платиновой группы (МППГ) геохимически и металлогенически прослеживается в хромитовых, хромитово-сульфидных и сульфидных месторождениях, генетически связанных с базит-гипербазитовым магматизмом. Хромитовые месторождения представлены во всех типах базит-гипербазитовых интрузивов: альпийно-типных дунит-гарцбургитовых (офиолитовых), дунит (оливинит)-клинопироксенитовых (зональных) и стратиформных, тогда как сульфидные месторождения свойственны только стра-

тиформным интрузивам, не встречаясь в офиолитовых и зональных, в которых сульфиды пользуются ничтожным распространением.

Вначале остановимся на хромититах базит-гипербазитовых интрузивов, платинометалльная специализация которых служит индикатором их формационной принадлежности. Особенно показателен в этом отношении Урал, на котором выделяются протяженные (до 2000 км) гипербазитовые пояса I-VI (рис. 1). Платинометалльная специализация подчиненных им хромитовых руд закономерно изменяется в направ-

\* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-65004) и научной школы НШ-1301.

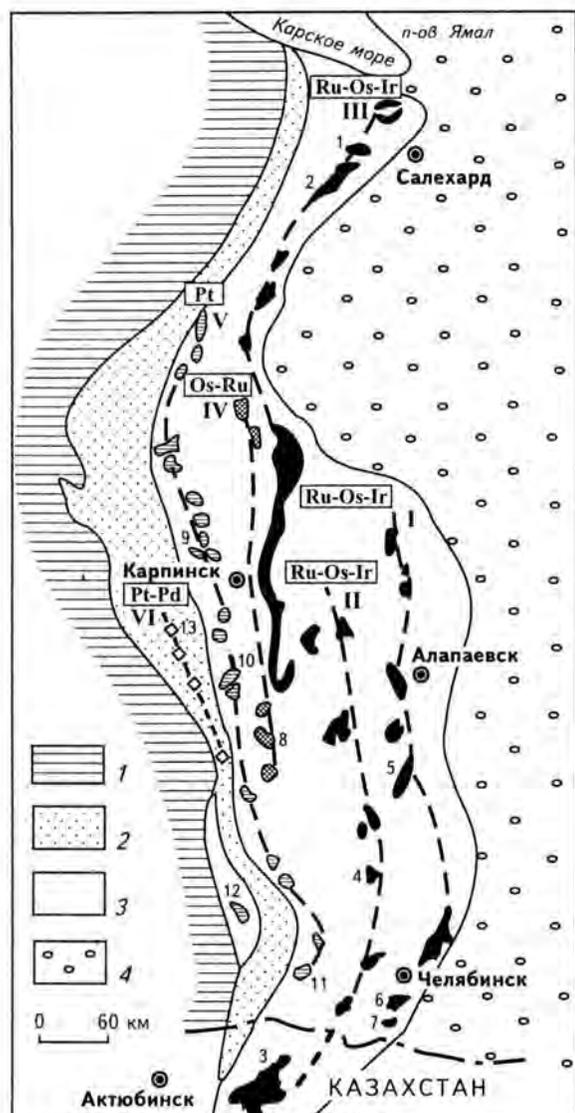


Рис. 1. Схема размещения гипербазитовых хромитоносных поясов различной платинометалльной специализации на Урале (Гурская, 1997)

1 – Предуральский прогиб Русской платформы; 2 – Уральское поднятие; 3 – Палеозойская складчатая система; 4 – Мезозойско-кайнозойские отложения Зауралья; I-III – дунит-гарцбургитовые (офиолитовые альпинотипные) пояса с хромититами, специализированными на рутений, осмий и иридий (массивы: 1 – Рай-Из, 2 – Войкаро-Сыньинский, 3 – Кемпирсайский, 4 – Сысертский, 5 – Алапаевский, 6 – Верблюжьегорский, 7 – Варшавский); IV – пояс дунит-верлит-клинопироксенитовых интрузивов с осмиевой специализацией хромититов (8 – Верхневинский массив); V – пояс платиноносных зональных дунит-клинопироксенитовых массивов с платиновой специализацией хромититов (массивы: 9 – Вересовоборский и Светлоторский, 10 – Нижнетагильский, 11 – Нуралинский, 12 – Суоямский); VI – пояс расслоенных интрузивов с платино-палладиевой специализацией хромититов (13 – Сарановский массив)

лении с востока на запад с приближением к Русской платформе, что коррелируется с изменением формационного типа гипербазитов. Дунит-гарцбургитовые (офиолитовые) хромитоносные пояса альпинотипной формации с рутений-осмий-иридиевой специализацией их хромититов типичны для всего восточного склона Урала (I-IV см. рис. 1). Они обрамляются на западе дунит-клинопироксенитовыми (верлитовыми) интрузивами широко известного Платиноносного пояса (V), залегающего в западном борту Тагильского синклиория. Его хромититы принципиально отличны от альпинотипных по своей собственно платиновой специализации.

Эта региональная зональность, отражающая развитие палеозойской складчатой системы Урала, коррелируется с так называемыми парными гипербазитовыми поясами, распространенными в складчатом обрамлении Тихого океана и описанными, например, в Новой Зеландии [12]. В палеозойской, как и в расположенной ближе к океану мезозойской складчатой системе этой островной дуги, гипербазиты альпинотипной дунит-гарцбургитовой (офиолитовой) формации располагаются на их океанической стороне, а дунит-клинопироксенитовые платиноносные формации обрамляют их со стороны континента. Это коррелируется с составом базальтов, щелочность которых, фиксируемая калий-натриевым отношением, возрастает с переходом от дунит-гарцбургитовой к дунит-клинопироксенитовой (верлитовой) формации.

Обрисованные корреляции отражают генеральную закономерность развития складчатых поясов, обрамляющих океанические структуры. С удалением от океана магматизм в них приобретает черты более щелочного характера, свойственные его платформенным проявлениям. Это наглядно прослеживается по составу дунитов. В дунитах гарцбургитовых поясов на Урале (I-IV) содержатся хромшпинелевые твердые растворы, которые с переходом к дунитам клинопироксенитовых комплексов (V) сменяются хромит-магнетитовыми, намечающими оливинитовый тренд гипербазитового магматизма. В результате достигается практическая идентичность дунитов платиноносного пояса Урала и дунитов платформенных так называемых зональных кольцевых интрузивов, в том числе и по платиноносности подчиненных им хромити-

тов. Наглядно выраженная в Платиноносном поясе Урала собственно платиновая (V) ветвь платиноносного магматизма представлена и в магматизме Сибирской платформы, например, в хромититах Кондерского интрузива (в мг/т): Pt – 417; Os – 25; Ru – 5; Ir – 52; Pd – 12; Rh – 12 [3]. Гипербазиты собственно платинового профиля преобладают и в Платиноносном поясе Урала. Примером их могут служить хромититы Нижнетагильского массива (в мг/т): Pt – 417; Ir – 52; Os – 25; Pd – 12; Rh – 12; Ru – 5. Контрастные по отношению к ним массивы с осмиевой специализацией хромититов занимают промежуточное положение между платиноносными и хромитиноносными интрузивами как по их генетическому положению в Уральской складчатой структуре (см. рис. 1, III, IV, V), так и по платинометалльности хромититов. Их аналоги имеются и на платформах. Примером их может служить гигантский Гулинский плутон дунитов с хромититами иридий-рутений-осмиевой специализации (в мг/т): Pt – 10; Os – 142; Ru – 81; Ir – 78; Pd – 20; Rh – 8, окруженный уникальными золото-осмиевыми россыпями [5].

Хромититы в хромитовых дунитах хромитиноносных формаций типично представлены на Кемпирсайском месторождении Южного Урала (в мг/т): Os – 104; Ir – 98; Ru – 76; Rh – 7; Pt – 2; Pd – 2; Au – 10 [16].

Особый формационный тип на Урале представлен платино-палладиевыми хромититами, подчиненными стратиформным интрузивам (IV – см. на рис. 1), относящимся к особому “не уральскому” типу. Типичный их представитель – Сарановский массив (рис. 2) – залегает в черных (углеродистых) и зеленых сланцах верхнего рифея Центрально-Уральского поднятия. Платина и палладий в нем сосредоточены в хромититах, содержащих сульфиды железа, никеля, кобальта, относящихся к малосульфидному типу и залегающих на контакте дунитов и гарцбургитов. Верхняя базитовая часть массива состоит из анортозит-габбрового комплекса. Сарановский массив залегает конкордантно в складчатой структуре вулканогенно-осадочных пород, как и все другие уральские интрузивы, но он принципиально отличается от них более древним (рифейским) возрастом, сходством с платформенными расслоенными (стратиформными) интрузивами, обогащенностью хромититов суль-

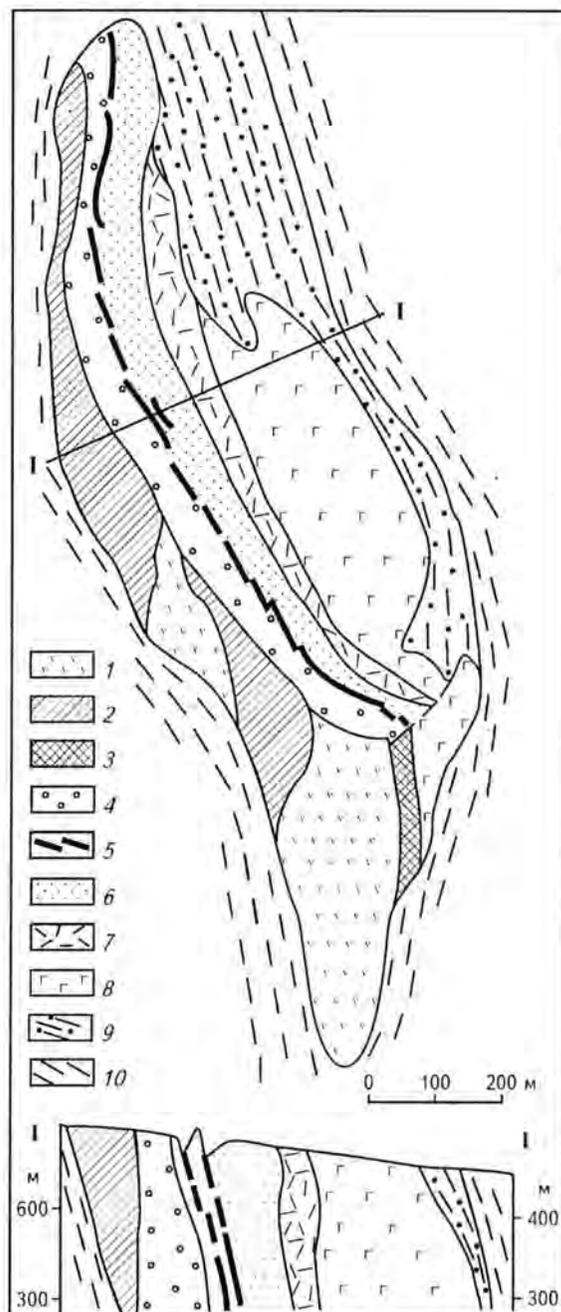


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Сарановского расслоенного массива (по материалам Иванова, 1990)

1 – дуниты средние-мелкозернистые; 2 – крупнозернистые платиноносные интенсивно метаморфизованные дуниты с флогопитом; 3 – дунит-пегматиты; 4 – бронзовые хромитсодержащие дуниты; 5 – пластообразные тела сплошных и густовкрапленных хромитовых руд; 6 – гарцбургиты серпентинизированные; 7 – анортозиты, в том числе пироксенсодержащие; 8 – габброиды; 9 – черные углеродистые сланцы верхнего рифея (басегская серия R<sub>3</sub>); 10 – осадочные брекчии и зеленые сланцы венда (серебрянская серия V)

фидами и арсенидами. Особенности, определяющие стратиформный характер Сарановского массива, относятся к благоприятным признакам его платинометалльности и золотоносности, как и ко всему гипербазитовому поясу, к которому он принадлежит (VI, см. рис. 1). Стратиформные интрузивы относятся к наиболее продуктивному типу золото-платинометалльного оруденения, которое представлено в них весьма разнообразно в подчинении не только к хромитам, но и сульфидно-хромитовым (малосульфидным) и сульфидным рудам.

Базит-гипербазитовые интрузивы примитивных альпинотипных (офиолитовых формаций), из-за их высокой продуктивности в отношении хромитовых руд, выделяются под названием хромитовых. По содержанию МПГ они относятся к самым бедным в ряду рассматриваемых массивов. Хромитовые руды в них залегают главным образом в дунитах, которые, как и гарцбургиты, содержат хромшпинелевую аксессуарную минерализацию, но богатое хромитовое оруденение приурочено к особому типу дунитов, имеющих в качестве аксессуарных минералов не хромшпинель, а хромит, содержащий в своем составе очень мало глинозема. Подчиненные таким дунитам бедные алюминием хромититы образуют залежи иногда колоссальных размеров, как в южной части Кемпирсайского дунит-гарцбургитового массива (Южный Урал). Приведем геохимическую характеристику их представительного образца (237-4) [16], где данные в скобках относятся к дуниту (в мг/т): Os – 104 (4); Ir – 98 (2); Ru – 76 (6); Rh – 7 (1); Pt – 2 (6); Pd – 2 (4); Au – 10 (10); Ni – 1800 (2600); Co – 160 (110); Zn – 165 (41); Cu – 10 (2); As – 2. Она отражает характерную для этого типа хромититов рутений-иридий-осмиевую платинометалльную специализацию при ничтожном содержании в них платины, родия, палладия и золота. Хромититы этого типа, подчиненные хромитовым дунитам, образуют гигантские залежи и состоят в основном из сплошных хромититов с небольшим количеством вкрапленных руд.

Практическая стерильность альпинотипных хромититов и вмещающих дунитов в отношении золота не исключает, тем не менее, образования на Урале в связи с ними золоторудных месторождений. Эти месторождения характе-

ризуются даже особым типом “гипербазитового” золота с высоким содержанием серебра и примесью меди и ртути, например, на Павловском месторождении в серпентинитах (в % мас.): Ag – 10,86; Cu – 1,76; Hg – 0,41 [9].

На Таловском месторождении были обнаружены в золотилах включения Os, Ir, Ru [1]. Золоторудные месторождения дунит-гарцбургитовых интрузивов генетически связаны с наложенными на них процессами. Регионально распространена серпентинизация гипербазитов, в результате которой и формируются офиолитовые (серпентинитовые) пояса. Ранняя серпентинизация вызывается растворами повышенной щелочности и сопровождается окислением железа гипербазитов, входящего в трехвалентном состоянии в состав лизардита (хризотила), образующегося в ассоциации с бруситом. В дальнейшем на переходе к орогенной стадии развития офиолитовых поясов происходит прогрессивное преобразование лизардитовых серпентинитов в антигоритовые: лизардит+брусит = антигорит+магнетит+H<sub>2</sub>O. С этой поздней серпентинизацией и связано обогащение гипербазитов золотом, входящим в ассоциацию с магнетитом антигоритовых серпентинитов, вплоть до образования его месторождений (Каганское, Павловское, Кировское).

С подобных месторождений в антигоритовых серпентинитах, наиболее тесно связанных с гипербазитами, начинается ряд золоторудных месторождений Урала, представленных карбонат-асбестовыми жилами и брекчиевыми зонами (Кировское), хлограпитамы – разновидностью родингитов, наиболее тесно связанных с антигоритовыми серпентинитами (Золотая Гора, Мелентьевское), талькитами и нефритами (Бикиляр, Первопавловское), листовниками (Мечниковское, Демьяновское) и связанными с ними кварцевыми жилами (Березовское, Благодатное). Все они, хотя и залегают в альпинотипных гипербазитах, отражают развитие орогенеза офиолитовых складчатых поясов на стадии, предшествующей становлению в них гранитов. Поэтому золото в них генетически связано с началом развития новой (гранитной) формации, относящейся к коровому типу и накладывающейся на альпинотипные гипербазиты, генетически обусловленные мантийным магматизмом. Показательна связь золотого оруденения

не с ранней брусит-лизардитовой серпентинизацией гипербазитов, которой завершается их регрессивное развитие в связи с мантийными очагами, а с наложенной прогрессивной восстановительной гидратацией, начинающей их собственно коровые преобразования; гипербазиты в данном случае служили только средой, благоприятной для формирования золоторудных месторождений.

Эволюция золотоносности самого базит-гипербазитового магматизма раскрывается на основе его формационного анализа. Альпийно-типные гипербазитовые пояса являются полиформационными, дунит-гарцбургитовые хромитоносные (нередко гигантские) массивы залегают в них в ассоциации с габбро-дунит-клинопироксенитовыми (верлитовыми) комплексами, отвечающими иной (гипербазит-базитовой) формации. Они контрастно дифференцированы и обладают полосчатым строением, сообщаемым им сходство со стратиформными интрузивами, а свойственная им дунит-клинопироксенитовая (верлитовая) ассоциация аналогична ультрамафитам зональных интрузивов.

Повышенная щелочность полосчатых комплексов подчеркивается отсутствием в их гипербазитах энстатита, полностью вытесненного клинопироксеном, а наличие в них хромшпинель-магнетитовых твердых растворов определяет переходы дунитов в оливиниты и специфику состава хромититов. Все это резко отличает полосчатые комплексы от альпийно-типных дунит-гарцбургитовых интрузивов, нередко обладающих гигантскими размерами, как, например, Кемпирсайский интрузив, обрамленный сверху и снизу маломощными полосчатыми комплексами. В состав полезных входят хромититы и вкрапленные хромитовые руды иной золото-платинометалльности. По более высокому содержанию платины и палладия они контрастно отличаются от хромититов главных залежей, имеющих иридий-рутений-осмиевую специализацию. В хромититах полосчатых комплексов обычно преобладает платина, но в отдельных хромититовых слоях возможно превалирование палладия, причем встречается чередование платиновых и палладиевых слоев в пределах нередко одной и той же полосчатой залежи, например, Степнинской. Приведем данные [16], где в скобках представлен слой, более богатый

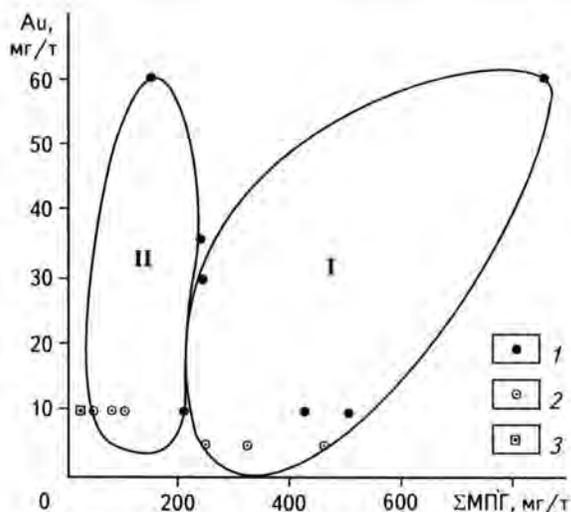


Рис. 3. Золото-платинометалльность хромитовых руд и дунитов Главной залежи (I) и полосчатых комплексов (II) Кемпирсайского месторождения на Южном Урале [16]  
1 – массивные хромититы; 2 – вкрапленные руды; 3 – дуниты

палладием и золотом (в мг/т): Pt – 98 (35); Pd – 28 (90); Au – 36 (60); Ru – 50 (10); Ir – 34 (5); Os – 16 (5); Rh – 11 (2). Платиноносность здесь играет индикаторную роль, отражая комплексный (полифациальный) характер Кемпирсайского массива, в котором доминирующее хромититовое оруденение, свойственное офиолитовым гипербазитам с рутений-иридий-осмиевой специализацией, сочетается с хромититами полосчатых комплексов, в которых преобладают платина и палладий. Но по золотоносности выделенные два типа хромитовых руд практически не различаются, как это следует из диаграммы рис. 3, на которой приводится их сопоставление.

Хромититы полосчатых комплексов принципиально отличны от таковых главного рудного тела и характеризуются палладиево-платиновой специализацией, как показано на диаграмме рис. 4, разделяются на палладиевый (II-Pd) и платиновый (II-Pt) тренды, что сближает их с хромититами зональных и стратиформных интрузивов. Сближение полосчатых комплексов по этим трендам со стратиформными интрузивами позволяет дать положительную оценку перспективам их золото-платинометалльности.

Действительно, стратиформные интрузивы относятся к уникальным объектам в этом отношении, поскольку к ним приурочены все гигант-

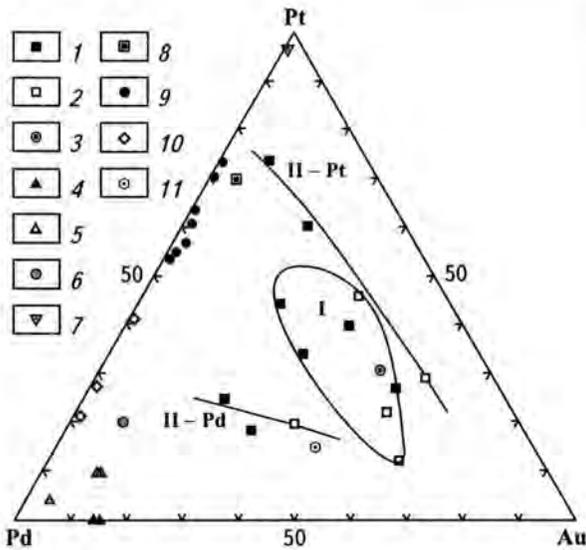


Рис. 4. Сопоставление хромитовых руд и дунитов Кемпирсайского и других месторождений по золото-палладиевому парагенезису

1-3 – Кемпирсайский массив: 1 – хромититы, 2 – хромитовые вкрапленные руды, 3 – дунит; 4-6 – Гули: 4 – хромититы, 5 – вкрапленные руды в дунитах, 6 – дуниты; 7-8 – Кондер: 7 – хромититы, 8 – дуниты; 9-11 – хромититы стратиформных интрузивов: 9 – Бушвельда, UG-2, 10 – Стиллиутера, 11 – Бураковского  
I – главное рудное тело Кемпирсайского массива; II-Pt и II-Pd – хромитовые тела полосчатых комплексов платиновой и палладиевой специализации

ские золото-платинометалльные месторождения, хотя сами по себе хромитовые руды стратиформных зональных и полосчатых комплексов в офиолитах по золотоносности и суммарной платинометалльности существенно не различаются. Об этом можно судить по работам ряда исследователей [3, 5, 8, 16], по материалам которых составлена диаграмма рис. 5. На нее нанесены для сравнения данные по стратиформным платинометалльным месторождениям-гигантам (Бушвельду и Стиллиутеру). Хромититы этих месторождений по их золотоносности и суммарной платинометалльности по существу не отличаются от хромититов офиолитовых и зональных интрузивов, но в их составе выделяются продуктивные горизонты (риффы), очень богатые платиновыми металлами и золотом. Их наличие и определяет эти золото-платинометалльные месторождения как гигантские.

В Стиллиутере главным продуктивным горизонтом является Риф Хоуланд (рис. 6) мощностью всего 3 м, сосредоточивший тем не ме-

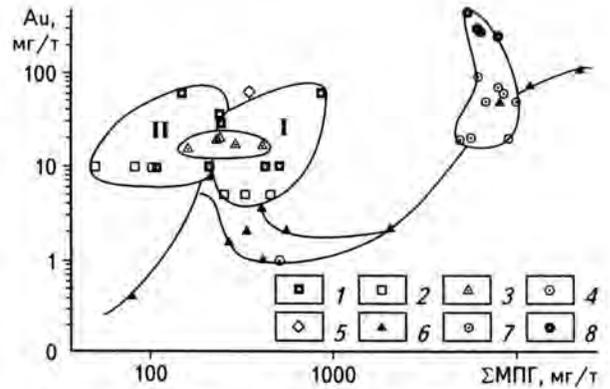


Рис. 5. Золото-платинометалльность хромитовых руд

Кемпирсайский интрузив: 1 – хромититы, 2 – вкрапленные руды; 3-7 – хромититы массивов: 3 – Гулинского, 4 – Кондерского, 5 – Бураковского, 6 – Стиллиутер, 7 – Бушвельд (горизонт UG-2); 8 – малосульфидные руды рифа Меренского

нее в себе основные запасы месторождения. Он возник в системе ритмичной расслоенности массива, фиксируемой вариациями состава плагиоклаза, причем внутри одного ритма, характеризующегося монотонным снижением основности плагиоклаза снизу вверх, определяющим его скрытую расслоенность. Первоначально горизонт Хоуланд образовался в расплавном ритме в виде слоя расплава, богатого железом, из которого начал кристаллизоваться оливин с железистостью 35-40, тогда как в подстилающих и перекрывающих породах содержится магнезиальный оливин с железистостью 20-25. Кристаллизация оливина приводила к дальнейшему увеличению железистости расплава, достигавшего уровня, при котором расплав терял устойчивость по отношению к сопровождавшим магматизм флюидам и подвергался сульфуризации, по существу, и определившей металлогеническую специализацию Рифа Хоуланд. Прямым свидетельством подобного рода процессов служит вхождение сульфидов и арсенидов в состав всех продуктивных рифов стратиформных интрузивов, относящихся к так называемому малосульфидному типу, переходному от бессульфидных к сульфидным рудам. Содержание в них золота прямо коррелируется с сульфидоносностью.

В Бушвельдском массиве наиболее богат золотом (310 мг/т) сульфидоносный Риф Меренского, существенно отличный в этом отноше-

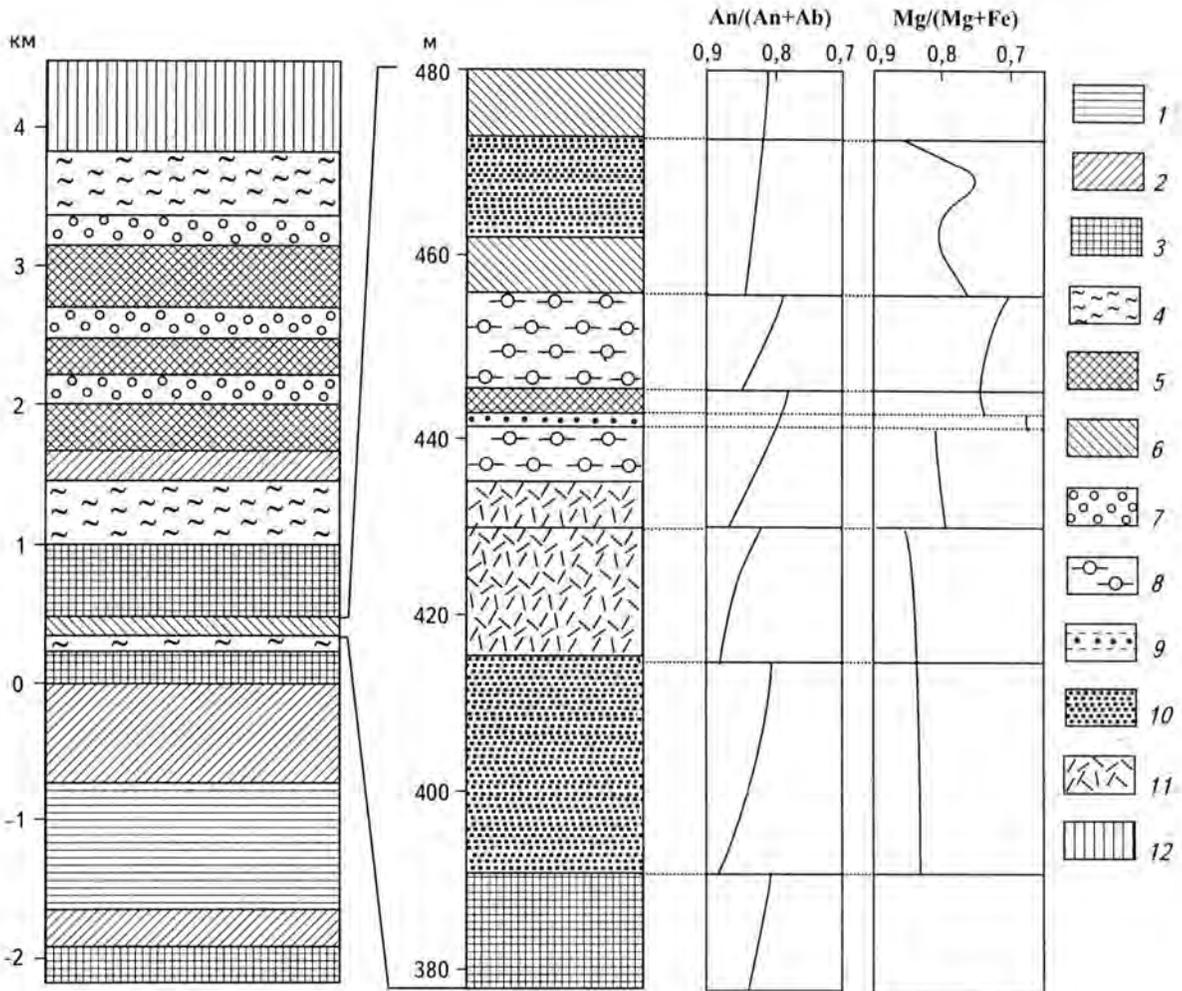


Рис. 6. Строение расслоенного массива Стиллуотер (стратиграфическая колонка) и положение в нем главного платиноносного горизонта (рифа Хоуланд) [21]

1, 2 – ультрамафитовый комплекс: 1 – дуниты и гарцбургиты, 2 – бронзититы; 3–5 – троктолит-габбро-норит-анортозитовый полосчатый комплекс: 3 – нориты, 4 – габбро, 5 – анортозиты; 6–12 – ассоциации пород: 6 – троктолит-анортозитовая, 7 – троктолит-габбровая, 8 – перидотит-троктолит-габбро-норит-анортозитовая, 9 – подчиненная ей норит-троктолитовая платиноносная (риф Хоуланд мощностью 3 м), 10 – троктолит-анортозит-норитовая, 11 – троктолит-норит-анортозит-габбровая, 12 – пижонитовое габбро;  $An/(An+Ab)$  – номер плагиоклаза;  $Mg/(Mg+Fe)$  – магнeзиальность оливина

нии от залегающего ниже бедного сульфидами и золотом (61 мг/т) хромититового горизонта UG-2. Бессульфидные хромититы интрузивов всех типов (офиолитовых, зональных и стратиформных) бедны золотом.

Риф Меренского – один из уникальных концентраторов платиновых металлов и золота, сосредоточенных в нем не только в хромититах, но и в бронзититах и норитах, содержащих сульфиды в виде интерстиционной вкрапленности и каплевидных обособлений (глобуль). Глобули отражают несмесимость суль-

фидных и силикатных (энстатитовых) расплавов, возникших в результате флюидной сульфуризации богатых железом (гортонолитовых) расплавов, свойственных Бушвельдскому массиву:  $MgFeSiO_4 + H_2S = MgSiO_3 + FeS + H_2O$ . Этот процесс в Рифе Меренского мало отличался по механизму от формирования Рифа Хоуланд в массиве Стиллуотер, но он сопрягался в нем с формированием хромититов, наиболее богатых платиновыми металлами. Хромитит-сульфидная минерализация этого горизонта Бушвельдского массива была наиболее оптимальной для

концентрации в нем платиновых металлов и золота. Золото в рудах распределяется между сульфидами следующим образом (в г/т): пентландит – 5,9, пирротин – 2,8, халькопирит – 1,6 [4].

В Кондерском интрузиве [3, 4] хромититы могут быть даже беднее золотом, чем дуниты (данные в скобках), вмещающие их тела (в мг/т): Pt – 417 (78); Pd – 12 (28); Rh – 12 (10); Ir – 132 (6); Ru – 5 (4); Os – 25 (3); Au – 1 (31). Их собственно платиновая специализация определила название зональных интрузивов этого типа как платиноносные. Они представлены ассоциацией дунитов (и оливинитов) с клинопироксенитами и верлитами, чем в основном и отличаются от офиолитовых дунит-гарцбургитовых интрузивов. На платформах дунит-клинопироксенитовые интрузивы имеют обычно трубообразную форму и кольцевое строение. Оно в какой-то мере прослеживается и в протяженных платиноносных поясах на Урале, Аляске и в разновозрастных складчатых системах континентального обрамления Тихого океана. В складчатых поясах они обрамляют, как отмечалось, с континентальной стороны пояса офиолитовых дунит-гарцбургитовых хромитоносных интрузивов, занимающих океаническую позицию.

Интересны приводимые в работе [3] данные по золото-платиноносности акцессорного хромита в дуните Кондерского интрузива в сопоставлении с рудным хромитом из содержащегося в нем хромитита (данные в скобках). мг/т: Pt – 12 (277); Pd – 30 (43); Ir – 11 (45); Os – 8 (31); Rh – 3 (15); Ru – 2 (4); Au – 7 (10). Они отражают сильный эффект экстракции платиновых металлов хромититовыми расплавами при отделении их от дунитовых и оливинитовых расплавов в результате развития жидкостной несмесимости. Однако золото к дунит-хромититовому фракционированию относится индифферентно, что и определяет отсутствие его существенных концентраций в хромититах.

Стратиформные интрузивы в платформенных структурах занимают самую верхнюю позицию, локализуясь в прогибах платформенного чехла. В отличие от них зональные интрузивы, занимая секущее положение, прорывают кристаллическое основание кратонов в виде трубообразных тел и огромных даек. В сочетании с платформенными прогибами они служили подводными каналами (фидерами) локали-



Рис. 7. Схематическая карта основных структур и цепей интрузивов Бушвельдского комплекса

1 – главный линеймент; 2 – Бушвельдская цепь интрузивов; 3 – границы кратонов 2500 млн лет

зованных в них рудоносных стратиформных интрузивов. В таком соподчинении они прослеживаются в Бушвельдской цепи интрузивов (Bushveld Chain of intrusives на юге Африки), охватывающей в едином структурном плане (рис. 7) Бушвельдский стратиформный плутон и секущие интрузивы. В совокупности они образуют цепь интрузивов с последовательным снижением их возраста в южном направлении в диапазоне 2532-1372 млн лет: Великая дайка, Потгитерсерус, Бушвельд, Воделструисфонтейн, Лосберг, Вредефорт, Коисинс, Брондфорт и Тромсбург.

Связь секущих интрузивов с платформенными стратиформными интрузивами наглядно проявляется и в морфологии Великой дайки, завершающейся в апикальной части комплексами расслоенных пород стратиформного характера

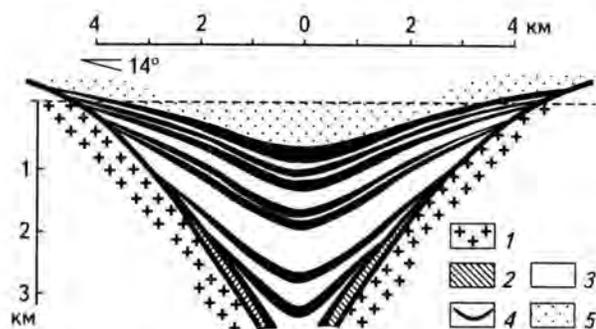


Рис. 8. Расслоенная Дарвандейльская камера в апикальной части Великой дайки в Родезии [22]

1 – гранит; 2 – краевая группа; 3 – дунит-гарцбургитовый комплекс; 4 – бронзититы; 5 – габбро-нориты

(рис. 8). По аналогии с ней определяется общая позиция стратиформных интрузивов, отвечающих верхним частям восходящих базит-гипербазитовых платформенных систем рудообразования, благодаря этому в стратиформных массивах сконцентрировались в наибольшей мере сера и генетически связанные с ней наиболее миграционные рудные металлы – медь и халькофильные металлы, в том числе платина, палладий, родий и золото, входящие в состав не только малосульфидных (сульфидно-хромититовых), но и сульфидных месторождений. Они подчинены, с одной стороны, дунитам с преобладанием в их составе платины, с другой стороны, пироксенитам, пикритам и норитам с преобладанием в их составе палладия и родия [7].

В сульфидных медно-никелевых рудах к доминирующим металлам платиновой группы относятся платина и палладий, содержание которых в рудах на диаграмме рис. 9 рассматривается относительно содержания золота. В результате намечается система сульфидных медно-никелевых руд по золото-платина-палладиевому парагенезису. Центральную позицию на диаграмме занимают никелевые сульфидные руды месторождений Камбалда в Австралии, подчиненные древним базальт-коматиитовым вулканическим комплексам (I). Сходную с ними позицию занимают руды норитового Еланского месторождения на Воронежском кристаллическом массиве (II), а также руды в пироксенитах месторождения Джиньчуань в Китае (III), которые на этом месторождении пользуются ограниченным развитием, подчиненным плати-

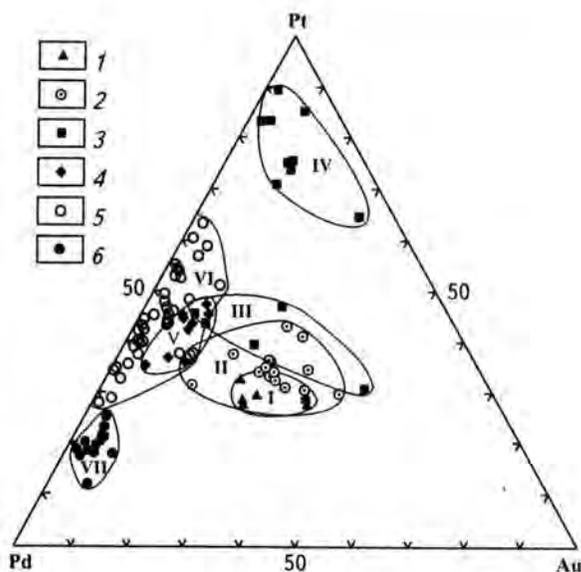


Рис. 9. Диаграмма золото-платинометалльности медно-никелевых сульфидных месторождений

1 – Камбалда (I); 2 – Еланское (II); 3 – Джиньчуань (III – руды в пироксенитах, IV – руды в дунитах); 4 – Печенга (V); 5 – Садбери (VI); 6 – Норильск (VII)

новым сульфидным рудам в дунитах (IV). Платино-палладиевые руды представлены на месторождениях Печенги на Кольском полуострове (V) и Садбери в Канаде (VI). Представителем месторождений с родий-палладиевым типом медно-никелевых руд являются Норильские месторождения Сибирской платформы (VII).

Остановимся на золотоносности некоторых из месторождений, показанных на рис. 9. К типичным представителям медно-никелевых сульфидных месторождений, подчиненных древнейшим базальт-коматиитовым вулканическим комплексам, относится месторождение Камбалда в Австралии [19]. Для них типичны почти чисто никелевые руды, золотоносность которых проиллюстрирована на рис. 10. Содержание меди в них обычно не превышает 1%, редко достигая 1,5% (тип руд III-Cu на рис. 10). И тем не менее по золото-медному отношению руды месторождения Камбалда подразделяются аналогичным образом на типы, обозначенные на рис. 11 римскими цифрами, хотя группы вкрапленных и массивных руд по содержанию меди не различаются (I+III). Это подразделение коррелируется и с золото-платиновым отношением сульфидных руд, в части преобладающих в ру-

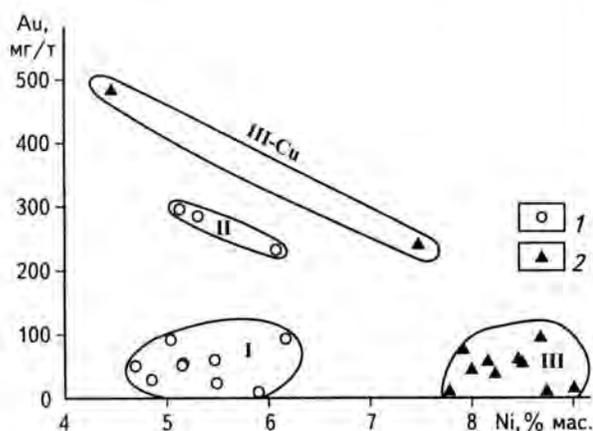


Рис. 10. Типы медно-никелевых сульфидных руд (I, II, III, III-Cu) месторождения Камбалда, выделенных по золото-никелевому отношению [19]

1 – вкрапленные руды; 2 – массивные руды

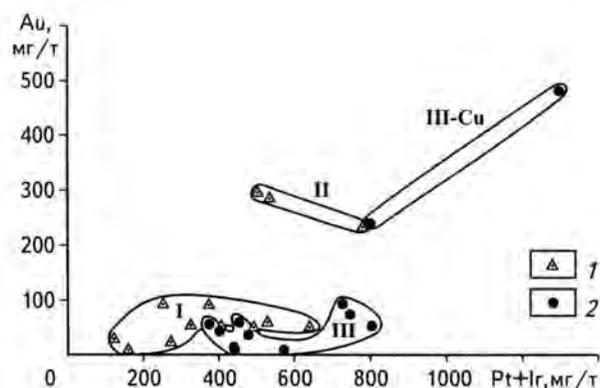


Рис. 12. Золото-платиноидная характеристика вкрапленных (1) и массивных (2) руд месторождения Камбалда

Римскими цифрами обозначены типы руд в соответствии с рис. 10 и 11 [19]

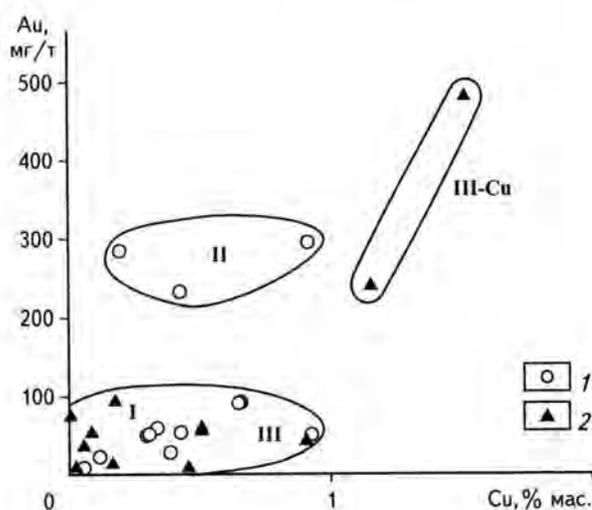


Рис. 11. Типы медно-никелевых сульфидных руд месторождения Камбалда в Австралии (I-III), выделенные по золото-медному отношению [19]

1 – вкрапленные руды сидеронитовой структуры; 2 – массивные

дах платиновых металлов (Pd+Ir), как показано на рис. 12. В общем, содержание золота в рудах низкое, но оно прямо коррелируется с содержанием в них меди и палладия, так что выделяется III-Cu-тип массивных руд, представляющих самый продуктивный золоторудный дифференциат.

Сходным образом разделяются и руды других медно-никелевых сульфидных месторождений.

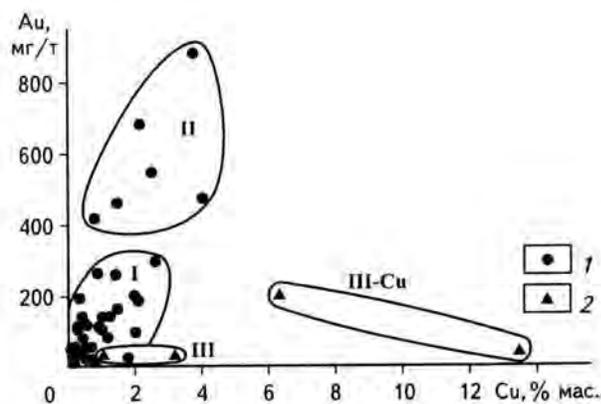


Рис. 13. Типы медно-никелевых сульфидных руд месторождения Джиньчуань в Китае (I-III), выделенные по золото-медному отношению [11]

1 – вкрапленные руды, 2 – массивные

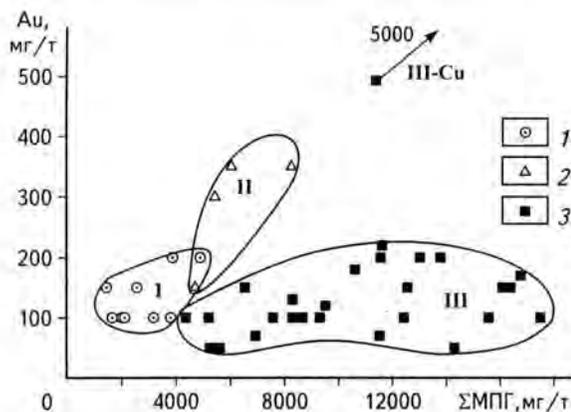


Рис. 14. Диаграмма распределения золота и платиновых металлов по рудным горизонтам Норильских медно-никелевых сульфидных месторождений – пикритового (I), такситовых габбро, богатых медью (II), сплошных сульфидных руд (III) и богатых медью дифференциатов (III-Cu) [2, 14, 23]

I и 2 – вкрапленные руды; 3 – сплошные массивные

фидов, в % мас.): Ni – 18,58; Co – 0,31; Cu – 30,66; (в мг/т): Pt – 26488; Pd – 4231; Os – 21; Ru – 16; Ir – 7; Rh – 5; Au – 6077\*.

Норильские месторождения, связанные с трапловым магматизмом, подчинены малоуглубинным интрузивам габбро-долеритового состава, в основании которых и залегают рудные залежи, включающие три горизонта – пикритовый (I), такситовых габбро (II) и сплошных сульфидных руд (III и III-Cu)\*\*.

На диаграмме рис. 14 приводится характеристика их в отношении суммарной платиноносности и содержания в рудах золота. Золотоносность руд прямо связана с содержанием в них меди. Соответственно золотом максимально обогащены халькопиритовые руды горизонта такситовых габбро (II) и дифференциаты сплошных сульфидных руд, в богатых халькопиритом остаточных дифференциатах которых (III-Cu) содержание золота, по данным [2, 14], может достигать высоких значений. Положение этих золотоносных медистых руд в общей систематике типов руд, выделяемых в цитируемой работе, показано на диаграмме рис. 15. Эти руды вносят главный вклад в золотоносность родий-палладиеносных медно-никелевых нориль-

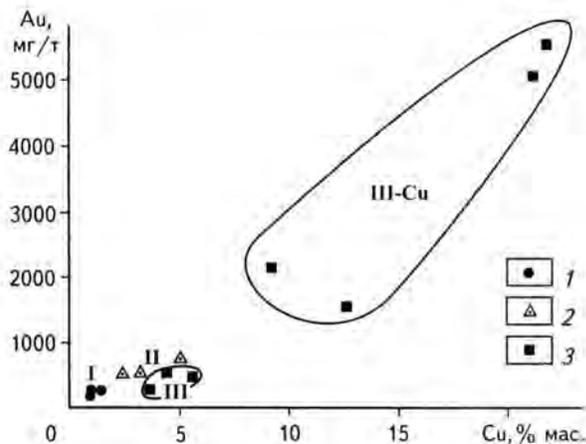


Рис. 15. Главные типы руд Талнахского интрузива [14]

1 – вкрапленные (I), 2 – прожилково-вкрапленные (II), 3 – массивные (III) и их медистые дифференциаты (III-Cu)

ских месторождений, определяя их еще и как золоторудные, относящиеся к дифференциатам массивных руд.

Сходная позиция золотоносных медных массивных руд прослеживается на месторождении Садбери в Канаде, на котором они образуют залежи в брекчированных гранитогнейсах, подстилающих рудоносный интрузив (участок Страткона). Они формируют в них медную и глубинную медную зоны (the Copper Zone and Deep Copper Zone), отличающиеся высоким средним содержанием меди в сульфидных рудах.

Руды глубинных медных зон отличаются от сульфидных руд на горизонтах, расположенных выше (среднее содержание Cu, % мас.): зона висячего бока (0,37), главная зона (1,2), глубинная зона (2,3), так что в целом намечается прямая корреляция содержаний меди, платиновых металлов и золота, в общем возрастающих с глубиной. Причем, собственно медные глубинные зоны весьма отличаются от вышележащих горизонтов по содержанию указанных металлов. На диаграмме типы руд характеризуются средними значениями содержания металлов, которые варьируют в широких диапазонах, особенно в самой глубинной медной зоне, где помимо преобладающих массивных руд (в % мас.):

\* В обобщение, представленное на рис. 13, они не вошли.

\*\* Генетические взаимоотношения между ними рассматривались в специальной работе (Маракушев и др., 2003).

Cu – 26,30, Ni – 6,65, Co – 0,042, S – 30,70; (в мг/т): Pt – 12637; Pd – 951; Ir – 0,42; Au – 508, входят обычно более богатые золотом вкрапленные руды (в % мас.): Cu – 1,79, Ni – 0,58, Co – 0,002, S – 3,76; (в мг/т): Pt – 2951, Pd – 3862, Ir – 0,24, Au – 2192 и кварцево-сульфидные жилы (в % мас.): Cu – 1,86, Ni – 6,85, Co – 0,019, S – 5,43; (в мг/т): Pt – 6339, Pd – 6022, Ir – 0,04, Au – 3151 [15]. Это объясняется тем, что внедрение богатых медью сульфидных магм происходило в сопровождении флюидных потоков, выносящих из них кремнезем и золото в гидросульфидных миграционных формах с отложением их в замещаемые породы. Происхождение же самих халькопиритовых расплавов, богатых золотом, палладием и платиной, традиционно связывается с кристаллизационной дифференциацией сульфидных магм, их обогащением перечисленными металлами в результате фракционирования [18]. Однако не исключена возможность участия в их образовании халькопирит-пентландитовой несмесимости сульфидных магм с концентрацией золота в медистых дифференциатах.

Экстенсивное распространение концентрированного золотоносно-платинометаллического оруденения в стратиформных интрузивах обусловлено образованием в них горизонтов богатых железом дифференциатов, теряющих устойчивость по отношению к сопровождающим магматизм флюидным потокам и экстрагирующим из них рудные металлы в связи с развитием медно-никелевого сульфидного и мало-сульфидного оруденения, тогда как экстракционная способность хромититовых платинометаллических горизонтов в отношении золота выражена значительно слабее. Связь золото-платинометаллических месторождений с восходящими потоками трансмагматических флюидов проявляется также в образовании широких ореолов рассеяния рудных металлов, окружающих рудоносные интрузивы и используемые при их поисках. Интрузивы входят в трапповые формации и приурочены к платформенным прогибам, базальтовый магматизм в которых частично или полностью может вытесняться осадочными породами. Однако не только вулканические, но и чисто осадочные платформенные прогибы со-

пряжены в своем развитии с глубинным магматизмом, создающим в них встречное вздымание мантии. Ультраосновные интрузивы порождают восходящие флюидные потоки, которые при достижении поверхности могут обуславливать рудоносность осадочных отложений. Наиболее продуктивны черносланцевые формации с переменным содержанием в них сульфидов, что отражает металлоорганические и гидросульфидные формы переноса металлов. Золотое оруденение в черносланцевых формациях существенно доминирует над платинометаллическим, что отражает более миграционный характер золота по сравнению с платиновыми металлами и отличает эту чисто осадочную формацию от стратиформных интрузивов, в которых платиновые металлы являются доминирующими. *Тем не менее для черносланцевых формаций характерен парагенезис золота с платиновыми металлами, отражающий типы глубинных гипербазитовых интрузивов, с которыми связано их золотое оруденение.*

Платформенные депрессии представляют еще более высокий уровень развития систем золото-платинометаллического оруденения по сравнению со стратиформными интрузивами, которые наряду с другими типами базит-гипербазитовых интрузивов могут служить источником флюидных потоков, определяющих их рудоносность.

Выше (см. рис. 7) рассматривалась докембрийская Бушвельдская цепь золото-платинометаллических интрузивов на юге Африки. Определенное звено в этой цепи составляет кольцевая структура Вредефорт, представляющая взрывной взброс кристаллического фундамента Каапвальского кратона в огромной депрессии, выполненной черносланцевой формацией Витватерсранд. В ней сконцентрировалось больше половины мировых запасов золота. По парагенезису золота с осмием и иридием в работе [5] предполагалась генетическая связь этого уникального месторождения с глубинной архейской дунитовой интрузией, по типу сходной с более молодым Гулинским массивом на севере Сибирской платформы. Возраст его около 370 млн лет, дуниты в нем замещаются [5]\* ком-

\*И дуниты, и щелочные породы представляют дериваты различных фаз щелочно-ультраосновного магматизма (Егоров, 1991). [Примечание от редакции].

плексом щелочных пород более молодого возраста (255-235 млн лет), что отражает постоянный уклон платформенного базит-гипербазитового магматизма в область щелочных составов. Этот уклон вполне может явиться основой развития парагенезиса золота с ураном [6], характерного для месторождения Витватерсранд. Углеродистый состав золото-урановых рудных отложений свидетельствует об участии металлоорганических комплексов в переносе металлов из глубинных магматических очагов в эту рудоносную платформенную депрессию Каапвальского кратона, тогда как эксплозивный сброс в ней его платформенного фундамента (Вредефорт) отражает принадлежность ее к типу "астроблем".

В сводке данных по урановым месторождениям [13] выделяются: золото-урановые в отложениях прогибов, приуроченные к многочисленным горизонтам конгломератов. К этому типу и относится гигантское золото-урановое месторождение Витватерсранд, представленное продуктивной формацией аналогичного названия мощностью 1,5-4,5 км с рудоносными горизонтами ("рифами"), занимающими около 0,2% ее мощности. Они содержат округлые обломки кварца и пирита ("сульфидной картечью"), заключенные в кварц-серицит-хлоритовую массу с урановой минерализацией, золотом, сульфидами, монацитом, цирконом, хромитом, осмием и иридием, а также с мелкими алмазами (менее 1 карата). Эта гигантская депрессионная структура Каапвальского кратона формировалась дискретно в сопряжении с эндогенными взрывами большой мощности, порождавшими и мелкие (взрывные) алмазы. Они отражают развитие глубинных магматических очагов, подвергавшихся ощелачиванию с массовым выносом из них кремнезема. Развитие депрессии завершилось взбросом в ее центре кристаллического фундамента платформы (Вредефорт) и перекрывающих его древнейших пород чехла.

Хотя месторождение Витватерсранд является уникальным по масштабу развития в нем золото-урановых руд, оно относится к типичным проявлениям рудоносности крупных платформенных депрессионных структур, относимых к типу "астроблем". Помимо месторождений золота и урана в них известны месторожде-

ния железа, цветных металлов (свинец, цинк, ртуть), медно-никелевых платиновых и ванадиевых и медно-цинковых колчеданных руд.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Гришук А.Н.* Петрогеохимические особенности и рудоносность Таловского габбро-гипербазитового массива. Автореф. дис. ... к.г.-м.н. – М.: МГУ, 2003.
2. *Додин Д.А.* Металлогения платиноидов крупных регионов России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов., О.И.Чередникова. – М.: Геоинформмарк. – 2001.
3. *Лазаренков В.Г.* Геохимия элементов платиновой группы / В.Г.Лазаренков, И.В.Таловина. – СПб.: Изд-во Горного института, 2001.
4. *Лазаренков В.Г.* Месторождения платиновых металлов / В.Г.Лазаренков, С.В.Петров, И.В.Таловина. – СПб.: Недра, 2002.
5. *Малич К.Н.* Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.
6. *Маракушев А.А.* Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. – М.: Наука, 1999.
7. *Маракушев А.А.* Медно-никелевое месторождение Джиньчуань в Китае и зависимость платиноносности гипербазитов от их щелочности / А.А.Маракушев, Н.А.Панеях, И.А.Зотов и др. // Геол. рудн. месторождений. – 2000. – Т. 42. – № 5.
8. *Сазонов А.М.* Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири / А.М.Сазонов, Е.А.Звягина, С.И.Леонтьев и др. – Томск: Изд-во ЦНТИ, 2001.
9. *Сазонов В.Н.* Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) / В.Н.Сазонов, В.В.Мурзин, В.Н.Огородников и др. // Литосфера. – 2002. – № 4.
10. *Barnes S.-J.* The composition and mode of formation of the Pechenga nickel deposits, Kola Peninsula, Northwestern Russia / S.-J.Barnes, V.A.Melezchik, S.V.Sokolov // Canad. Mineral. – 2001. – Vol. 39.
11. *Chai G.* Characteristics of Ni-Cu-PGE mineralization and genesis of the Jinchuan deposit, Northwest China / G.Chai, A.J.Naldrett // Econ. Geol. – 1992. – Vol. 87.
12. *Challis G.A.* The  $K_2O:Na_2O$ -ratio of ancient volcanic arcs in New Zealand // New Zealand J. Geol. Geoph. – 1968. – Vol. 11. – № 1.
13. *Dahlkamp F.J.* Uranium ore deposits. N.-Y.: Springer, 1991.
14. *Distler V.V.* Platinum mineralization of the Noril'sk deposits // Proc. Sudbury-Noril'sk symp. Ontario geol. Surv. Spec. – 1994. – Vol. 5.
15. *Li C.* Platinum, palladium, gold, and copper-rich stringers at the Strathcona Mine, Sudbury: their enrichment by fractionation of a sulfide liquid / C.Li, A.J.Naldrett, C.J.A.Coats et al. // Econ. Geol. – 1992. – Vol. 87.

16. *Melcher F.* The giant chromite deposit at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data / F.Melcher, W.Grum, T.V.Thalhammer et al. // *Mineral. Deposita.* – 1999. – Vol. 34. – № 3.

17. *Merwe M.J. van der.* The layered sequence of the Potgietersrus Limb of the Bushveld Complex // *Econ. Geol.* – 1976. – Vol. 71. – № 7.

18. *Naldrett A.J.* Compositional variation in the Sudbury ores and prediction of the proximity of footwall copper-PGE orebodies / A.J.Naldrett, R.Pessaran, M.Asif et al. // *Proc. Sudbury-Noril'sk symp. Ontario geol. surv. Spec.* – 1994. – Vol. 5.

19. *Ross J.R.* Precious metals in volcanic-type nickel sulfide deposits in Western Australia / J.R.Ross, R.R.Keays // *Canad. Mineral.* – 1979. – Vol. 17. – Part 2.

20. *Tang Zh.* Genetic model of the Jinchuan nickel-copper deposit // *Mineral deposit modeling: Geol. Association of Canada. Special paper.* – 1993. – № 40.

21. *Todd S.G.* Lithostratigraphy associated with the platinum-rich zone of the Stillwater Complex / S.G.Todd, D.J.Schissel, T.N.Irvine // *Carnegie Inst. Wash. Jb.* – 1979. – № 78.

22. *Wilson A.H.* Lateral and vertical distribution of PGE and petrogenetic controls on the sulfide mineralization in the P1 pyroxenite layer of the Darwendale subchamber of the Great Dyke, Zimbabwe / A.H.Wilson, M.Tredoux // *Econ. Geol.* – 1990. – Vol. 85. – № 3.

23. *Zientek M.L.* Cumulus processes and the composition of magmatic ore deposits: Examples from the Talnakh district, Russia / M.L.Zientek, A.P.Likhachev, V.E.Kunilov et al. // *Proc. Sudbury-Noril'sk symp. Ontario geol. Surv. Spec.* – 1994. – Vol. 5.

*Институт экспериментальной минералогии,  
пос.Черноголовка*

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,  
минералогии и геохимии, г.Москва*

УДК 551.72:553.491.8 (470.324)

**Н.М.Чернышов, А.Ю.Альбеков**

## **ПЕТРОЛОГИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПЛАТИНОНОСНОСТИ ИНТРУЗИЙ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (Центральная Россия)**

Интерес к габбро-долеритовым массивам трапповой формации, выделенным и описанным в 60-80-х годах XX в. [22, 25] на территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ), в настоящее время базируется на высокой вероятности обнаружения в них благороднометалльной минерализации. Подобные выводы основываются на широко известных представлениях о металлогенической специализации базитовых массивов трапповой формации на цветные и благородные металлы и установлении в ряде интрузивов ВКМ платиноидов в ассоциации с ванадийсодержащими титаномагнетитовыми проявлениями [33]. Возможность обнаружения крупных и уникальных месторож-

дений обусловлена значительными размерами массивов, которые достигают по площади выхода на поверхность докембрийского фундамента до 800 км<sup>2</sup>.

ВКМ, входящий в состав Восточно-Европейской платформы (рис. 1), является блоковым поднятием докембрийского фундамента (540 × 1000 км), перекрытого осадочным чехлом мощностью до 900 м и выходящего лишь в своей сводовой части на дневную поверхность. Границы массива, имеющего вытянутую в северо-западном направлении форму, контролируются системой депрессивных структур: с северо-востока и юго-запада – рифейскими Пачелмским и Днепровско-Донецким авлакогенами,

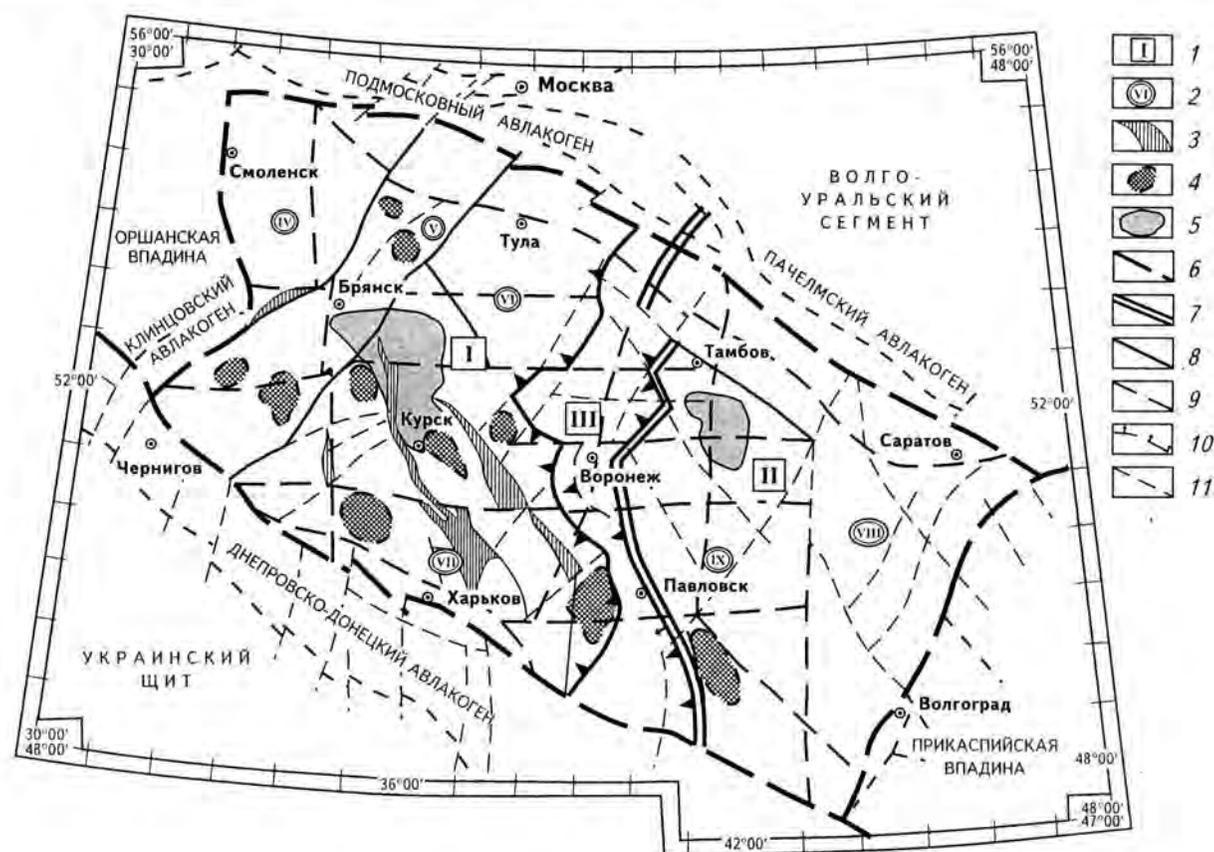


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования ВКМ [31]

*Основные структурные элементы:* 1 – площадные первого ранга – мегаблоки: I – КМА, II – Хоперский, III – Лосевская шовная зона; 2 – площадные второго ранга – структурно-формационные подзоны первого порядка: IV – Красногорско-Рославльская, V – Брянская, VI – Ливенско-Ефремовская, VII – Орловско-Белгородская, VIII – Камышинская, IX – Калачско-Эртильская; 3, 4 – площадные третьего ранга: 3 – рифтогенные структуры (зоны) карельского заложения, 4 – купольные, купольно-кольцевые структуры архейского возраста; 5 – ареалы распространения массивов траптовой формации смородинского (в пределах мегаблока КМА) и новогольского (в пределах Хоперского мегаблока) комплексов; линейные структурные элементы: 6 – внеангровые глубинные разломы – структурные швы мантийного заложения; 7–11 – глубинные разломы (сбросо-сдвиги) коромантийные: 7 – первого ранга (надвиги), 8 – второго ранга (сбросо-сдвиги) блокораздельные, 9 – третьего ранга региональные разломы блокораздельные – коровые (сдвиго-сбросы, сдвиги, раздвиги), 10 – то же, с предполагаемыми надвигово-покровными перемещениями, 11 – главные локальные разломы более высоких рангов

с северо-запада и юго-востока – Оршанской и Прикаспийской впадинами палеозойского заложения [31]. В слоисто-блоковой модели земной коры ВКМ [23], разработанной на основе глубинного сейсмического зондирования, обосновано представление о четырехслойном (верхне-коровый, нижнекоровый, переходный и подкоровый слои) строении литосферы.

В современном варианте [31] в качестве структур первого порядка (крупных, длительно развивающихся блоков, геофизически прослеживающихся на всю мощность земной коры) в пределах ВКМ выделяются (см. рис. 1): мега-

блок (структурно-формационная зона) Курской магнитной аномалии (КМА), Хоперский мегаблок и разделяющая их линейная Лосевская (Ливенско-Богучарская) структурно-формационная шовная зона [32].

В соответствии с корреляционной схемой стратиграфии и магматизма раннего докембрия ВКМ супракрустальные образования, участвующие в его строении, отнесены к архею и раннему карелию. Минерагенический облик мегаблоков, составляющих ВКМ [28], типы рудных формаций и их продуктивность целиком определяются геодинамическими и эндогенными

режимами формирования сравнительно мощной докембрийской слоисто-блоковой коры континентального типа и сменой во времени ведущих структурно-вещественных комплексов. Характерной особенностью эволюции металлогении [28] является возрастание эндогенного рудогенеза по мере перехода от раннего нуклеарного этапа к позднему – раннеплатформенному, завершающему становление ВКМ. Последовательно сменяющимся геодинамическим режимам присущи разнотипные рудные формации, среди которых выделен индикаторный ряд: железорудная базитовая → сульфидная медно-никелевая → железорудная сланцевая → сульфидная платиноидно-медно-никелевая и мало-сульфидная платинометалльная → полигенная платиноидно-золоторудная и золото-сульфидно-кварцевая → халькопирит-молибденит-вольфрамовая → титаномагнетитовая → апатит-магнетитовая в карбонатитах.

Исследование минерации изучаемых комплексов велось по трем взаимосвязанным направлениям: 1) характеристика рудной минерализации; 2) определение условий становления и особенностей кристаллизации исследуемых массивов, контролирующих закономерности размещения в структуре интрузий рудного вещества; 3) установление потенциальных типов оруденения на основе анализа хода кристаллизации исследуемых рудно-магматических систем с определением уровней возможного накопления платиновых металлов, а также сравнения с несущими оруденение одноформационными аналогами.

### **Геология и внутреннее строение массивов**

В современном представлении интрузивные массивы трапповой формации, характеризующей раннеплатформенный этап развития ВКМ в карелии, объединены в смородинский габбро-долеритовый комплекс ( $2060 \pm 10$  млн лет) [37] и новогольский габбро-долеритовый комплекс ( $1805 \pm 14$  млн лет) [29].

Образования смородинского комплекса распространены в центральной части мегаблока КМА (Курско-Белгородская структурно-формационная подзона), где они приурочены к северному сочленению Алексеевско-Воронецкой и Белгородско-Михайловской рифтогенных

структур (зон) и их жесткому активизированному обрамлению. Проявления смородинского комплекса также отмечены в пределах Ново-зыбковско-Почепского и Трубчевско-Новониколаевского глубинных разломов в пределах Брянской подзоны. Интрузии представлены многочисленными, разнообразными по морфологии, размерам, внутренней структуре, составу и степени дифференцированности плутоническими телами, размещение которых контролируется преимущественно региональными зонами разломов северо-восточного заложения и серией разломов меньшего ранга северо-восточного и северо-западного простирания. Интерпретация материалов геофизических исследований и буровых работ позволяет выделить силлоподобные расслоенные массивы (например, Смородинский массив) и дайковые недифференцированные тела. Вмещающими для массивов породами являются разнообразные осадочно-метаморфические серии, включающие гнейсы, мигматиты и амфиболиты обоянского комплекса и михайловской серии, железистые кварциты и сланцы курской серии, туфолавовые толщи глазуновской свиты и более древние интрузивные комплексы (например, салтыковский и золотухинский).

В гравитационном поле интрузивные тела смородинского комплекса характеризуются незначительными (3-30 км) изометричными, овальными или сложной неправильной формы аномалиями с интенсивностью  $g_a$  до 15,  $g'_a = 30-50$ . В магнитном поле интрузии представлены изометричными, овальными или близкими к ним аномалиями (0,1-10 км) с интенсивностью  $Z_a = 100-1000$ .

К наиболее детально исследованным интрузиям относится являющийся петротипом Смородинский массив, расположенный в зоне пересечения разломов первого порядка: Севско-Шульгинского (субпараллельного), Крупецко-Княжевского (северо-восточного заложения), Краснояружско-Малоархангельского (северо-северо-восточного) и Льговско-Валуйского (северо-западного). Массив имеет силлоподобную форму сложного строения, четкие интрузивные контакты с вмещающими образованиями и мощность около  $90 \text{ км}^2$ , из них  $23 \text{ км}^2$  непосредственно на уровне докембрийского эрозионного среза. Габбро-долеритовая пластовая интрузия

мощностью 213-220 м простирается на северо-восток от подводящего канала и имеет угол падения 10-14° в юго-западном направлении.

Массив сложен габбро-долеритами, представленными закономерными переходами от преобладающих оливковых габбро-долеритов, с одним-двумя прослоями габбро-долерит-троктолитов, к оливинсодержащим и безоливиновым кварцевым и кварцсодержащим разностям, с оливковыми габбро-долеритами в кровле массива. В верхней части массива в оливковых и оливинсодержащих габбро-долеритах присутствуют разнообразные по масштабам шпирь долерит-пегматитов, объединяющихся на отдельных уровнях в пегматитовые горизонты мощностью до 20 м (рис. 2). По периферии массив окружен контактовой тонко-мелкозернистой фацией, представленной порфиrowыми микродолеритами и долеритами. В кровле обнаружены гранофиrowые обособления кислого состава, залегающие среди мощного (22,4 м) горизонта долерит-пегматитов. В пределах габбро-

долеритового тела отмечаются многочисленные оплавленные ксенолиты вмещающих пород, преобладающие в верхней части массива и реже встречающиеся в нижней части. Подобное строение характерно для подавляющего большинства дифференцированных габбро-долеритовых массивов смородинского комплекса.

К недифференцированным телам относятся маломощные (в среднем 10-15 м) дайки долеритов, преобладающие в составе трапповой формации. Они сложены однородными оливковыми габбро-долеритами в центральной части даек и порфиrowыми микродолеритами на периферии.

Выявленные [33] в пределах Смородинского массива титаномагнетитовые рудопроявления (TiO<sub>2</sub> до 3,5% мас.) приурочены к горизонтам долерит-пегматитов и представлены линзовидными и шпирообразными обособлениями с постепенными границами, в которых ведущие рудные минералы – титаномагнетит, магнетит и ильменит – образуют сингенетическую сидеритовую вкрапленность. Содержание рудных минералов достигает 16-25% объема пород при незначительном количестве гематита и сульфидов (пирротина, халькопирита, пирита, пентландита, кубанита). Предполагается, что участки с повышенной концентрацией рудных минералов имеют протяженность до 100 м при мощности до нескольких десятков метров [33].

Орловское титаномагнетитовое рудопроявление (TiO<sub>2</sub> до 4,2% мас.), расположенное в северной части КМА, представлено вкрапленными ильменит-титаномагнетитовыми рудами, приуроченными к пегматитовым габбро-долеритам [30]. Вкрапленники, составляющие до 15% объема породы, распределены неравномерно, имеют ксеноморфную форму и локализованы в интерстициях плагиоклаза, пироксена и роговой обманки. Рудная зона прослеживается по латерали до 80 м при непостоянной мощности оруденения – от первых до 10-15 м. В пределах рудной зоны обогащенные участки сменяются горизонтами бедных вкрапленных руд (3-7% объема породы) и практически безрудными прослоями, расположенными кулисообразно относительно друг друга. Руды Орловского рудопроявления, в сравнении с оруденением в габбро-долеритах Смородинского массива, имеют меньшие концентрации титана и вана-

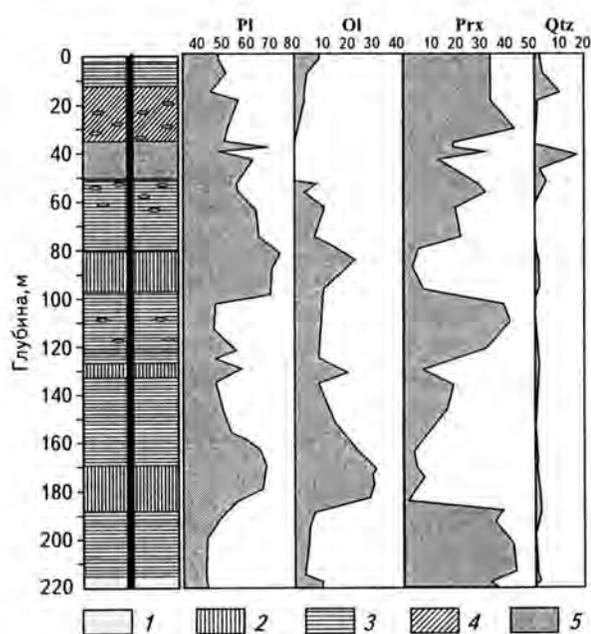


Рис. 2. Обобщенная петрографическая колонка Смородинского троктолит-габбро-долеритового массива и вариации модального состава породообразующих минералов

1 – породы контактовой фации (порфиrowый микродолерит, оливковый долерит); 2 – габбродолерит-троктолит; 3 – оливковый габбро-долерит; 4 – оливинсодержащий, безоливиновый кварцевый и кварцсодержащий габбро-долерит; 5 – слои и шпирь долерит-пегматита

дия, что в совокупности отражает более рассеянный характер титаномагнетит-ильменитовой вкрапленности.

Интрузивные образования, относящиеся к новогольскому комплексу, располагаются на востоке ВКМ, в центральной части Хоперского мегаблока (Калач-Эртильская структурно-формационная подзона), где они приурочены преимущественно к зоне пересечения Шумилинско-Новохоперской (субмеридиональной), Воронежско-Курской (субпараллельной) и Мичуринско-Поворинской (северо-западного заложения) региональных зон разломов и прорывают сланцы, метапесчаники и метаэффузивы воронцовской серии.

В настоящее время к новогольскому комплексу достоверно отнесены и заверены бурением лишь два крупных массива (рис. 3) – Новогольский (191,3 км<sup>2</sup>) и Козловско-Жердевский

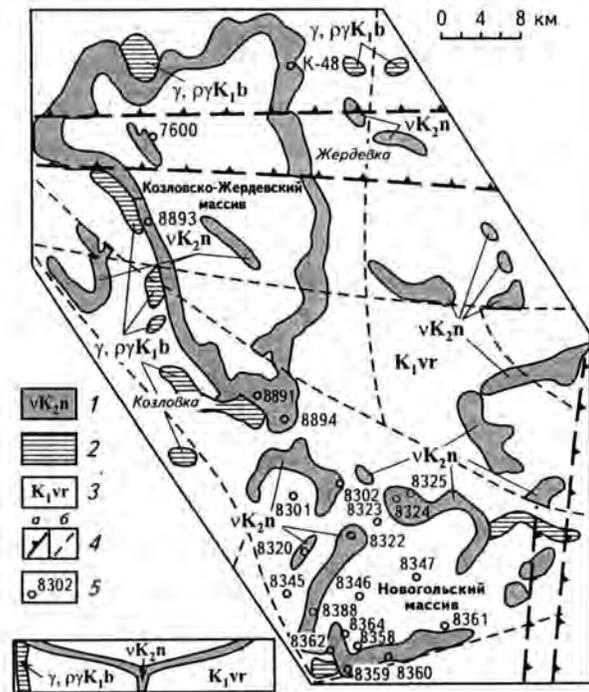


Рис. 3. Геолого-геофизическая схема расположения Новогольского и Козловско-Жердевского массивов (по С.П.Молоткову, Н.М.Чернышову, 1990 г.)

1 – интрузии новогольского троктолит-габбродолеритового комплекса; 2 – интрузии бобровского гранит-плагиоогранитного комплекса; 3 – вмещающие породы воронцовской серии; 4 – тектонические разломы (а – первого порядка, б – другие); 5 – скважины и их номера  
На врезке условная схема строения габбро-долеритового кольцевого массива новогольского комплекса

(около 405 км<sup>2</sup>), а Новохоперско-Борисоглебская группа интрузий (около 805 км<sup>2</sup>) и расположенные севернее мелкие интрузивы выделяются лишь на основе геофизической информации.

В магнитном поле габбро-долеритовые массивы характеризуются отрицательными значениями намагниченности, но на фоне вмещающих пород воронцовской серии, имеющих большие отрицательные значения геомагнитного поля, габбро-долериты проявляются в виде положительных аномалий кольцевой, округлой, овальной форм с магнитным максимумом по периферии ( $Z_a = 50-100$ ). Достаточно четко массивы интерпретируются по результатам гравиразведки, отличаясь положительными кольцевыми, округлыми, овальными или угловыми аномалиями силы тяжести с гравитационным максимумом в центре ( $g_a = 5-6$ ,  $g'_a = 10$ ). Характерно, что аномалии  $g_a$  и  $Z_a$  близки по размерам и подобны по форме.

Судя по характеру геофизических полей, очаговые зоны выделенных кольцевых массивов располагаются вблизи их центральных частей, которые перекрываются породами рамы. Ряд скважин, пробуренных в центральной части Новогольской и Козловско-Жердевской магнитных аномалий, вскрыли вмещающие филлитовидные сланцы воронцовской серии, что позволяет предположить лополитоподобный характер морфологии массивов (см. рис. 3, врезка).

Новогольский массив предположительно имеет углы падения от сравнительно пологих (15-30°) на бортах до более крутых (60°) ближе к центральной части. В настоящее время массив вскрыт семью скважинами, позволяющими в совокупности выявить слагающий его сингенетический ряд пород, характерный для дифференцированных тел смородинского комплекса – от оливиновых габбро-долеритов и габбро-долерит-троктолитов до долерит-пегматитов, через оливинсодержащие и безоливиновые разности.

Козловско-Жердевский массив имеет в плане кольцеобразную форму и, вероятно, характеризуется углами падения от 10 до 30°. В настоящее время вскрыт несколькими скважинами, позволяющими выявить внутреннее строение, которое наиболее полно отражает скв. 8893 (рис. 4). Распределение петрографических разностей пород, представленных в этой скважине

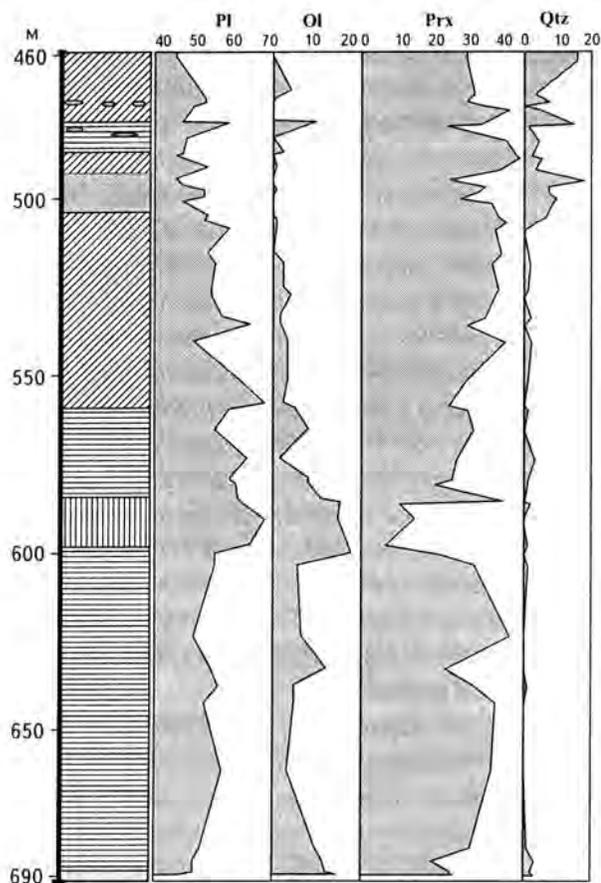


Рис. 4. Петрографическая колонка Козловско-Жердевского габбро-долеритового массива по скв. 8893 и вариации модалного состава

В интервалах 0-459,0 и 692,0-736,0 м породы чехла и вмещающие породы докембрийского фундамента (акцессорные минералы не приводятся). Условные обозначения см. на рис. 2

полностью, идентично строению Новогольского массива и по этой причине она может считаться опорной для комплекса в целом.

#### **Минералого-петрографическая характеристика комплексов**

Все горные породы в рамках комплексов относятся по определяющим факторам образования к типу магматических (класс плутонических пород), так как это полнокристаллические породы, однако, учитывая их мелко-среднезернистое строение и специфические структуры, необходимо данные интрузивные тела считать субвулканическими (гипабиссальными) и использовать соответствующие видовые названия (долерит, габбро-долерит и т.д.).

Сингенетический ряд пород описываемых комплексов по уровню кремнекислотности относится к основным породам нормального по степени щелочности ряда, с выделением кислых субщелочных гранофировых обособлений в апикальной части некоторых массивов.

Особенности строения изучаемых габбро-долеритовых массивов позволяют выделить в их объеме четыре взаимосвязанные фации: контактовую, главную стадию кристаллизации, пегматитовую и гранофировую [19].

Первая из них представлена типичным для данной формации петрографическим видом – долеритом [3, 33], включающим две структурные разновидности: порфиновый микродолерит и долерит. В нижнем контакте и кровле Смородинского габбро-долеритового массива они практически не отличаются друг от друга по структурным и минералогическим характеристикам, при уменьшении мощности верхних контактовых пород по сравнению с нижним контактом – 1,5 к 5-6 м. Подобные отношения для интрузивов новогольского комплекса, к сожалению, не удастся установить ввиду отсутствия вскрытых бурением верхних контактовых зон, однако суммарная мощность нижних контактов (порфиновый микродолерит и оливинный долерит) Новогольского (6 м) и Козловско-Жердевского (8 м) массивов позволяет в первом приближении предполагать идентичные соотношения контактовых зон.

Породы фации главной стадии кристаллизации, слагающие расслоенную серию, представлены тремя петрографическими видами – габбро-долеритом, оливинным габбро-долеритом и габбро-долерит-троктолитом, которые характеризуют преобладающую часть разрезов интрузивов.

Оливинные габбро-долериты, содержащие от 5 до 34% об. оливина (табл. 1), слагают 50-60% общего (суммарного) объема массивов (преимущественно нижнюю часть) и характеризуются мелко-среднезернистой структурой и массивной текстурой; микроструктура офитовая, пойкилоофитовая, пойкилитовая и пилотакситовая.

Все названные выше виды габбро-долеритов характеризуются практически идентичным минералогическим составом (плагноклазы, орто- и клинопироксены, оливин (±), биотит,

Таблица 1

Средний количественно-минералогический модальный состав (в % об.) пород смородинского и новогольского комплексов

Порода	Количество определений	O1	P1	Cpx	Orx	Q	R	Bt	Ap	Chl	Amf
Оливиновые долериты	8	10,88	48,44	3,50	31,00	1,63	3,63	0,50	—	—	—
	5	17,60	46,20	10,40	10,40	2,20	3,00	1,20	—	—	—
Габбро-долерит-троктолиты	26	21,56	73,76	2,68	6,00	0,92	2,08	2,12	0,24	0,64	—
	14	26,50	62,72	2,72	4,75	0,46	1,65	1,82	0,35	0,77	—
Габбро-долериты:									0,11	0,71	—
									0,07	1,05	—
оливиновые	130	11,30	52,86	11,04	19,81	0,74	2,07	1,29			
	89	13,78	53,97	11,76	16,38	0,54	1,85	1,00			
оливинсодержащие	56	2,81	51,08	16,89	23,54	1,49	2,61	0,80	0,02	0,76	—
	31	2,97	58,03	15,00	19,18	1,52	1,96	0,45	0,07	0,83	—
безоливиновые кварцевые	12	—	48,75	18,83	21,50	3,83	3,75	0,92	0,33	2,00	—
	10	—	51,40	18,30	19,40	5,30	1,50	0,50	0,50	2,10	—
Долерит-пегматиты	48	0,15	49,84	28,31	2,63	7,91	6,57	0,92	0,90	2,19	0,60
	14	0,07	51,71	27,00	4,64	6,36	5,21	0,50	1,21	3,07	1,21

Примечание. В числителе содержание в породах смородинского комплекса, в знаменателе – новогольского; O1 – оливин, P1 – плагиоклаз, Cpx – клинопироксен, Orx – ортопироксен, Q – кварц, R – рудные минералы, Bt – биотит, Ap – апатит, Chl – хлориты, Amf – амфиболы.

кварц, апатит, рудные минералы и вторичные минералы – хлорит, амфиболы, идингсит-булингит), вариации которого и определяют выделение петрографических видов и разновидностей (см. табл. 1).

К пегматитовой и гранофировой фациям относятся долерит-пегматиты и гранофировые обособления. Долерит-пегматиты являются специфическими породами в составе массивов, образуя прослой мощностью до 10-20 м и незначительные (5-10 см) шпировые обособления в оливиновых, оливинсодержащих и безоливиновых габбро-долеритах верхней части массива. Долерит-пегматиты представляют собой крупнозернистые светло-серого цвета породы со своеобразной пойкилопегматитовой структурой, обусловленной разноориентированными вростками пироксена в плагиоклазах. Микроскопически выделяются микропегматитовая, пегматитовая, габбровая и гранофировая структуры. Большинство слоев и шпировидных выделений долерит-пегматитов имеют отчетливые

резкие контакты с вмещающими породами, в отдельных случаях с бухтообразными “запльвами”. В долерит-пегматитах, особенно в более мощных горизонтах, на контакте отмечаются крупные кристаллы плагиоклаза и клинопироксена, ориентированные перпендикулярно контакту, что характерно для интрузивных контактовых зон интрузивов [35]. Долерит-пегматиты, имеющие постепенный переход к габбро-долеритам, встречаются реже и приурочены к верхним частям массива.

Гранофировые обособления образуют в прикромельной части массива секущие жильные тела мощностью от 0,05 до 0,5 м и часто ассоциируют с ксенолитами амфиболизованных габбро-норитов второй фазы золотухинского комплекса. Макроскопически гранофиры серого цвета, часто со слабым зеленоватым оттенком породы, имеющие мелко-среднезернистую структуру и облик аплитов. Микроскопическое изучение показывает аллотриоморфнозернистую, участками микропегматитовую

структуру. Модальный состав их крайне неоднородный и представлен: альбитом (50-70%), кварцем (15-50), авгитом (5-15) и микроклином, апатитом, цирконом, сульфидами (пирит) в единичных зернах.

Общей закономерностью распределения пороодообразующих минералов в габбро-долеритах (см. табл. 1) является заметное уменьшение количества оливина и пироксенов и возрастание содержания плагиоклаза, кварца, биотита, апатита и отчасти окиснородных минералов по мере дифференциации магматического расплава при кристаллизации массивов.

Петрографические исследования пород массивов в совокупности с микронзондовым анализом составов пороодообразующих минеральных фаз (плагиоклазов, оливинов и пироксенов) позволили выявить основные закономерности кристаллизации сингенетического породного ряда и обосновать наличие скрытой расслоенности.

В начальный период становления системы поступающий в магматическую камеру расплав уже имел в своем объеме твердую фазу, представленную интрателлурическими оливином ( $Fe_{36-40}$ ) и плагиоклазом ( $An_{70-71}$ ), составляющими в настоящее время порфиновые вкрапленники в микродолеритах контактовых зон. В момент кристаллизации в эндоконтактной зоне закалки образуются микролиты плагиоклаза ( $An_{60-62}$ ). Развитие системы, петрографически выраженное в переходе от порфиристых микродолеритов к оливиновым долеритам, проявляется и на минеральном уровне при закономерной смене кумулятивных фаз:  $OI (Fe_{40-42}) + Pl (An_{70-75}) + Mt \rightarrow OI (Fe_{40-45}) + Pl (An_{56-62}) + Mt + Crx (En_{30}Wo_{40}Fs_{30})$ . По мере продвижения фронта кристаллизации от порфиристых микродолеритов нижнего контакта в оливине незначительно возрастает железистость (от  $Fe_{37-40}$  до  $Fe_{45}$ ), а в таблитчатых кристаллах плагиоклаза первой генерации наблюдается зональность от унаследованной интрателлурической фазы  $An_{72}$  в центральной части кристаллов, через  $An_{68}$  в середине зерен до  $An_{62}$  на периферии за счет адкумулятивного дорастания. Таблитчатые плагиоклазы второй генерации, равновесные с оливином, имеют состав центра зерен  $An_{66}$ .

В горизонтах габбро-долерит-троктолитов наблюдаются наиболее основные разновидности плагиоклаза всех генераций – от ранних

включений в оливине с  $An_{77}$  до зональных кристаллов второй генерации  $An_{72-74} \rightarrow An_{66-69} \rightarrow An_{57}$  (центр зерна  $\rightarrow$  середина  $\rightarrow$  край), при этом в оливинах также наблюдается резкое накопление магния (до  $Fe_{29}$ ). В оливиновых габбро-долеритах, перекрывающих горизонты габбро-долерит-троктолитов, таблитчатые ранние плагиоклазы имеют состав  $An_{68-72}$ , при составе основной (второй) генерации плагиоклаза  $An_{64-54}$ . Выше по разрезу оливиновых габбро-долеритов состав первичных зональных плагиоклазов равен  $An_{72} \rightarrow An_{69} \rightarrow An_{64}$ , а состав образующихся плагиоклазов второй генерации  $An_{57}$ , т.е. отчетливо видно развитие равновесной системы. В оливинах вновь постепенно происходит накопление железа (до  $Fe_{33}$ ) с дальнейшим ростом железистости по мере дифференциации пород.

Формирующийся в это время верхний “прикровельный” фронт кристаллизации образует перекрывающие оливиновые габбро-долериты со средним содержанием  $Fe_{41}$  в оливинах, а количество анортитового минала повышается как в ранних таблитчатых кристаллах ( $An_{66-67}$ ), так и в плагиоклазах основной фазы ( $An_{60-61}$ ), что указывает на рост кристаллов под влиянием фронта кристаллизации, идущего от кровельной части массива вниз.

Образующиеся на заключительном этапе формирования расслоенной серии оливинсодержащие габбро-долериты подтверждают “ферровский” путь кристаллизации базитового расплава, что выражается в росте содержания фаялитового компонента до  $Fe_{70}$  в оливинах и альбитового в плагиоклазах – ранние зональные таблитчатые кристаллы –  $An_{69} \rightarrow An_{63} \rightarrow An_{53}$  (центр  $\rightarrow$  край), при составе поздней генерации  $An_{52}$ . В долерит-пегматитах таблитчатые зерна плагиоклаза, составляющие основную матрицу породы, имеют состав  $An_{43-45}$ , что указывает на резко возросшую роль щелочей.

Процесс совместной кристаллизации богатых и бедных кальцием пироксенов проходит по следующему пути – в ранние стадии становления массивов в оливиновых габбро-долеритах обычно образуются две пироксеновые фазы, что характерно для пород толеитового ряда – богатая кальцием – авгит ( $En_{45}Wo_{42}Fs_{13}$ ) и бедная кальцием – гиперстен ( $En_{60}Wo_{4}Fs_{36}$ ). В процессе фракционной кристаллизации, по мере обогащения остаточных магм железом, вместо

ромбического пироксена формируется моноклинная бедная кальцием фаза – пижонит. При дальнейшем остывании магмы возобновляется образование богатых и бедных кальцием пироксенов при их обогащении железом, крайним проявлением этого процесса является кристаллизация в долерит-пегматитах ферроавгитов ( $\text{En}_{29-35}\text{Wo}_{30-33}\text{Fs}_{35-37}$ ).

В породах смородинского и новогольского комплексов отмечается перманентное присутствие рудной минерализации, содержание которой меняется от единичных зерен до 6,0-7,0% об. в габбро-долеритах и до 25,0% об. в долерит-пегматитах. Минерализация представлена двумя типами: окиснорудной (магнетит, титаномагнетит, ильменит) и сульфидной (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит, макинавит). Наблюдается общая тенденция увеличения количества сульфидных минералов в ранних дифференциатах (оливиновые габбро-долериты и троктолиты), а окиснорудных преимущественно в безоливиновых габбро-долеритах и долерит-пегматитах, где концентрации железотитановых оксидов приобретают характер рудопроявлений специфической для этих комплексов сульфидно-ильменит-магнетитовой ассоциации.

Сульфиды входят в состав рудной минерализации пород массивов наравне с окисдно-рудными минералами, хотя количественно уступают им. Наиболее высокие концентрации приурочены к порфириновым микродолеритам и оливиновым долеритам контактовой фации, где их содержания достигают до 25 % об. от суммы рудных минералов [33]. В породах расслоенной серни и долерит-пегматитах сульфиды развиты незначительно (максимально до 6-9% объема рудной минерализации), при некотором обогащении ими долерит-пегматитов. Форма выделения сульфидов, так же как и их размер (0,01-3,0 мм), разнообразна, но практически всегда ксеноморфная и подчинена окружающим минералам. Часто более ранние магнетит и титаномагнетит корродированы и замещены сульфидами, при этом пирротин замещает только магнетит при сохранении ильменитовых пластинок распада твердого раствора. Нередко сульфиды концентрируются по периферии и трещинам окисно-рудных образований, отчетливо корродируя последние, а также во многих случаях образуют самостоятельные мелкие

обособленные вкрапленники среди породообразующих силикатов.

Пирротин образует основную массу (75-95%) сульфидных вкраплений и мономинеральных агрегатов. Наиболее крупные (0,4-1 мм) выделения пирротина приурочены к долерит-пегматитам. В породах контактовой фации размер вкрапленников составляет тысячные и сотые доли миллиметра при содержании пирротина от 17 до 30% от рудной массы. Результаты рентгенометрических исследований пирротина позволяют выделить две генерации пирротина: магматического гексагонального (либо представленного срастанием гексагонального или моноклинного) и позднемагматического моноклинного.

Пирит, характерный для рудной и акцессорной минерализации пород массивов, приурочен преимущественно к долерит-пегматитам, где составляет 15-25% от суммы сульфидов и слагает хорошо образованные кристаллы и неправильной формы минеральные агрегаты. Также отмечено развитие пирита по магнетиту, титаномагнетиту, халькопириту и пирротину.

Халькопирит, присутствующий в крайне незначительных количествах (0,5-5% от суммы рудных минералов), кристаллизуется преимущественно в долерит-пегматитах, безоливиновых кварцевых и кварцсодержащих габбро-долеритах, где образует полиминеральные вкрапленники, тонкие прожилки, самостоятельные зерна (0,05-1 мм) и их агрегаты, часто в срастании с пиритом и пирротинном, корродируя их. В порфириновых микродолеритах отмечены также хлопьевидные обособления халькопирита. В халькопирите из безоливиновых габбро-долеритов отмечено появление распада твердого халькопирит-кубанитового раствора, где кубанит обособляется в виде тонких пластинчатых выделений.

Пентландит отмечается в виде единичных зерен во всех породах исследуемых массивов и представлен единичными клино- и пламеневидными вростками в пирротине, возникшими в результате распада крайне бедного никелем твердого раствора.

### **Петрогеохимическая характеристика комплексов**

Петрохимическая характеристика смородинского и новогольского комплексов производится на основе выборки из 82 силикатных анализов свежих, неизменных пород, критериями отбора которых являлись содержания  $(\text{п.п.п.} + \text{H}_2\text{O}^\pm + \text{CO}_2) \leq 1,0$ . В целом степень петрохимической изученности пород является достаточно высокой, что позволяет выявить характерные черты их химического состава, согласующиеся с рассмотренными выше минералого-петрографическими характеристиками.

Сравнение средних составов пород комплексов показывает практически полную их идентичность с незначительным преобладанием титана (1,32 к 1,17% мас.) и фосфора (0,17 к 0,13) в породах смородинского комплекса, а марганца (0,18 к 0,14) и магния (7,41 к 7,10) в породах новогольского комплекса соответственно (табл. 2). Эти различия подтверждаются и усиливаются при анализе содержаний нормативных минералов, особенно оливина, средние значения которого в новогольском комплексе (11,84%) значительно превышают его содержания в породах смородинского комплекса (8,11%). Также характерными для новогольского комплекса являются пониженные средние значения нормативного апатита (0,29 к 0,38%), при незначительном превышении кварца (0,39 к 0,27%). Пониженные содержания нормативных пироксенов (22,77 к 30,14%) в породах новогольского комплекса компенсируются большими количествами плагиоклаза (57,77 к 53,37%) и оливина. Идентичность средних значений и стандартных отклонений индекса дифференциации (ID) подтверждает единый уровень общего кристаллизационного развития массивов смородинского и новогольского комплексов и косвенно указывает на их одноформационность.

Анализ идентичности пород смородинского и новогольского комплексов путем парного сравнения средних значений породообразующих оксидов, отвечающих нормальному закону распределения ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{FeO}$ ), с использованием критерия Стьюдента ( $t$ ) и дисперсий с использованием критерия Фишера ( $F$ ) при 5%-м уровне значимости показал значимые различия по критерию  $t$  для  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$ , по критерию  $F$  – для  $\text{CaO}$ . Следовательно, можно

предположить, что изучаемые выборки взяты из различных по средним значениям и дисперсиям совокупностей, а однотипность распределения  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$  может служить аргументом принадлежности комплексов к одной формации.

Анализ основных классификационных диаграмм позволяет выявить некоторые закономерности дифференциации магматического расплава, а также провести сравнение петрохимических характеристик смородинского и новогольского комплексов графическими методами с помощью бинарных и тройных диаграмм.

На классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  породы смородинского и новогольского комплексов располагаются в поле основных пород, при этом небольшое количество анализов попадает в поле ультраосновных пород (пикробазальтов). По суммарному содержанию щелочей совокупность изучаемых пород относится к нормальному петрохимическому ряду с незначительным перекрытием поля долерит-пегматитов смородинского комплекса области субщелочных пород.

Типичным примером разнородного распространения породных полей служит распределение  $\text{MnO}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ , существенно различающихся по уровню содержания для долеритов смородинского и новогольского комплексов.

Интерпретация диаграмм позволяет сделать вывод, что породы смородинского и новогольского комплексов при общем их единстве существенно различаются по уровню содержания марганца и фосфора при общей большей магнезиальности пород новогольского комплекса.

По распределению фосфора тренды дифференциации сравниваемых комплексов значительно различаются. Если для смородинского комплекса при большем содержании  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,06-0,26% мас.) с увеличением содержания  $\text{SiO}_2$  наблюдается рост концентрации фосфора, то в породах новогольского комплекса при его меньшем содержании (0,02-0,15% мас.) подобной закономерности не наблюдается.

Исследование тройной диаграммы  $\text{MgO-FeOt-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  [40] (рис. 5) показало единство исследуемых комплексов и однозначную их приуроченность к толелитам с феннеровским путем развития.

Таблица 2

## Средние химические составы (в % мас.) пород смородинского и новогольского комплексов

Порода	Количество определений	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S
Порфировый микродолерит	$\frac{3}{-}$	$\frac{47}{-}$	$\frac{1,55}{-}$	$\frac{13,41}{-}$	$\frac{3,31}{-}$	$\frac{12,47}{-}$	$\frac{0,09}{-}$	$\frac{7,42}{-}$	$\frac{10,84}{-}$	$\frac{2,20}{-}$	$\frac{0,50}{-}$	$\frac{0,23}{-}$	$\frac{0,15}{-}$
Оливиновый долерит	$\frac{3}{-}$	$\frac{48,30}{-}$	$\frac{1,31}{-}$	$\frac{15,29}{-}$	$\frac{2,14}{-}$	$\frac{11,96}{-}$	$\frac{0,14}{-}$	$\frac{7,07}{-}$	$\frac{10,08}{-}$	$\frac{2,39}{-}$	$\frac{0,61}{-}$	$\frac{0,17}{-}$	$\frac{0,15}{-}$
Габбро-долерит-троктолит	$\frac{5}{2}$	$\frac{46,88}{46,74}$	$\frac{1,07}{1,00}$	$\frac{17,14}{17,63}$	$\frac{3,23}{2,24}$	$\frac{9,40}{9,68}$	$\frac{0,15}{0,16}$	$\frac{7,69}{8,14}$	$\frac{10,56}{9,60}$	$\frac{2,29}{2,62}$	$\frac{0,43}{0,56}$	$\frac{0,11}{0,10}$	$\frac{0,04}{0,03}$
Габбро-долериты:	$\frac{25}{21}$	$\frac{47,54}{46,80}$	$\frac{1,14}{0,96}$	$\frac{17,09}{17,63}$	$\frac{2,85}{2,81}$	$\frac{9,76}{9,83}$	$\frac{0,15}{0,18}$	$\frac{7,45}{7,90}$	$\frac{10,31}{9,94}$	$\frac{2,33}{2,29}$	$\frac{0,48}{0,51}$	$\frac{0,16}{0,13}$	$\frac{0,09}{0,12}$
оливиновые	$\frac{3}{3}$	$\frac{48,90}{48,35}$	$\frac{1,12}{1,16}$	$\frac{13,98}{18,23}$	$\frac{3,55}{1,53}$	$\frac{10,00}{9,61}$	$\frac{0,08}{0,15}$	$\frac{7,69}{6,54}$	$\frac{10,86}{10,10}$	$\frac{2,20}{2,61}$	$\frac{0,43}{0,59}$	$\frac{0,17}{0,11}$	$\frac{0,17}{0,04}$
оливинсодержащие	$\frac{2}{2}$	$\frac{50,05}{51,04}$	$\frac{1,33}{1,23}$	$\frac{12,47}{13,73}$	$\frac{4,03}{2,87}$	$\frac{9,29}{10,24}$	$\frac{0,08}{0,18}$	$\frac{7,20}{6,52}$	$\frac{11,65}{9,66}$	$\frac{2,45}{2,70}$	$\frac{0,45}{0,55}$	$\frac{0,22}{0,10}$	$\frac{0,13}{0,05}$
безоливиновые кварцевые	$\frac{10}{3}$	$\frac{48,50}{46,42}$	$\frac{1,75}{2,77}$	$\frac{12,38}{12,42}$	$\frac{4,03}{6,53}$	$\frac{12,82}{12,44}$	$\frac{0,15}{0,17}$	$\frac{5,73}{4,97}$	$\frac{9,91}{8,33}$	$\frac{2,56}{2,41}$	$\frac{0,78}{0,77}$	$\frac{0,24}{0,21}$	$\frac{0,18}{0,11}$
Среднее по комплексам	$\frac{51}{31}$	$\frac{47,80}{47,19}$	$\frac{1,32}{1,17}$	$\frac{15,59}{16,93}$	$\frac{3,16}{3,01}$	$\frac{10,56}{10,08}$	$\frac{0,14}{0,18}$	$\frac{7,10}{7,41}$	$\frac{10,35}{9,76}$	$\frac{2,38}{2,38}$	$\frac{0,54}{0,55}$	$\frac{0,17}{0,13}$	$\frac{0,12}{0,10}$

Примечание. В числителе содержание в породах смородинского комплекса, в знаменателе – новогольского.

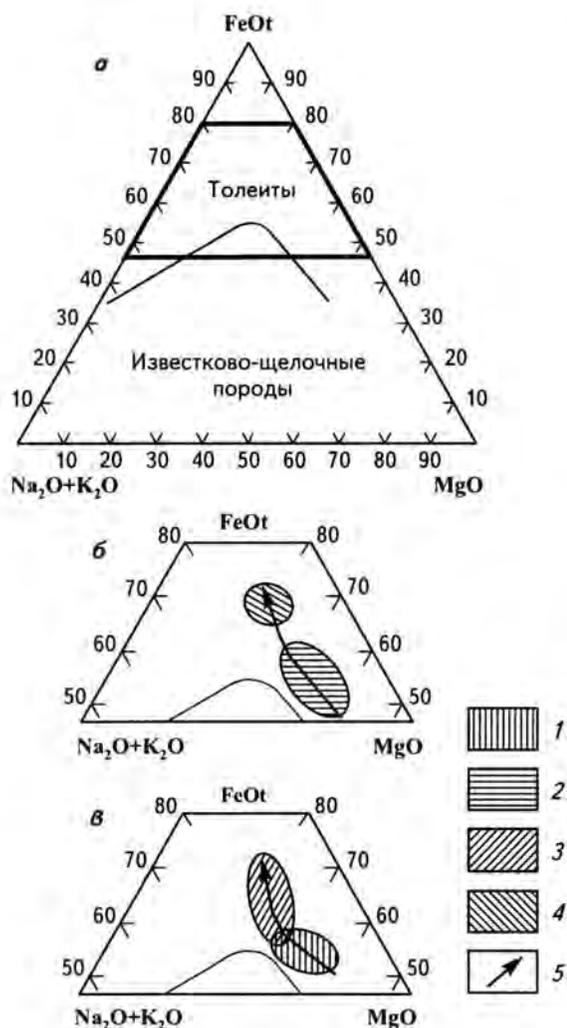


Рис. 5. Положение составов пород смородинского и новогольского комплексов на диаграмме  $MgO-FeOt-Na_2O+K_2O$

*a* – общая диаграмма с выделенной областью распространения пород смородинского и новогольского комплексов; *б* и *в* – фрагменты диаграммы: *б* – поля распространения пород новогольского комплекса; *в* – поля распространения пород смородинского комплекса. 1, 2 – оливиновые габбро-долериты: 1 – смородинского комплекса, 2 – новогольского комплекса; 3, 4 – долерит-пегматиты: 3 – смородинского комплекса; 4 – новогольского комплекса; 5 – направление кристаллизационной дифференциации в координатах диаграммы

Тренд кристаллизации пород на бинарных диаграммах  $MgO-SiO_2$ ,  $MgO-TiO_2$ ,  $MgO-Al_2O_3$ ,  $MgO-FeO+Fe_2O_3$ ,  $MgO-CaO$  указывает на то, что породы смородинского и новогольского комплексов формируются при кристаллизационной дифференциации умеренно-магнезиального расплава при преобладающем контроле

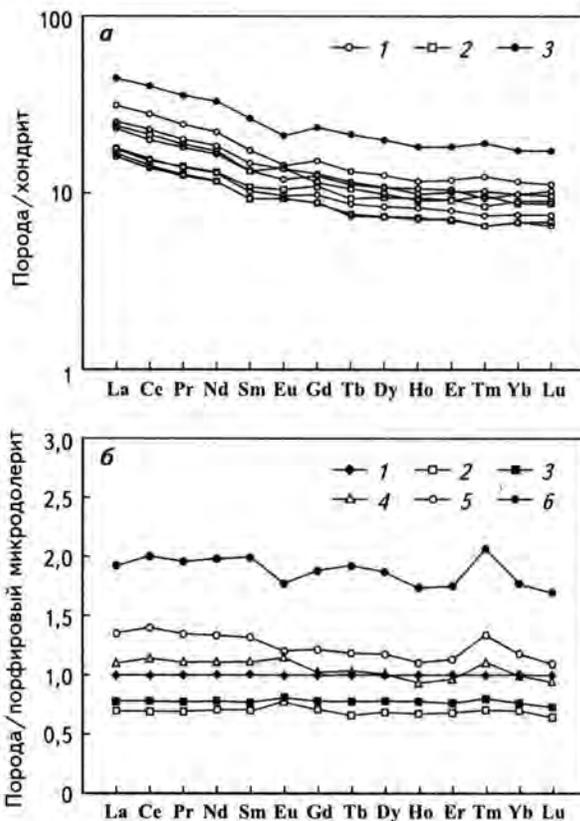


Рис. 6. Спайдер-диаграммы распределений РЗЭ в породах смородинского и новогольского комплексов, нормализованных к хондриту (*a*) [42] и порфировым микродолеритам (*б*) Смородинского габбро-долеритового массива

*a*: 1 – смородинский комплекс; 2 – новогольский комплекс; 3 – долерит-пегматиты смородинского комплекса с гранофировыми жилами; *б*: 1 – порфировый микродолерит; 2 – габбро-долерит-троктолит; 3 – оливинный габбро-долерит, перекрывающий горизонт габбро-долерит-троктолитов; 4 – оливинсодержащий габбро-долерит, перекрывающий долерит-пегматиты; 5 – оливинный габбро-долерит; 6 – габбро-долерит с жилами гранофиров

котектики  $P1+O1+Cpx$ , являющихся минералами кумулуса.

#### Редкоземельные и рассеянные элементы.

Анализ содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах смородинского и новогольского комплексов (табл. 3; рис. 6, *a*) позволяет сделать выводы о их принадлежности к платформенным базитам, продуктам кристаллизации базальтовых магм толейтового ряда [6].

Богатые оливинном (до 35% об.) породы ранних этапов кристаллизации, закономерно испытывают общий недостаток редких земель отно-

Таблица 3

Содержание РЗЭ (в г/т) в породах трапповой формации ВКМ

Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	$\Sigma$ TR	La/Yb	$\sigma$ Eu
1	7,20	16,20	2,22	10,00	2,59	0,88	3,25	0,53	3,45	0,76	2,20	0,30	2,06	0,33	51,97	3,50	0,96
2	5,00	11,20	1,53	7,00	1,81	0,68	2,29	0,35	2,35	0,51	1,49	0,21	1,43	0,21	36,06	3,50	1,01
3	5,60	12,60	1,71	7,80	1,99	0,71	2,53	0,41	2,69	0,59	1,67	0,24	1,57	0,24	40,35	3,57	1,12
4	7,91	18,50	2,46	11,10	2,88	1,01	3,32	0,55	3,49	0,71	2,12	0,33	2,05	0,31	56,74	3,86	1,13
5	9,71	22,65	2,99	13,33	3,41	1,06	3,95	0,63	4,07	0,84	2,49	0,40	2,43	0,36	68,32	4,00	0,79
6	13,84	32,49	4,35	19,81	5,17	1,56	6,11	1,02	6,45	1,32	3,86	0,62	3,65	0,56	100,8	3,79	0,85
7	5,20	11,60	1,56	7,00	1,80	0,68	2,27	0,36	2,37	0,52	1,47	0,21	1,42	0,22	36,68	3,66	1,07
8	5,50	12,40	1,73	7,90	2,11	0,77	2,83	0,44	3,03	0,67	1,92	0,27	1,88	0,29	41,74	2,93	1,04
9	7,46	17,38	2,32	10,36	2,60	1,02	2,97	0,50	3,17	0,65	1,90	0,31	1,82	0,28	52,74	4,10	1,09

Примечание. 1-6 – смородиновый комплекс: 1 – порфиновый микродолерит, 2 – габбро-долерит-троктолит, 3 – оливниковый габбро-долерит, перекрывающий горизонт габбро-долерит-троктолитов, 4 – оливниковый габбро-долерит, 5 – оливниносодержащий габбро-долерит, перекрывающий долерит-пегматит, 6 – габбро-долерит с гранофиоровыми жилами; 7-9 – новогольский комплекс: 7 – оливниковый габбро-долерит, подстилающий горизонт габбро-долерит-троктолитов, 8 – оливниковый габбро-долерит из прикровельной части массива, 9 – безоливниковый габбро-долерит. Анализы 1-3, 7, 8 – ICP-MS (аналитик С.А. Донник, ИГЕМ РАН, Москва), 4-6, 9 – ICP-MS (аналитик Л.С. Шумлянский, SURRC, East Kilbride, Scotland).

сительно контактовых зон (рис. 6, б). С дальнейшей кристаллизацией наблюдается увеличение фракционирования содержаний РЗЭ в сингенетическом ряду пород от 36,06 г/т в габбро-долерит-троктолитах до 68,32 г/т в оливниносодержащих габбро-долеритах. В породах прикровельной части Смородиновского массива, насыщенных гранофиоровыми жилами, сумма РЗЭ достигает 100,8 г/т (табл. 3).

Коэффициент селективного фракционирования европия ( $\sigma$ Eu) испытывает рост в процессе кристаллизационной дифференциации от 1,01 до 1,13, при  $\sigma$ Eu – 0,96 в порфириновых микродолеритах, что служит косвенным доказательством фракционирования плагиоклаза – единственной из присутствующих минеральных фаз, избирательно концентрирующих европий. В оливниносодержащих габбро-долеритах, пространственно близких к долерит-пегматитам, отмечается уменьшение  $\sigma$ Eu до 0,79, что характерно для остаточных дифференциатов континентальных толеитов [6]. La/Yb-отношение, характеризующее соотношение легких и тяжелых лантаноидов, возрастает от 3,5 до 4,0, что подчеркивает накопление легких РЗЭ по мере дифференциации расплава.

Распределение РЗЭ, нормированное к порфириновым микродолеритам (см. рис. 6, б), равномерное при закономерном накоплении лантаноидов в конечных дифференциатах. Незначительное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми объясняется их преобладанием в начальном расплаве, а не фракционированием оливина, хотя такая вероятность не исключается в случае компенсации фракционирования оливина возрастающей ролью железорудных минералов. Отмеченные европиевые максимумы в ранних дифференциатах, с европиевыми минимумами в поздних характерны для интрузивных массивов трапповой формации Сибирской платформы [6].

Анализ распределения некоторых рассеянных элементов (табл. 4) показывает пониженные, по сравнению с кларковыми значениями [8], содержания высокозарядных (Nd, Zr, Y) и крупноионных литофильных элементов (Rb, Ba, Sr) и повышенные Hf и Ta с четким отличием пород новогольского комплекса от смородиновского по петрохимическим отношениям: Zr/Nd – 12,31-14,47 к 19,17; Y/Nd – 3,35-3,85

Средние значения (в г/т) некоторых элементов в массивах трапповой формации ВКМ

Элементы	Массив*		
	Сморodinский (6)	Новогольский (3)	Козловско-Жердевский (8)
Ba	197,67/30,20**	167,33/24,09	190,00/36,48
Nd	4,33/1,97	4,67/0,58	4,25/2,05
Rb	11,00/4,86	12,33/5,77	15,75/7,74
Sr	246,33/122,23	130,33/4,93	156,88/63,28
Y	17,33/2,94	17,67/1,53	20,88/8,29
Zr	65,17/15,52	66,67/2,31	81,50/43,78
Zr/Nd	19,17/12,41	14,47/2,23	12,31/5,91
Y/Nd	5,29/3,82	3,85/0,80	3,35/1,50
Ba/Sr	0,94/0,37	1,29/0,21	1,38/0,59
Ba/Rb	19,57/4,60	14,80/3,91	13,86/4,69

\*В скобках – количество анализов.

\*\*В знаменателе – стандартное отклонение.

к 5,29; Ba/Sr – 1,29-1,38 к 0,94; Ba/Rb – 13,86-14,80 к 19,57 соответственно.

Таким образом, на основании рассмотренных выше особенностей распределения редкоземельных элементов в массивах можно сделать следующие выводы:

анализируемые породы образованы из однотипного исходного расплава толеитового типа, кристаллизующегося в закрытой системе при незначительной роли процессов ассимиляции в прикровельной части;

ведущим фактором перераспределения компонентов являлась кристаллизационная дифференциация, в которой определяющую роль играли фракционирующие оливин, пироксены и плагиоклазы.

**Модель формирования интрузивных массивов с определением места концентрации рудного вещества**

Химический состав пород изучаемых комплексов в совокупности с содержаниями элементов примесей (в том числе редких и редкоземельных элементов) указывает на первичную мантийную природу описываемых магматических систем. Развитие расплавов, формирующих массивы, условно проходит в два этапа

эволюции: а) докамерный, включающий зарождение в мантийных условиях и подъем в верхние ярусы литосферы; б) кристаллизации в магматической камере.

**Происхождение исходного расплава и его эволюция на докамерном этапе.** Моделирование условий эволюции магматического расплава на докамерном этапе базируется на определении мантийного субстрата, плавление которого привело к образованию расплава, являющегося первичным для изучаемых пород. Установленный на основе геологических данных и U-Pb-датирования факт внедрения массивов сморodinского и новогольского комплексов в заключительный период докембрийской эволюции ВКМ в явно континентальных условиях, а также анализ распределения РЗЭ в изучаемых породах (см. табл. 3, см. рис. 6, а) позволяет предположить, что мантийным источником магм являются шпинелевые лерцолиты, различного состава и степени плавления которых приводит к возникновению родоначальных расплавов различного состава.

Анализ диаграммы La/Yb-ΣРЗЭ(ТR) (рис. 7) [6], на которой область распространения РЗЭ располагается в поле базальтов и приближено к полю лерцолитов, а также результаты обобщения материалов взрывной сейсмологии, грави-

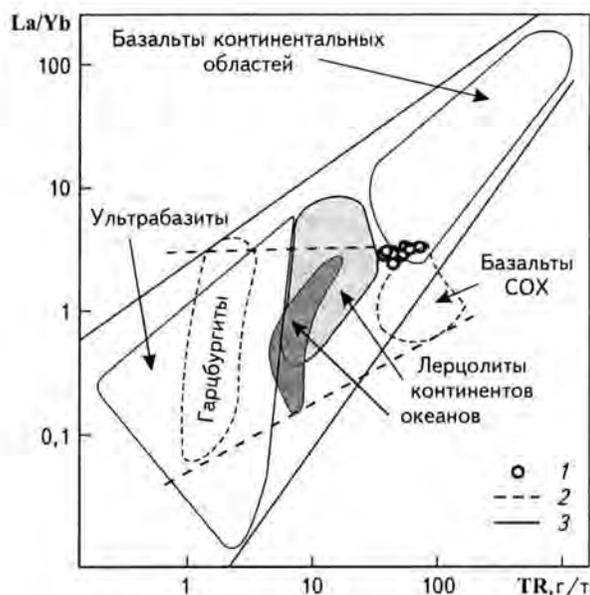


Рис. 7. Положение составов пород смородинского и новогольского комплексов на диаграмме La/Yb – PЗЭ(TR) [6]

1 – фигуративные точки составов пород смородинского и новогольского комплексов; 2 – пределы вариаций состава и содержания PЗЭ в ряду пород зоны СОХ; 3 – то же, для континентальной магмы

метрии и электромагнитных исследований [14], показывающие среднюю мощность земной коры для ВКМ 44 км, позволяют предположить, что выплавление исходной магмы, соответствующей континентальным толеитам, происходило в подкоровых мантийных очагах в зонах тектоно-магматической активизации из первичного состава шпинелевых лерцолитов с незначительной степенью плавления субстрата [1, 41].

Подъем образующейся магмы к поверхности происходит по глубинным разломам, вероятно, при выдавливании жидкого магматического расплава под влиянием избыточного гидростатического давления, обусловленного разностью плотностей расплава и окружающих твердых пород. Как показывают расчеты, избыточное гидростатическое давление магматического расплава на уровне глубин 2-10 км может составлять от 100 МПа и более, при плотности расплава 2,9 г/см<sup>3</sup> и размере вертикальной магматической колонны в 58 км [21].

Внедрение магматического расплава в конечную камеру происходит путем его нагнетания в трещины разрыва, при этом разрастание

трещины в продольном направлении осуществляется в результате “магморазрыва” [20] вмещающих пород в головной части трещины. Изменение направления внедрения магматического расплава с вертикального или крутонаклонного, по которому он поднимался с глубоких горизонтов, на субгоризонтальное в момент внедрения связано с наличием ослабленных горизонтальных поверхностей в интрузируемой толще, главными из которых являются тектонические нарушения, контакты пород с разными пределами прочности и стратиграфические несогласия. Различные условия становления массивов траптовых комплексов ВКМ являлись определяющими факторами разнообразной морфологии интрузивных тел – пластовых для смородинского и лополитоподобных для новогольского комплексов.

В рассматриваемой модели отсутствует количественная оценка степени плавления, фракционирования расплава при подъеме в магматическую камеру и доля ассимиляции пород коры, так как при настоящем уровне изученности достоверно определить подобные параметры не представляется возможным.

**Состав исходного расплава.** Для восстановления хода становления массивов необходимым условием является определение состава первичного магматического расплава на момент его внедрения в магматическую камеру, который оценивался по эндоконтактовым зонам (порфировым микродолеритам) и для Смородинского массива составляет (в % мас.): SiO<sub>2</sub> – 47,33 ± 0,68; TiO<sub>2</sub> – 1,55 ± 0,34; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 13,41 ± 0,56; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3,31 ± 1,07; FeO – 12,47 ± 1,1; MnO – 0,09 ± 0,01; MgO – 7,42 ± 0,78; CaO – 10,84 ± 0,11; Na<sub>2</sub>O – 2,20 ± 0,17; K<sub>2</sub>O – 0,50 ± 0,1; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,23 ± 0,03; H<sub>2</sub>O (п.п.п.) – 0,42 ± 0,27; S – 0,15. Обоснованность использования данного метода для определения состава первичного расплава приводится в работе [3].

**Основные параметры и условия кристаллизации пород Смородинского массива.** Для оценки условий кристаллизации пород произведено моделирование [3] в программном комплексе COMAGMAT-3.5 [39] хода фракционной кристаллизации родоначального для Смородинского массива расплава. Начальные параметры кристаллизации системы (давление, интервалы температур, фугитивность кислоро-

да, содержание флюидной фазы в расплаве и т.д.) рассчитывались с использованием многочисленных предложенных геобарометров, геотермометров и геооксометров [3]. Из ряда предполагаемых условий кристаллизации (в условиях открытой системы при контроле эволюция  $f_{O_2}$  температурными зависимостями буферных равновесий железо-вюстит ( $f_{O_2}FeO-Fe$ ), вюстит-магнетит ( $f_{O_2}WM$ ), кварц-фаялит-магнетит ( $f_{O_2}QFM$ ) и в закрытой по кислороду системе при  $(Fe^{2+}/\Sigma FeO)^L = 0,799$ ; все при давлении 100-200 МПа и  $CH_2O = 0,6-0,8\%$  мас. или давлении 300-400 МПа и  $CH_2O = 0,9-1,0\%$  мас.) наиболее достоверной является закрытая по кислороду система при давлениях 200-300 МПа, интервалах температур 1180-1115°C и  $(Fe^{2+}/\Sigma FeO)^L = 0,779$  на начальных этапах. На заключительных этапах формирования рудномагматической системы в результате частичной ассимиляции вмещающих пород, вероятно, произошло раскрытие системы на уровне долерит-пегматитов верхней приконтактной части массива и ее дальнейшая эволюция в пределах  $WM - NNO$  кислородных буферов.

**Процессы внутрикамерной дифференциации, определяющие накопление рудного вещества.** Для петрологического анализа используется изобаро-изоплетическое сечение  $Ol^{25-50}-Cpx-Pl^{60-70}-Q(+H_2O)$  (рис. 8) 7-компонентной системы  $Fe-Fa-Di-Hd-Ab-An-Q(+H_2O)$  [13, 18], выбранное на основании наблюдаемых вариаций составов породообразующих кумулюсных минералов изучаемых пород. На верхней вставке рисунка показано положение плоскостей диаграммы, используемых для анализа расположения фигуративных точек состава пород, на нижней – ликвидусные соотношения в центральной части фазовой диаграммы при железистости расплава 30-40%. Фигуративные точки почти всех оливинсодержащих пород попадают в объем оливиннормативной изоплеты, тогда как долерит-пегматиты и безоливиновые габбро-долериты тяготеют к границе между кварц- и оливиннормативными изоплетами, что свидетельствует о принадлежности исходного расплава к оливиновым толентам. Кристаллизация внедрившегося в магматическую камеру расплава на начальных этапах развития системы происходит в объеме первичной кристаллизации оливина вблизи дивариантной поверхно-

сти  $Ol-Pl-L$  (см. рис. 8). Подобные условия кристаллизации являются благоприятными для аккумуляции сульфидной фазы, что и наблюдается как в массивах смородинского и новогольского комплексов, так и в одноформационном Прутовском массиве (Украинский щит), вмещающем одноименное сульфидное месторождение.

Охлаждение расплава приводит к его кристаллизации в направлении котектической поверхности  $Pl-Cpx-L$ , а затем точки четверной эвтектики  $E_2^4 (Ol + Cpx + Cpx + Pl = L)$ . При этом происходит смена минеральных парагенезисов  $Ol (Ol + Sp) \rightarrow Ol + Pl \rightarrow Ol + Pl + Cpx \rightarrow Ol + Pl + Cpx + Cpx + Cpx (Fig)$ , характерная для ряда троктолитов, оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов, а продвижение расплава от вершины тетраэдра  $Ol$  приводит к закономерному уменьшению доли оливина в продуктах кристаллизации и увеличению роли окиснорудных минералов, кварца, биотита и апатита, характеризующих накопление летучих компонентов в поздних дифференциатах.

Наблюдающаяся магматическая расслоенность [4] объясняется моделью равновесной фракционной направленной кристаллизации в условиях застойной зоны [35], предусматривающей диффузионный характер выравнивания состава расплава перед фронтом затвердевания, когда скорость накопления компонентов легкоплавких котектик преобладает над скоростью массообмена с расплавом главного объема камеры. Это приводит к их выведению из расплава, в результате чего фронт начала кристаллизации вновь приходит в контакт с главным объемом расплава и возобновляется выделение высокотемпературных ликвидусных фаз котектической поверхности  $Ol + Pl + L$ , выражающееся в образовании горизонтов габбро-долерит-троктолитов, являющихся маркирующим горизонтом начала нового ритма. Периодическое повторение описанного процесса формирует отмеченные в изученных массивах неоднократные породные ритмы.

Учитывая сравнительно небольшую мощность габбро-долеритовых массивов и низкую вязкость базальтовой магмы, обеспечивающей незначительные конвективные движения в толще расплава, выделение самостоятельных очагов (прослов?) остаточного расплава в нижней

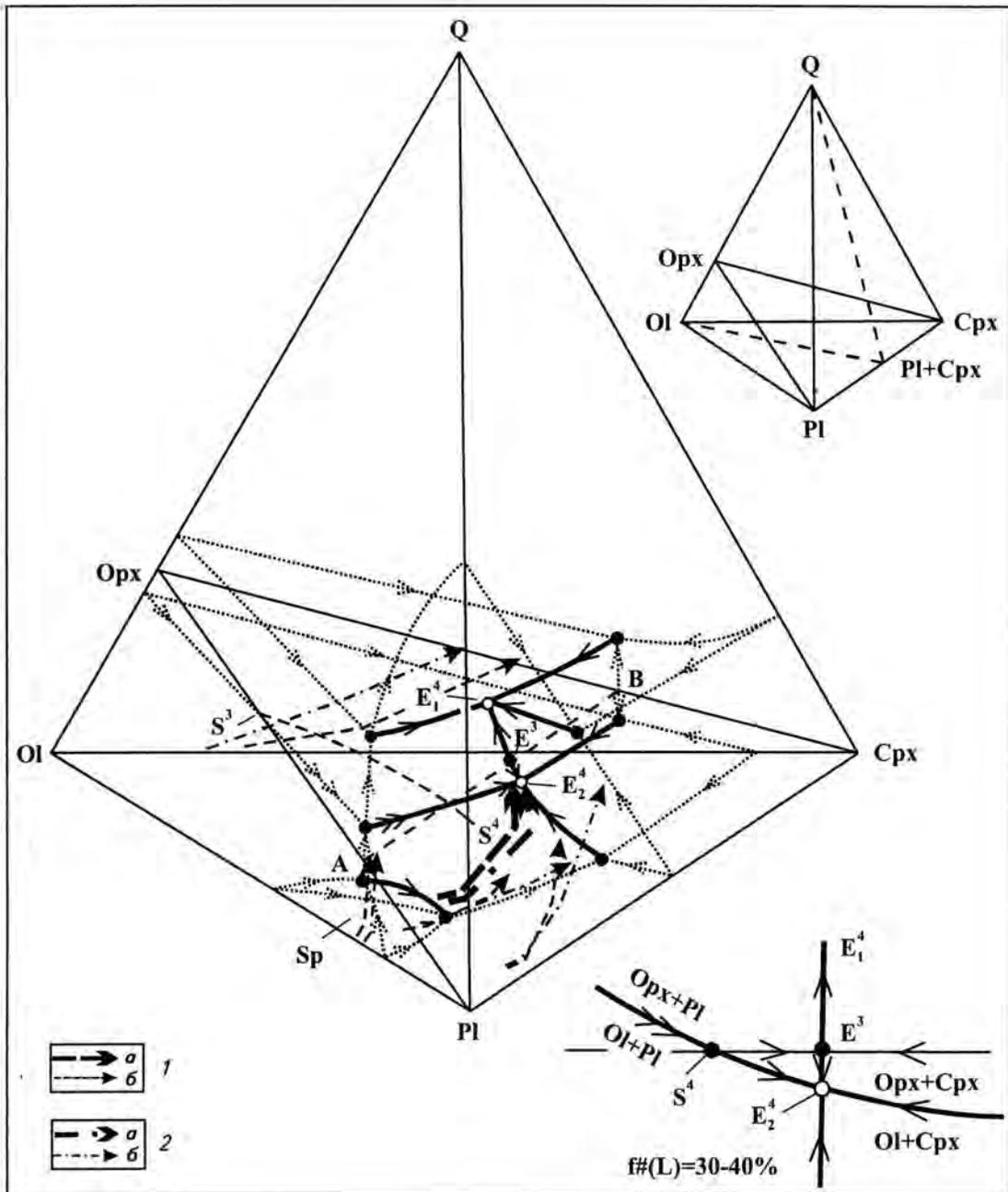


Рис. 8. Схематическая фазовая диаграмма изобарической изоплеты  $Ol^{25-20}-Crx - Pl^{60-70} - Q(+H_2O)$  при  $P_{H_2O} < 100$  МПа [13, 18]

1, 2 – тренды фракционной кристаллизации пород смординского и новогольского комплексов соответственно (*a* – внутри тетраэдра, *b* – проекции на соответствующие грани тетраэдра). Котектические и перитектические линии отмечены соответственно одной и двумя стрелками, направленными в сторону уменьшения температуры. Жирные ликвидусные линии расположены внутри тетраэдра, а тонкие на гранях тетраэдра.  $E^3$  – точка эвтектики  $Orx + Crx + Pl + L$  пограничной изоплеты  $Orx + Crx + Pl$ ;  $E_1^4$  –  $Orx + Crx + Pl + Q = L$ ;  $E_2^4$  –  $Ol + Orx + Crx + Pl = L$ ;  $E^3$  –  $Orx + Crx + Pl = L$ .  $S^3-S^4$  – линия пересечения поверхности  $Ol-Orx-L$  с плоскостью  $Orx-Crx-Pl$ . Линия А-В показывает след от пересечения поверхностей  $Ol + Pl + L$ ,  $Orx + Pl + L$  и  $Orx + Crx + L$  с плоскостью  $Orx-Crx-Pl$

части массивов происходит крайне ограничено. Вероятно, остаточный расплав относительно равномерно распределяется по зоне слабоконсолидированного оливин-плагноклаз (первой-второй генерации)-клинопироксенового кумулата, обеспечивая субдирективные "обтекающие" структуры и зоны развития интеркумуляусного кварца и плагноклаза третьей генерации, составляющих до 30-50% объема породы. При этом рудные компоненты, извлеченные из нижних и центральных частей ритма и накапливающиеся в остаточном расплаве, образуют повышенные концентрации (как окиснорудные, так и сульфидные), а насыщение породы галогенсодержащими фазами (апатит, роговая обманка), наряду с другими признаками, указывает на перспективность данных зон на обнаружение малосульфидных платинометаллических рифов.

Накапливающийся на завершающих этапах кристаллизации остаточный расплав либо образует в верхней части массивов "согласные" прослои и шпирь долерит-пегматитов, имеющие постепенные контакты с вмещающими габбро-долеритами (так как на завершающих стадиях формирования массивов главный объем расплава уже исчерпан и образование высокотемпературных ликвидусных фаз невозможно), либо проникает в образующиеся контракционные трещины с образованием зон закалки, отличающихся типичными ориентированными перпендикулярно контакту кристаллами клинопироксена и плагноклаза.

Формированию пегматитовых образований, насыщенных рудными (окисными и сульфидными) компонентами, в совокупности с широким развитием флюидных фаз, возможно, также способствовала ликвидация рудной сульфидно-окисной жидкости, приводящая к смещению эвтектики  $Ol + Pl + Crx + Orx$  в сторону кварцнормативной изоплеты. В случае образования долерит-пегматитов *in situ*, с постепенными переходами с вмещающими габбро-долеритами, породы характеризуются незначительным количеством рудных минералов и присутствием единичных зерен оливина при ведущем  $Pl-Crx-Orx$  парагенезисе, тогда как пегматиты с явным интрузивным контактом насыщены рудным веществом.

Ассимиляция более кислых вмещающих пород, характерная для Смородинского габбро-

долеритового массива, приводит к смещению тренда кристаллизации пород в кварцнормативную изоплету, что ведет к конечной кристаллизации  $Pl-Q$  парагенезиса, т.е. гранофилов. Учитывая, что ассимилируемые породы не несут в себе сколько-нибудь значительной рудной минерализации, гранофиры также содержат ее на уровне фона.

#### **Оценка потенциальной платиноносности массивов**

Проведенные исследования по распределению платиноидов в изучаемых породах позволили предположить наличие следующих формационно-генетических подгрупп рудопроявлений [2, 11, 12 и др.]: 1) сульфидных платиноидно-медно-никелевых новогольского типа; 2) платинометаллических малосульфидных в габбро-долеритах, непосредственно подстилающих горизонты габбро-долерит-троктолитов и в фации долерит-пегматитов; 3) платино-ванадийсодержащих титаномагнетитовых смородинского типа.

Каждая из выделенных подгрупп отражает избирательное концентрирование рудного вещества (в том числе и МПГ) в магматической системе в процессе кристаллизационной дифференциации с обособлением от силикатного расплава различных по составу (оксидных, сульфидных и др.) фаз, содержащих определенный комплекс металлов [27].

Повышенные концентрации МПГ первой подгруппы предполагаются в практически не вскрытых бурением нижних высокомагнетитовых дифференциатах массивов новогольского комплекса, обогащенных в 1,5-3 раза по сравнению с фоновыми содержаниями и габбро-долеритами смородинского комплекса никелем (0,025% мас.), кобальтом (0,0073) и медью (0,0123).

По данным О.Е.Юшко-Захаровой [38], величина отношения  $Mg/Pt$  в магматических породах весьма постоянна, в связи с чем можно ожидать, что расплавы, обогащенные магнием, потенциально будут более платиноносны. Несомненным является тот факт, что при прочих благоприятных факторах главным условием для образования сульфидных медно-никелевых месторождений является наличие в никеленос-

ной рудномагматической системе достаточного количества серы. Эволюция изначально насыщенных серой магматических расплавов представляет наибольшие возможности концентрирования самих сульфидов с отделением рудного вещества от силикатного расплава, что приводит к формированию различных по масштабам месторождений [26]. Среднее содержание серы в габбро-долеритах новогольского комплекса составляет 0,10% мас., при максимальных значениях в нижних дифференциатах до 1,38% мас., что значительно выше значений ее предельной растворимости в мафитовых расплавах ( $\geq 0,06\%$  [5]) и в случае повышенных концентраций на отдельных участках рудно-магматической системы никеля, меди и кобальта могут создаваться условия для формирования медно-никелевого оруденения.

Важно отметить, что рудогенерирующая способность неодинаково насыщенных серой магматических расплавов определяется не только начальной емкостью в отношении рудных компонентов, но и, в значительной мере, характером, направлением и интенсивностью процессов дифференциации. Можно полагать, что появление в нижних частях массивов более высокомагнезиальных дифференциатов и обогащение их в контакте с вмещающей рамой рядом компонентов ( $\text{CaO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , щелочи,  $\text{SiO}_2$ ), снижающих растворимость серы и обуславливающих обособление сульфидной жидкости, определяют в совокупности преимущественную концентрацию сульфидного оруденения в нижней пологозалегающей расслоенной серии полнодифференцированных интрузивов [26]. Подобная модель формирования сульфидного медно-никелевого оруденения не исключает вероятность появления “висячего” (верхнего) горизонта малосульфидного платинометалльного оруденения на участках контрастной смены пород, как это имеет место в пределах Прутовского рудопоявления (Украинский щит), расположенного в одноименном дифференцированном габбро-долеритовом массиве, с которым породная ассоциация новогольского комплекса обнаруживает ряд принципиально сходных характеристик, таких как близость геолого-структурного положения, возраста, минералого-петрогеохимических особенностей и однотипность формационной принадлежности [37].

Прутовской массив располагается в северо-западной части Украинского щита (УЩ) в пределах Красногорско-Житомирской зоны рифтогенного типа. Подобно ВКМ никеленосному трапповому магматизму УЩ (прутовский комплекс,  $1980 \pm 15$  млн лет) в этой зоне предшествовало становление ( $2100 \pm 10$  млн лет) букинско-го габбро-монзонит-диоритового и железняковского дунит-перидотит-габбро-норитового комплекса (по материалам С.А.Галий, К.В.Когут), представляющего собой вероятный структурно-вещественный эквивалент мамонского комплекса ВКМ [34].

В Прутовском массиве выделены одноименное сульфидное платиноидно-медно-никелевое и Верхнепрутовское малосульфидное платинометалльное оруденения. Сульфидное медно-никелевое приурочено к нижнему контакту пологозалегающего ( $15-35^\circ$ ) габбро-долеритового тела с вмещающими гнейсами тетерево-бугской серии. Рудоносная зона, располагаясь в лежачем экзо- и эндоконтакте, прослежена по всей площади интрузива; ее мощность колеблется от 6 до 16-23 м в северо-западной и 12-20 м в юго-восточной части массива. Мощность выделенных рудных тел – от 1,0 до 15,1 м; содержание Ni от десятых долей до 1,45% мас., Cu – от десятых долей до 2,88% мас.; Co – сотые доли процента. Среднее содержание Ni – 0,49% мас., Cu – 0,36, Co – 0,019, ЭПГ до 1-2 г/т. Малосульфидная платинометалльная рудная зона в верхнем эндоконтакте массива зафиксирована единичными скважинами и имеет мощность до 2,6 м при среднем содержании металлов (в % мас.): Ni – 0,35, Cu – 0,17, Co – 0,018, ЭПГ – до 5 г/т (по материалам Е.А.Кулиша и др., 1998; [12]).

Во всех случаях оруденение представлено рассеянной интерстиционной вкрапленностью, гнездообразными крупно-агрегатными (до 1,5-3 см) обособлениями, тонкими (до 2 см) прожилками и небольшими участками сложных руд. Распределение морфологических типов руд по разрезу в целом неравномерное с значительным обособлением крупноагрегатных скоплений в экзо-, эндоконтактных зонах. Минералогический состав определяется, по существу, тремя минералами – пирротином (моноклинный, гексагональный и троилит), халькопиритом и пентландитом; среди второстепенных отмечаются пирит, макинавит, кубанит, ви-

оларит, титаномagnetит, ильменит, иногда галенит и графит. Этот комплекс минералов, в известной мере характерный и для сульфидной минерализации габбро-долеритовых интрузий новогольского комплекса, образует три ведущих минеральных парагенезиса: а) халькопирит-пентландит-пирротиновый, присущий краевым частям рудных тел; б) пентландит-кубанит-халькопирит-пирротиновый, слагающий центральные части и в) пирит-виоларит-макиновитовый, развитый в зонах метаморфических преобразований.

Прогнозируемые в траптовых интрузивах ВКМ платинометалльные малосульфидные проявления второй подгруппы концентрируются в габбро-долеритах, непосредственно подстилающих горизонты габбро-долерит-троктолитов, и в долерит-пегматитах, являющихся продуктами кристаллизации интеркумулусной ассоциации минералов.

Данная закономерность отмечается и для дифференцированных массивов траптовой формации Сибирской платформы [11], из которых наиболее близкими аналогами массивов ВКМ являются интрузии курейского и моронговского типов [10, 11].

Прогнозируемое накопление платиноидов в горизонтах габбро-долеритов, подстилающих габбро-долерит-троктолиты, петрологически объясняется тем, что именно эти зоны, являющиеся конечными дифференциатами кристаллизующегося ритма, формируются из погребенного расплава, перекрытого слоем кумулятивных габбро-долерит-троктолитов. По этой причине габбро-долериты верхней части ритма и долерит-пегматиты являются специфическими породами, обогащенными интеркумулусными компонентами легкоплавких котектик и могут нести в себе малосульфидную платинометалльную минерализацию.

В процессе равновесной фракционной кристаллизации, направленной от границ магматической камеры к центру формирующегося массива, компоненты легкоплавких котектик, постепенно перемещаясь вверх по мере развития твердой кристаллической фазы, накапливаются перед фронтом затвердевания. Формирующийся фронт затвердевания представляет собой смесь кумулятивных "гранул", сложенных растущими кристаллами оливина, плагиоклаза пер-

вой-второй генерации и пироксенов, с облегающим их более кислым интеркумулусным расплавом, служащим "материнской средой" для плагиоклаза поздней (третьей) генерации кварца, биотита и рудного вещества. Образующийся под влиянием взаимодействия фронта затвердевания с главным объемом расплава горизонт габбро-долерит-троктолитов, сложенных высокотемпературными ликвидусными фазами, сравнительно богатыми магнием, является препятствием, ограничивающим конвективное смешение интеркумулусного расплава с главным объемом магмы. Учитывая неконсолидированное состояние располагающейся под троктолитами породы, интеркумулусный расплав не образует самостоятельных горизонтов или шлиров, а равномерно распределяется в свободном пространстве, формируя интеркумулусные агрегаты поздних минералов (кварца, биотита, плагиоклаза третьей генерации и т.д.). При этом рудные компоненты, извлеченные из нижних и центральных частей ритма и концентрирующиеся в остаточном расплаве, также равномерно распределяются в приповерхностном слое верхней части ритма, образуя предполагаемые малосульфидные горизонты.

Аналогичный процесс происходит и при формировании горизонтов и шлиров долерит-пегматитов, с той разницей, что на завершающих стадиях формирования габбро-долеритовых массивов главный объем расплава уже исчерпан и образование высокотемпературных ликвидусных фаз невозможно. А интенсивная ликвация сульфидно-окисной жидкости, приводящая к смещению эвтектики  $Ol + Pl + Crx + Orx$  в сторону кварцнормативной изоплеты, в совокупности с широким развитием флюидных фаз способствует формированию пегматитовых образований, насыщенных рудными компонентами.

Кроме того, известно, что одной из особенностей платинометалльных рудопроявлений рифового типа в базитовых массивах является пониженное относительно других сульфидов содержание пирротина в рудопродуктивных толщах (рифках) [15, 36]. Учитывая средний состав (в %) сульфидов (пирротин: S – 38, Fe – 62; пентландит: S – 35, Ni – 35, Fe – 30; халькопирит: S – 35, Cu – 35, Fe – 30 [17]), предлагается методика выявления подобных платинометалльных рифов, в основе которой стоит задача

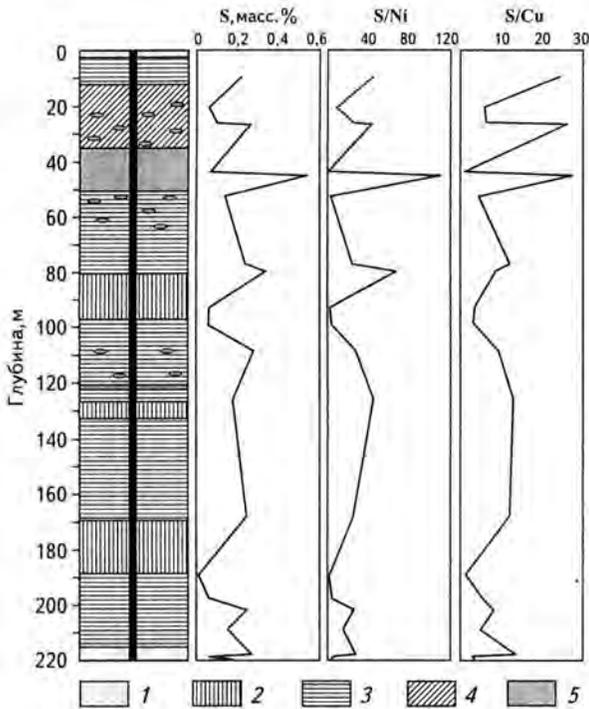


Рис. 9. Распределение содержаний серы и отношений S/Ni и S/Cu в модельном разрезе Смородинского троктолит-габбро-долеритового массива  
Условные обозначения см. на рис. 2

нахождения участков с пониженной долей пирротина относительно халькопирита и пентландита, что выражается в резком уменьшении значений S/Ni и S/Cu. Таким образом, наибольшая вероятность повышенных значений МПГ будет в пробах, характеризующихся минимальными отношениями серы к никелю и меди. Проведенный анализ распределения указанных отношений в разрезе Смородинского массива (рис. 9) показал понижение их значений в двух случаях: а) в верхних частях слоев габбро-долеритов, непосредственно подстилающих горизонты габбро-долерит-троктолитов, б) в горизонтах долерит-пегматитов, что согласуется со сделанными выше выводами о месте оруденения в магматической системе. Минераграфические исследования подтверждают пониженные содержания пирротина в этих зонах.

Третья подгруппа приурочена к ванадийсодержащим титаномагнетитовым рудопрооявлениям в пегматоидных горизонтах дифференцированных массивов смородинского комплекса. Поисковыми критериями для нее являются:

а) присутствие широкого комплекса водо- и флюидонасыщенных минералов (биотит, хлорит, амфиболы и др.), которые являются показателями значительной проработки пород данной зоны магматическими и постмагматическими флюидами, несущими, предположительно, хлоридные комплексные соединения платиноидов, извлеченных из центральных разогретых зон массивов; б) специфическая апатит-сульфидно-ильменит-магнетитовая минерализация (до 25% объема породы), предопределяющая возможность экстракции благородных металлов из силикатной матрицы и их концентрирование в железосодержащем расплаве в форме интерметаллических соединений, с дальнейшей кристаллизацией, либо в зонах с наличием фазы самородного железа (граничащих с обогащенными титаномагнетитом горизонтами), либо (при наличии во флюидной фазе паров серы и двуокиси серы) в формирующихся сульфидно-ферритных рифах [7], поиск которых является первоочередной задачей дальнейших исследований.

Аналогом рудопроявления данной подгруппы являются платинометалльные месторождения, связанные с ванадий-титан-железными рудами Пудожгорской, Койкарско-Святнаволоксской и Ропручейской пластовых габбро-долеритовых интрузий карельского ятулийско-людовикского (заонежского) вулканогенно-осадочного комплекса [24]. Повышенные концентрации МПГ (1,97 г/т для Пудожгорской и 1,48 г/т для Святнаволоксской интрузий), ассоциирующие с убогой сульфидной вкрапленностью (0,1-1%), приурочены к рудному титаномагнетитовому горизонту, в котором они накапливаются в верхних и в нижних частях. Благороднометалльное оруденение данного формационного типа классифицируется как малосульфидное комплексное в связи с окисными Fe-Ti-V-вкрапленными рудами ликвационного магматического генезиса [24].

Установленные единичными анализами содержания платиноидов и золота в породах смородинского и новогольского комплексов (табл. 5) крайне неоднородны и подвержены значительным колебаниям (от фоновых до превышающих их в десятки и сотни раз), что свидетельствует о наличии платинометалльных горизонтов. Малый объем аналитических данных не позволяет качественно интерпретировать

Распределение (в г/т) МПГ и Au в породах смородинского и новогольского комплексов

Номер анализа	Порода	Pt	Pd	Pt+Pd	Pd/Pt	Au
1	2	3	4	5	6	7
Смородинский комплекс						
1	Оливиновый долерит, верхний контакт	0,03	0,07	0,10	2,33	0,06
2	Долерит-пегматит, согласозалегающий	<0,02	<0,02			<0,02
3	Безоливиновый габбро-долерит, подстилающий пегматиты	0,04	0,07	0,11	1,75	0,05
4	Долерит-пегматит, согласозалегающий	0,03	0,09	0,12	3	Не опр.
5	Долерит-пегматит, согласозалегающий	<0,02	<0,02			<0,02
6	Верхняя часть горизонта габбро-долерит-троктолита	0,06	0,05	0,11	0,83	0,03
7	Маломощный прослой оливиновых габбро-долеритов среди горизонтов габбро-долерит-троктолитов	0,04	0,06	0,10	1,5	0,16
8	Оливиновый габбро-долерит, непосредственно подстилающий горизонт габбро-долерит-троктолитов	0,16	0,2	0,36	1,25	0,05
9	Оливиновый габбро-долерит, перекрывающий горизонт габбро-долерит-троктолита	<0,02	0,06	0,06		0,04
10	Прослой секущего габбро-долерит-пегматита в оливиновом габбро-долерите	0,04	0,06	0,10	1,5	0,01
11	Оливиновый габбро-долерит со шширами долерит-пегматитов	0,006	0,009	0,015	1,5	0,001
12	Маломощный шшир габбро-долерит-пегматита в оливиновых габбро-долеритах	<0,01	0,01			Не опр.
13	Маломощный шшир габбро-долерит-пегматита в оливиновых габбро-долеритах	<0,01	0,01			Не опр.
14	Нижняя часть горизонта габбро-долерит-троктолита	0,04	0,11	0,15	2,75	0,07
15	Прослой секущего габбро-долерит-пегматита в оливиновом габбро-долерите	0,06	0,07	0,13	1,16	0,04
16	Оливиновый габбро-долерит, перекрывающий горизонт габбро-долерит-троктолита	0,06	0,06	0,12	1	Не опр.
17	Оливиновый габбро-долерит, перекрывающий горизонт габбро-долерит-троктолита	0,05	0,06	0,11	1,2	0,04
По исследованиям, проведенным ранее [27]						
18	Троктолитовый габбро-долерит (среднее по 2-м анализам)	1,255	0,008	1,263	0,006	Не опр.
19	Оливиновый габбро-долерит (среднее по 4-м анализам)	0,011	0,007	0,018	0,63	Не опр.
20	Контактный долерит	0,006	0,009	0,015	0,66	Не опр.

1	2	3	4	5	6	7
Новогольский комплекс, Новогольский массив						
21	Долерит-пегматит	0,02	0,02	0,04	1	0,04
22	Оливиновый габбро-долерит	<0,02	0,03			0,38
23	Оливиновый габбро-долерит	<0,03	<0,02			<0,02
Новогольский комплекс, Козловско-Жердевский массив						
24	Оливиновый габбро-долерит	0,03	0,13	0,16	4,33	Не опр.
25	Оливинсодержащий габбро-долерит	0,03	0,04	0,07	1,33	0,07
26	Оливиновый габбро-долерит	0,05	0,06	0,11	1,20	0,06
27	Оливиновый габбро-долерит	<0,02	0,07			0,05

*Примечание.* Расположение анализов в таблице соответствует положению породы в разрезе массивов. Анализы выполнены: 1,3,4,6-10,12-17,21-27 – количественным спектро-химическим методом, аналитик Белоусов Г.Е., ИГЕМ РАН, Москва; 2,5,11 – пробирно-атомно-абсорбционным методом, аналитик Ушинская Л.А., АО “Механобр-аналит”, С.-Петербург; 18-20 – абсорбционным методом, ИМГРЭ АН СССР.

особенности распределения платиноидов в разрезе интрузий, но имеющаяся информация показывает (см. табл. 5, рис. 10) закономерное увеличение содержания палладия относительно

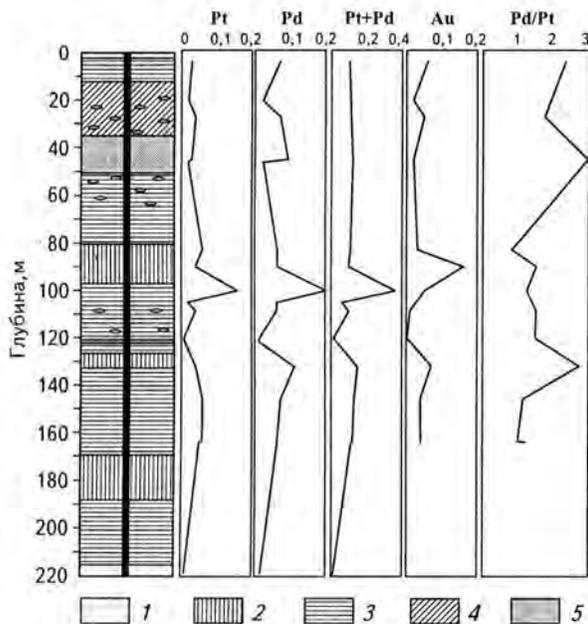


Рис. 10. Распределение благородных металлов в модельном разрезе Смородинского троктолит-габбро-долеритового массива

Условные обозначения см. на рис. 2

платины к конечным дифференциатам в ряду оливиновый габбродолерит → долерит-пегматит, что является характерной чертой фракционирования платиноидов в основных-ультраосновных породах [9], когда платина относительно палладия концентрируется в магнезиальных участках. Высокое отношение палладия к платине (2,75) отмечается в Смородинском троктолит-габбро-долеритовом массиве на модельном горизонте 133 м, приуроченном к зоне насыщения интеркумулусным веществом под слоем габбро-долерит-троктолитов, являющейся кровельной частью ритма расслоенной серии. Аналогичная ситуация наблюдается и в горизонте долерит-пегматитов (Pd/Pt – 3). Наиболее высокие концентрации платиноидов (Pt+Pd = 0,36-1,26 г/т) наблюдаются в оливиновых габбро-долеритах, подстилающих горизонты габбро-долерит-троктолитов, и в нижней части слоя габбро-долерит-троктолитов, что подтверждает выше сделанные выводы о наличии и месте малосульфидных платинометалльных горизонтов (табл. 6, рис. 10).

Показанные перспективы платиноносности служат предпосылкой к дальнейшему изучению платиноносности троктолит-габбро-долеритовых массивов смородинского и новогольского комплексов.

1	2	3	4	5	6	7
Новогольский комплекс, Новогольский массив						
21	Долерит-пегматит	0,02	0,02	0,04	1	0,04
22	Оливиновый габбро-долерит	<0,02	0,03			0,38
23	Оливиновый габбро-долерит	<0,03	<0,02			<0,02
Новогольский комплекс, Козловско-Жердевский массив						
24	Оливиновый габбро-долерит	0,03	0,13	0,16	4,33	Не опр.
25	Оливинсодержащий габбро-долерит	0,03	0,04	0,07	1,33	0,07
26	Оливиновый габбро-долерит	0,05	0,06	0,11	1,20	0,06
27	Оливиновый габбро-долерит	<0,02	0,07			0,05

*Примечание.* Расположение анализов в таблице соответствует положению породы в разрезе массивов. Анализы выполнены: 1,3,4,6-10,12-17,21-27 – количественным спектро-химическим методом, аналитик Белоусов Г.Е., ИГЕМ РАН, Москва; 2,5,11 – пробирно-атомно-абсорбционным методом, аналитик Ушинская Л.А., АО “Механобр-аналит”, С.-Петербург; 18-20 – абсорбционным методом, ИМГРЭ АН СССР.

особенности распределения платиноидов в разрезе интрузий, но имеющаяся информация показывает (см. табл. 5, рис. 10) закономерное увеличение содержания палладия относительно

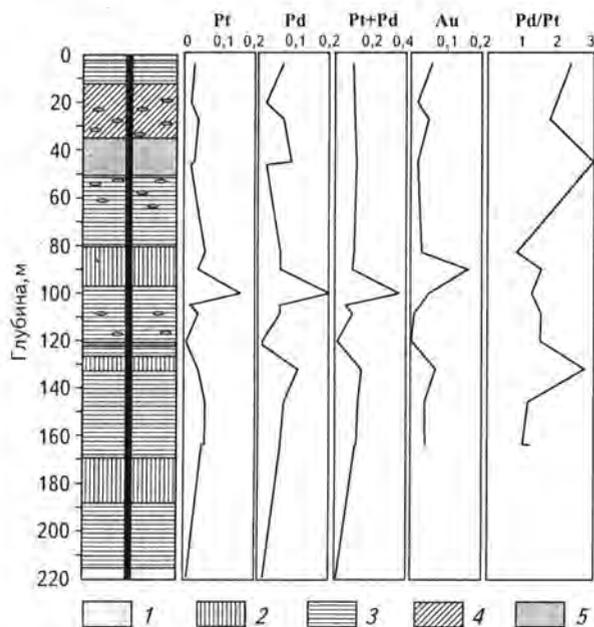


Рис. 10. Распределение благородных металлов в модельном разрезе Смородинского троктолит-габбро-долеритового массива

Условные обозначения см. на рис. 2

платины к конечным дифференциатам в ряду оливиновый габбродолерит → долерит-пегматит, что является характерной чертой фракционирования платиноидов в основных-ультраосновных породах [9], когда платина относительно палладия концентрируется в магнезиальных участках. Высокое отношение палладия к платине (2,75) отмечается в Смородинском троктолит-габбро-долеритовом массиве на модельном горизонте 133 м, приуроченном к зоне насыщения интеркумулусным веществом под слоем габбро-долерит-троктолитов, являющейся кровельной частью ритма расслоенной серии. Аналогичная ситуация наблюдается и в горизонте долерит-пегматитов (Pd/Pt – 3). Наиболее высокие концентрации платиноидов (Pt+Pd = 0,36-1,26 г/т) наблюдаются в оливиновых габбро-долеритах, подстилающих горизонты габбро-долерит-троктолитов, и в нижней части слоя габбро-долерит-троктолитов, что подтверждает выше сделанные выводы о наличии и месте малосульфидных платинометалльных горизонтов (табл. 6, рис. 10).

Показанные перспективы платиноносности служат предпосылкой к дальнейшему изучению платиноносности троктолит-габбро-долеритовых массивов смородинского и новогольского комплексов.

**Содержание МПГ и Au в проявлениях различных подгрупп платинометалльного оруденения и рудовмещающих пород**

Подгруппы платинометалльного оруденения и рудовмещающие породы	Содержание (г/т)			
	Pt	Pd	Pt+Pd	Au
Фоновые содержания в породах расслоенной серии (n = 11)	<u>0,01-0,06</u> 0,030	<u>0,01-0,07</u> 0,046	<u>0,01-0,12</u> 0,083	<u>0,001-0,07</u> 0,041
Малосульфидные горизонты второй подгруппы (n = 5)	<u>0,02-0,16</u> 0,058	<u>0,03-0,2</u> 0,106	<u>0,05-0,36</u> 0,164	<u>0,05-0,38</u> 0,165
Фоновые содержания в безрудных пегматитах (n = 5)	<u>0,005-0,02</u> 0,010	<u>0,005-0,02</u> 0,010	<u>0,01-0,04</u> 0,020	<u>0,005-0,04</u> 0,014
Рудные долерит-пегматиты (n = 3)	<u>0,03-0,06</u> 0,043	<u>0,06-0,09</u> 0,073	<u>0,10-0,13</u> 0,116	<u>0,01-0,04</u> 0,025

*Примечание.* В числителе – интервал содержаний благородных металлов, в знаменателе – среднее содержание, n – количество анализов.

### **Заклучение**

Интерес к интрузивным массивам докембрийской трапповой формации ВКМ, объединенным в смородинский и новогольский комплексы, обусловлен их значительными размерами, высокой степенью дифференцированности, а также перспективами нахождения в их пределах разнотипного платинометалльного оруденения (табл. 7).

Региональная и, возможно, возрастная специфика становления тел выражается в различной морфологии интрузивных образований (пластовые силлоподобные массивы для смородинского и кольцевые лополитоподобные массивы для новогольского комплекса), в составе порообразующих минералов (сравнительное обогащение оливинов новогольского комплекса марганцем и никелем), химическом составе (обогащение пород смородинского комплекса титаном и фосфором и обеднение марганцем и магнием) и других параметрах, приведенных в табл. 7.

Анализ исследуемых комплексов путем парного сравнения средних значений главных порообразующих оксидов с использованием критерия Стьюдента и дисперсий с использованием критерия Фишера показал, что по большинству элементов выборки, характеризующие сравниваемые комплексы, взяты из различных по средним значениям и дисперсиям совокуп-

ностей, а, следовательно, породы этих комплексов имеют значимые различия.

Анализ распределения редкоземельных и редких элементов в породах исследуемых комплексов позволяет установить их родственную мантийную и эволюционную природу и принадлежность к платформенным базитам, а также сделать вывод об их образовании из однотипного первичного расплава с незначительной ролью процессов ассимиляции на докамерном и камерном этапах с ведущей ролью кристаллизационной дифференции в становлении массивов при преобладающем фракционировании оливина, плагиоклазов и пироксенов.

Модель становления массивов предполагает несколько этапов развития эволюционирующей системы: а) частичное плавление мантийного источника, предположительно слабодеплетированного шпинелевого лерцолита; б) крайне незначительная (первые %) ассимиляция пород корового субстрата в процессе подъема магматической колонны в верхние слои литосферы; в) образование разломов, заполнение которых базитовым расплавом привело к становлению интрузивных массивов трапповой формации. Моделирование процессов фракционной кристаллизации на основе определенного состава первичного расплава с использованием различных геобарометров и геотермометров показало, что наиболее вероятными условиями становления массивов являются давления

Характеристика массивов смородинского и новогольского комплексов

Параметры сравнения	Смородинский комплекс	Новогольский комплекс
Место расположения	Мегаблок КМА	Хоперский мегаблок
U-Pb возраст	2060 ± 10 млн лет	1805 ± 14 млн лет
Морфология и размер массивов	Субгоризонтальные силлоподобные пластовые массивы до 90 – 100 км <sup>2</sup>	Лополитоподобные кольцевые массивы до 400 – 900 км <sup>2</sup>
Сингенетический породный ряд	Порфиновый микродолерит → оливинový долерит → габбро-долерит-троктолит → оливинový габбро-долерит → оливинсодержащий габбро-долерит → безоливинový кварцевый и кварцсодержащий габбро-долерит → долерит-пегматит → гранофир	Порфиновый микродолерит → оливинový долерит → габбро-долерит-троктолит → оливинový габбро-долерит → оливинсодержащий габбро-долерит → безоливинový кварцевый и кварцсодержащий габбро-долерит → долерит-пегматит
Средний модалный состав оливинového габбро-долерита, % об.	Ol – 11,30 Pl – 52,86 Срх – 11,04 Орх – 19,81 Q – 0,74 Vt – 1,29 Рудные – 2,07	Ol – 13,78 Pl – 53,97 Срх – 11,76 Орх – 16,38 Q – 0,54 Vt – 1,00 Рудные – 1,85
Петрохимический состав, % мас.	TiO <sub>2</sub> – 1,32 MgO – 7,10 MnO – 0,14 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> – 0,17	TiO <sub>2</sub> – 1,17 MgO – 7,41 MnO – 0,18 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> – 0,13
Геохимический состав, % мас.	Zr/Nd – 19,71 Y/Nd – 5,29 Ba/Sr – 0,94 Ba/Rb – 19,57	Zr/Nd – 12,31-14,47 Y/Nd – 3,35-3,85 Ba/Sr – 1,29-1,38 Ba/Rb – 13,86-14,80
Минерагеническая характеристика платинометалльного оруденения	1. Платинометалльные малосульфидные проявления в габбро-долеритах, непосредственно подстилающих горизонты габбро-долерит-троктолитов и в фации долерит-пегматитов 2. Платино-ванадийсодержащие титаномагнетитовые рудопроявления смородинского типа в пегматоидных горизонтах дифференцированных массивов	1. Сульфидные платиноидно-медно-никелевые проявления новогольского типа, приуроченные к предполагаемым не вскрытым бурением нижним высокомагнезиальным горизонтам расслоенной серии 2. Платинометалльные малосульфидные проявления в габбро-долеритах, непосредственно подстилающих горизонты габбро-долерит-троктолитов, и в долерит-пегматитах

200-300 МПа (что обеспечивает глубины их становления около 6-8 км) и интервалы температур 1115-1180°C. Предположительно начальные уровни кристаллизации проходили в закрытой по кислороду системе при  $(Fe^{2+}/\Sigma FeO)^L = 0,779$  с последующим ее раскрытием на уровне доле-

рит-пегматитов верхней приконтактной части массива в результате частичной ассимиляции вмещающих пород и дальнейшей эволюцией в пределах WM-NNO кислородных буферов. Формирование сингенетического породного ряда массивов смородинского и новогольского

комплексов обусловлено равновесной фракционной кристаллизацией, контролируемой преимущественно  $OI + P1 = L$  и  $OI + P1 + Crx = L$  тектоническими поверхностями.

Проведенные исследования по распределению платиноидов в изучаемых породах позволили предположить и обосновать наличие трех формационно-генетических подтипов платинометаллических рудопоявлений: 1) сульфидных платиноидно-медно-никелевых проявлений новогольского типа, приуроченных к нижним выскомагнезиальным горизонтам; 2) платинометаллических малосульфидных проявлений в габбро-долеритах, непосредственно подстилающих горизонты габбро-долерит-троктолитов и в фации долерит-пегматитов, генетически являющихся как непосредственно конечными дифференциатами габбро-долеритовых массивов, так и образующихся при контаминации вмещающих пород; 3) платино-ванадийсодержащих титаномагнетитовых рудопоявлений смородинского типа в пегматоидных горизонтах дифференцированных массивов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонов Л.В. Коэффициенты распределения РЗЭ и модельные расчеты парциального плавления и фракционной кристаллизации / Л.В.Агафонов, Ю.А.Еркушов // Редкоземельные элементы в магматических горных породах. Сб. науч. трудов АН СССР, Сиб. отделение, Ин-т геологии и геофизики. – Новосибирск, 1988.

2. Альбеков А.Ю. К вопросу о платиноносности интрузий трапповой формации докембрийского фундамента Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) // XXI столетие – проблемы и перспективы освоения месторождений полезных ископаемых: Сб. научных трудов НГА Украины, № 3, Т. 2., Геология полезных ископаемых и технология разведки. – Днепрпетровск: РИК ГА Украины, 1998.

3. Альбеков А.Ю. Контактные зоны Смородинского плутона – как источник информации о составе интрузий трапповой формации докембрийского фундамента ВКМ // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. геол. – 1999. – № 8.

4. Альбеков А.Ю. Геолого-петрологическая модель распределения рудообразующих компонентов в дифференцированных интрузиях трапповой формации ВКМ // Проблемы геодинамики и минералогии Восточно-Европейской платформы. Материалы Междунар. конф. Воронежский госуниверситет. Воронеж, 2002.

5. Альмухамедов А.И. Геохимия серы в процессах эволюции основных магм / А.И.Альмухамедов, А.Я.Медведев. – М., 1982.

6. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976.

7. Богнибов В.И. Элементы платиновой группы в титаноносных ультрабазит-базитовых ассоциациях и механизм их концентрирования / В.И.Богнибов, А.Л.Павлов // Геология и геофизика. Т. 36. – 1995.

8. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 7.

9. Дистлер В.В. Распределение и некоторые особенности поведения элементов платиновой группы при формировании базит-гипербазитовых интрузий // Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа. – Новосибирск.

10. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона (север Центральной Сибири). – СПб.: Наука, 2002.

11. Додин Д.А. Платинометаллические месторождения России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, Б.А.Яцкевич. – СПб.: Наука, 2000.

12. Додин Д.А. Металлогения платиноидов крупных регионов России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, О.И.Черединова. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 2001.

13. Дубровский М.И. Тренды дифференциации оливиннормативных магм нормальной щелочности и соответствующие им породные серии. – Апатиты, 1998.

14. Дубянский А.И. Региональная геофизическая модель земной коры Воронежского кристаллического массива (ВКМ) / А.И.Дубянский, Л.И.Надежка, В.Н.Груздев // Современные проблемы геологии. Материалы юбилейной научной сессии геологического факультета ВГУ. – Воронеж, 1998.

15. Заскинд Е.С. Критерии поисковой оценки расслоенных массивов гипербазит-габбро-норитового состава на МПГ-оруденение / Е.С.Заскинд, О.М.Конкина, В.И.Кочнев-Первухов // Платина России. – М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1994.

16. Крестин Е.М. Докембрий КМА и основные закономерности его развития // Изв. вузов. Геол. и разведка. – 1980. – № 3.

17. Лазаренко Е.К. Курс минералогии. – М., 1971.

18. Латышов Р.М. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр / Р.М.Латышов, С.Ю.Чистякова // Апатиты: КНЦ РАН, 2000.

19. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования / Отв. ред. Н.М.Михайлов. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1995.

20. Пэк А.А. Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1968. – № 7.

21. Робертс Дж. Внедрение магмы в хрупкие породы // Механизм интрузий магмы. – М., 1972.
22. Савко К.А. Петрохимия габбро-долеритов восточной части Воронежского кристаллического массива / К.А.Савко, В.Л.Бочаров // Изв. вузов. Геол. и разведка. – 1988. – № 7.
23. Тарков А.П. Расслоенность литосферы Воронежского кристаллического массива по геофизическим, геологическим и петрофизическим данным / А.П.Тарков, Н.С.Афанасьев, А.И.Дубянский // Материалы 27-го МКГ. – М., 1984. – Т. 3.
24. Трофимов Н.Н. Платиноидно- и золотосодержащие ванадий-титаномагнетитовые месторождения в дифференцированных габбро-долеритовых интрузиях Карелии / Н.Н.Трофимов, А.И.Голубев, Н.Б.Филиппов // Платина России, Т. III. Кн.2. – М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1999.
25. Чернышов Н.М. Докембрийские базит-гипербазитовые комплексы Воронежского кристаллического массива и их минералогия // Матер. IV Всесоюзного петрографического совещания. – Баку, 1969.
26. Чернышов Н.М. Сульфидно-никелевые рудно-магматические системы (типизация и эволюция) // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1990. – № 11.
27. Чернышов Н.М. Формационно-генетические типы платинометалльных проявлений ВКМ // Платина России. – М.: АОЗТ "Геоинформмарк", 1994.
28. Чернышов Н.М. Металлогения раннего докембрия Воронежского кристаллического массива // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. геол. – 1996. – № 1.
29. Чернышов Н.М. Новые данные о возрасте габбро-долеритовых интрузивов трапповой формации Хоперского мегаблока ВКМ (Центральная Россия) / Н.М.Чернышов, Т.Б.Баянова, А.Ю.Альбеков, Н.В.Левкович // Докл. РАН. – 2001. – Т.380. – № 5.
30. Чернышов Н.М. Магматические формации и рудоносность раннего докембрия ВКМ / Н.М.Чернышов, В.Л.Бочаров, С.П.Молотков и др. // Петрология и металлогения магматических и метаморфических образований КМА и смежных регионов. – Воронеж, 1983.
31. Чернышов Н.М. Тектоника Воронежского кристаллического массива (по геолого-геофизическим данным) / Н.М.Чернышов, В.И.Лосицкий, С.П.Молотков и др. // Докембрий Северной Евразии. Междунар. совещание. – СПб, 1997.
32. Чернышов Н.М. Модель геодинамического развития ВКМ / Н.М.Чернышов, В.М.Ненахов, И.П.Лебедев, Ю.Н.Стрик // Геотектоника. – 1997. – № 3.
33. Чернышов Н.М. Траппы Курской магнитной аномалии / Н.М.Чернышов, В.С.Чесноков. – Воронеж: ВГУ, 1983.
34. Чернышов Н.М. Особенности изотопного возраста разнотипных ультрамафит-мафитовых формаций унаследованных структур докембрия (на примере ВКМ и УЩ) / Н.М.Чернышов, В.М.Веркогляд // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Тез. докл. Всесоюзного совещания. – Киев, 1990.
35. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. – Л.: Наука, 1980.
36. Шарков Е.В. Платиноносные микрогабброиды расслоенного интрузива Луккулайсваара (Северная Карелия) / Е.В.Шарков, Е.Е.Лазько, В.В.Ляхович // Платина России. – М.: АОЗТ "Геоинформмарк", 1994.
37. Щербак Н.П. Уран-свинцовый возраст сингенетического циркона древнейших траппов юга Восточно-Европейской платформы / Н.П.Щербак, Н.М.Чернышов, А.Н.Пономаренко // Докл. АН УССР. Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. – 1990. – № 8.
38. Юшко-Захарова О.Е. Минералы благородных металлов / О.Е.Юшко-Захарова, В.В.Иванов, Л.Н.Соболева и др. // Справочник. – М.: Недра. – 1986.
39. Ariskin A.A. COMAGMAT: A Fortran program to model magma differentiation processes / A.A.Ariskin, M.Ya.Frenkel et al. // Comput. and Geosci. – 1993. – Vol. 19.
40. Irvine T.N. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks / T.N.Irvine, W.R.Bargar. Canad. Journ. Earth. Sci. – 1971. – № 5.
41. Wilson M. Igneous Petrogenesis. – London: Unwin Hyman. – 1989.
42. William V. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements / V.William, J.Boyton // Meteorite studies. Rare Earth Element geochemistry. – Amsterdam, 1984.

УДК 553.491:553.062

**В.В.Кнауф**

## **ТЕХНОЛОГИЯ ВЫСОКОЧУВСТВИТЕЛЬНЫХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ И ПОИСКАХ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫХ РУД: ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ**

В отличие от геохимических методов с надежной метрологической основой и хорошо апробированными инструментальными методами измерения концентраций химических элементов, минералогические исследования, как правило, опираются лишь на эмпирический опыт и не могут рассматриваться в качестве инструмента "измерения" и оценки полноты полученной информации, хотя ценность этих данных для понимания процессов формирования благороднометалльной минерализации и установления прямых поисковых признаков оруденения, а также для исследования технологических свойств руд значительно выше простых химических данных о содержании МПГ.

Противопоставить эвристическому минералогическому подходу измерительный для выявления и изучения благороднометалльного оруденения станет возможным, если процесс организации минералогической информации будет иметь метрологическую основу и осуществляться по технологиям, обеспечивающим оценку полноты данных. В контексте измерительной минералогии понятие "технология работ" приобретает совершенно однозначное понимание: в технологической цепочке все звенья и их последовательность должны быть выбраны именно для решения конкретного типа задач с учетом метрологических характеристик каждого звена, а сама технология должна обеспечить достаточную минералогическую чувствительность и оценку полноты данных о минералах благородных металлов.

В измерительной минералогии существуют собственные понятия и терминология, напри-

мер, минералогическая чувствительность, фазовый эквивалент концентрации элемента, коэффициент извлечения и т.д. Существуют и принципиальные различия в результатах минералогических работ: после обработки проб по эвристическому варианту отсутствует возможность указать, какая доля информации извлечена и может быть использована при последующей интерпретации, а какая была потеряна в ходе выполнения работ (потери неизбежны, как и погрешности любого измерения), и для многих задач именно неопределенность качества полученных данных является препятствием для успешной геологической интерпретации.

Таким образом, очевидны различия между применением комплекса минералогических методов или схем обработки проб от технологии получения минералогической информации. Технология всегда ориентирована на конкретные результаты и имеет метрологическое обеспечение.

Детали применяемой нами технологии ppm-минералогии (parts per million минералогия) представляют профессиональный минералогический интерес и опубликованы\*, а в более развернутом виде с многочисленными примерами найдены в Интернете – <http://www.natires.com>.

Чтобы показать практическое значение и возможности предлагаемого подхода, рассмотрим три контрастных примера, демонстрирующих:

высокую минералогическую чувствительность технологии при поисках золота по ореолам рассеяния в ледниковых (тилевых) отложениях; комплексное геохимическое и минералогическое применение технологии при выявлении

\* В.В.Кнауф. К метрологическому обеспечению минералогических работ // Зап. ВМО, 1996. – Ч. 125. – Вып. 6.

и изучении различных типов благороднометалльной минерализации на меридиональной ветви Мончегорского плутона;

применение технологии для получения минералогической информации для выбора технологии обогащения медно-никелевых руд, содержащих благороднометалльную минерализацию, и картирования технологических свойств руд в пределах рудных тел.

При рассмотрении примеров будут даны краткие комментарии по практическим аспектам применения технологии ррт-минералогия для данного объекта.

**Изучение минералогии золота в ледниковых отложениях.** Одним из методов поиска коренных месторождений золота на территории Северо-Запада России и Финляндии является выделение локальных участков с повышенной концентрацией золота в ледниковых (тилевых) отложениях. Опыт использования метода показал, что фоновые содержания золота в тонкой фракции рыхлых ледниковых отложений (<50 мкм) составляют менее 0,01 г/т, а концентрации выше 0,02-0,03 г/т – аномально высокие. Нами были изучены 10 проб (1А-10А, фракция минус 50 мкм), собранных на территории Финляндии, для определения минеральных форм зо-

лота в этих отложениях. По данным пробам были выполнены два типа исследований: определение концентраций Au, Pd, Pt атомно-абсорбционным методом с предварительным гравитационным концентрированием, заменяющим пробирное обогащение (масса концентратов 0,5-2,0 г, исходные навески 200 г), и минералогическая заверка данных химических анализов.

Предварительные метрологические оценки показали, что для получения достоверных данных при ожидаемых концентрациях золота 0,001-0,05 г/т минимальные навески проб должны быть около 200 г, причем размер зерен золота в пробах будет в пределах первых микрометров – первых десятков микрометров, а количество зерен этого размера будет менее 10. Проведение работ с такой минералогической чувствительностью потребовало уделить особое внимание индивидуализации зерен в исходных пробах и предопределило выбор оборудования (гидросепаратор НАТИ) для получения гравитационных концентратов проб, поскольку при гравитационном концентрировании коэффициент извлечения микрочерен золота (и в итоге извлечение информации по зернам размером 3-20 мкм) должен составлять 80-90% при коэффициентах сокращения в сотни тысяч раз (табл. 1).

Таблица 1

Содержание Pt, Pd и Au в ледниковых отложениях Финляндии

Номер пробы	Концентрация, мг/т			Масса навески, г	Масса ГК, г	КС (10 <sup>5</sup> )	С(Au), мг/т
	Pt	Pd	Au				
1А	<5	<3	9	300	0,002	1,5	8
2А	<5	<3	<1,2	300	0,003	1	0,3
3А	<5	<3	<1,2	300	0,001	3	0,2
4А	<5	<3	3	300	0,002	1,5	1
5А	<5	<3	2	300	0,002	1,5	3
6А	<5	<3	3	300	0,001	3	8
7А	<5	<3	14	300	0,001	3	15
8А	<5	<3	12	300	0,001	3	5
9А	<5	<3	<1,2	300	0,002	1,5	0,2
10А	<5	<3	2	300	0,003	1	0,6

*Примечание.* ГК – гравитационный концентрат; КС – коэффициент сокращения: отношение массы исходной навески к массе ГК; С(Au) – концентрация золота в пробе, полученная по минералогическим данным, с учетом объема и плотности зерен.

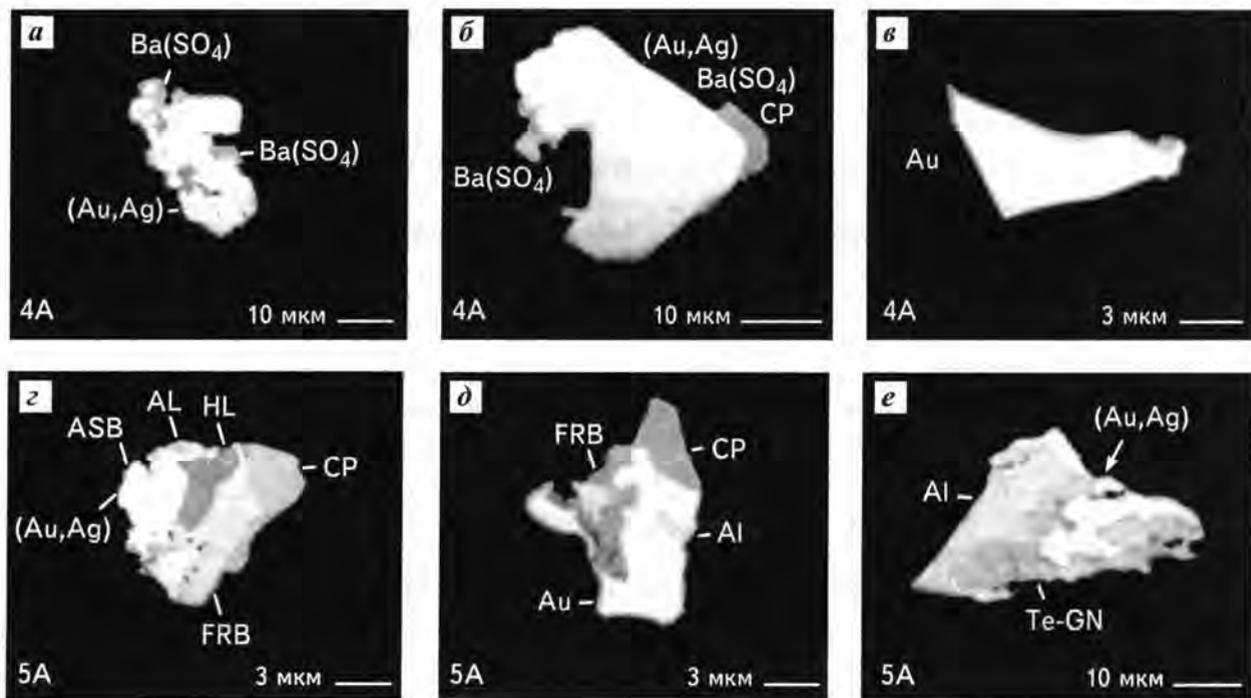
Данные табл. 1 показывают, что даже в таких представительных пробах (200г, а для рутинного химического анализа с пробирным обогащением обычно используются навески 20-50 г) содержания платины и палладия оказались ниже порога обнаружения, а значимые концентрации золота зафиксированы только в семи пробах. Полученные сведения достаточно надежны, поскольку коэффициент гравитационного сокращения был относительно невелик (100-400 раз) и обеспечивал коэффициент извлечения золота в концентрат не ниже 90% для данного исходного материала и примененной схемы индивидуализации зерен.

Для получения минералогических данных по всем пробам потребовалось увеличить минералогическую чувствительность работ, при этом исходные навески были увеличены до 300 г и была проведена гравитационная концентрация с коэффициентами сокращения уже до 300 000 раз (см. табл.1). После изготовления микрозондовых препаратов из концентратов и последующего их изучения на растровом электронном микроскопе с энергодисперсионным рентгенов-

ским спектрометром во всех пробах было обнаружено от 2 до 16 зерен золота (рисунок), даже в тех пробах, в которых концентрации элемента были на порядок меньше кларковых. Оба метода расчета концентраций золота в пробах (химический и минералогический) имеют хорошую сходимость с учетом абсолютных значений концентраций.

Анализ сростков используется при геологической интерпретации минералогических данных, поскольку на территории Карелии и Финляндии известны не только рудопоявления, но и промышленные золоторудные объекты, в которых золото находится в парагенезисе с минералами теллура и висмута.

Итак, если метрологическое обеспечение положено в основу всех этапов и элементов минералогической обработки проб и контролирует выбранный инструментарий, то результаты, полученные по такой технологии, имеют высокую надежность и воспроизводимость (десять проб из десяти с заданной минералогической чувствительностью) и не могут рассматриваться как случайные.



**Золото и ассоциирующие минералы в пробах 4А и 5А** (концентрация золота соответственно 1 и 3 мг/г)

*a, б, в* – проба 4А: Ba(SO<sub>4</sub>) – барит; CP – халькопирит; *г, д, е* – проба 5А: ASB – аурустибит (AuSb<sub>2</sub>); AL – алтаит (PbTe); FRB – фробергит (FeTe<sub>2</sub>); HL – хлорит; CP – халькопирит; GN – галенит; Au, (Au, Ag) – самородное золото

**Типы благороднометалльной минерализации Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ).** Приведем пример использования различных взаимосвязанных фрагментов технологии в процессе проведения производственных поисковых работ, которые велись на меридиональной ветви НКТ (название по сопкам Ниттис, Кумужья, Травяная) Мончегорского плутона, за исключением дунитового блока с хромитовым оруденением. Цель поисковых работ – выявить промышленные объемы медно-никелевых руд и попутно изучить различные типы благороднометалльной минерализации.

Наша часть работ планировалась и выполнялась в соавторстве с А.С.Галкиным (ГГО, ОАО “Кольская горно-металлургическая компания”) и состояла в изучении типов благороднометалльной минерализации (БММ) по разрезу опорной скважины, прослеживании выявленных закономерностей по другим скважинам, пройденным на площади поисковых работ. Техническое задание включало большой объем аналитических (геохимических и минералогических) работ в течение полутора лет.

Для геохимической части работ была выбрана двухступенчатая схема обработки проб: на первом этапе проводилось массовое определение концентраций золота, палладия и платины по гравиконцентратам, полученным из навесок исходных проб массой 70-150 г, с инструментальным завершением атомно-абсорбционным или ICP-AES методами (без пробирного обогащения), что обеспечивало пороги обнаружения элементов на уровне 0,01-0,005 г/т при суммарной погрешности около 50% отн. в аналитическом диапазоне. Относительно низкая точность анализа компенсировалась высокой представительностью проб на входе, достаточно высокой чувствительностью, низкой стоимостью и высокой производительностью аналитических работ.

С помощью такой аналитической процедуры опробованы все петрографические разновидности пород, вскрытые опорной скважиной, даже если мощность горизонтов составляла первые дециметры. На интервалах, вскрывающих однородные породы, опробование осуществлялось таким образом, чтобы горизонт мощностью 30 см с содержанием благородных металлов (БМ) 1 г/т не был пропущен.

Второй этап геохимических работ проводился только в тех случаях, когда выявлялись аномальные значения концентраций, требующие подтверждения традиционными методами, имеющими соответствующие сертификаты, что с учетом стоимости таких анализов приводило к положительному суммарному экономическому эффекту. Как показал опыт, количество повторно проанализированных проб составило первые десятки (выявилась достаточно хорошая сходимость результатов), в то время как общее число проанализированных проб превысило одну тысячу.

Минералогическая часть работ проводилась для выяснения фоновой благороднометалльной минерализации в различных частях разреза НКТ (работы с минералогической чувствительностью 0,05-0,1 г/т по фазовому эквиваленту концентраций) для получения минералогических данных по интервалам бурения с повышенными концентрациями БМ и последующего выделения типов БМ, а также для получения предварительной информации о технологических свойствах потенциальных БМ руд различного типа. Общее число проб, обработанных с различной минералогической чувствительностью в отношении БМ, составило около 250, и только в нескольких пробах данные по минералогии и геохимии БМ имели плохое сходжение и потребовали повторного изучения.

В результате всего комплекса минералогическо-геохимических работ подтверждено или впервые установлено, что в разрезе НКТ (за исключением дунитового блока, который не изучался) присутствуют сингенетическая и эпигенетическая БММ, и каждая имеет промышленные перспективы (термины *сингенетическая* или *эпигенетическая* применяются ко времени окончания кристаллизации и формирования расслоенной структуры плутона).

Эпигенетическая БММ тесно ассоциирует с крутопадающими зонами сульфидного медно-никелевого оруденения, секущими структуру кристаллизационного расслоения плутона, однако в количествах, незначительно превышающих фоновые, далеко распространена и за пределами ореолов сульфидной минерализации, преимущественно тяготея к низким горизонтам разреза НКТ.

В сингенетической БММ выделяются два типа: один тяготеет к краевой серии с вкрапленной сульфидной минерализацией (частично совпадает с “донной залежью”), а другой, выделяемый на НКТ впервые, – рифовый тип БММ, выявленный в основании пироксенитовой части разреза. благороднометалльная минерализация краевой серии в значительной степени преобразована в течение эпигенетического термального этапа, однако сингенетические минералы БМ четко фиксируются.

Сингенетический рифовый тип минерализации не ассоциирует с сульфидами: их содержание в породах, как правило, менее десятой или сотой доли процента. Не удалось пока выявить и каких-либо явных маркирующих петрографических признаков, сопровождающих этот тип БММ, и единственным репером, кроме минералогического состава БМ, на сегодняшний день является приуроченность трех маломощных (0,5-1,0 м) горизонтов с содержанием палладия и платины 2,3 г/т в двух из них к базальным частям толщи пироксенитов. Между тем минералогические отличия очень яркие: характерными минералами БМ являются арсениды и сульфиды палладия и платины, арсениды-антимониды и станиды палладия, фазы самородной платины и палладийсодержащее золото. Теллуриды и теллуру-висмутиды – ведущие минералы эпигенетического типа БММ – также отмечаются, но (за исключением котульскита) не типичны, и их появление мы связываем с перераспределением БМ в эпигенетическую стадию.

Важно отметить, что на геохимическом уровне рифовую БММ обнаружить невозможно: концентрации химических элементов не дают для этого достаточных оснований. Только минералогические данные создают основу для выявления поисковых признаков БММ рифового типа и прогнозных оценок ее потенциала.

**Минералогические данные, как основа для выбора промышленных технологий обогащения благороднометалльных руд.** Значение минералогических данных при планировании промышленных технологий обогащения БМ-руд определяется тем, что по своей сути процесс обогащения заключается в концентрировании именно минералов, а не концентраций химических элементов: концентрирование элементов происходит вследствие концентрации

минералов. Поэтому наличие (или отсутствие) достоверной минералогической информации предопределяет результат усилий обогатителя по разработке наиболее эффективной технологии обогащения БМ-руд. Важность конечного результата (эффективной технологии обогащения) предопределяет и требования к минералогической информации с позиций ее полноты и достоверности, а следовательно, и к технологии получения минералогических данных. Здесь, как нигде, эвристические минералогические подходы наиболее губительны. Нетрудно привести примеры, когда технолог получает не информацию, а дезинформацию о технологических свойствах руд.

Наиболее сложным объектом для получения данных по минералогии БМ для разработки технологий обогащения являются медно-никелевые руды, в которых благородные металлы находятся как в минеральной, так и в рассеянной (в виде изоморфной примеси в сульфидах) форме. Рассеянная форма БМ может быть извлечена только в ходе гидро- или пирометаллургического процесса флотоконцентратов при химическом разложении сульфидов, а минеральная поддается обогащению и может быть выделена в собственные концентраты. Поэтому установление соотношения минеральная форма/рассеянная форма БМ – одно из наиболее важных технологических свойств медно-никелевых руд. Однако очевидно, что данные только по химическому составу БМ в рудах недостаточны для установления этого параметра без проведения параллельных минералогических исследований.

Для части БМ, находящихся в минеральной форме, необходимо иметь дополнительные данные о поэлементном и поминеральном их распределении по гранулометрическим классам (табл. 2). Массы элементов в каждом гранулометрическом классе получены суммированием масс элементов в соответствующих гранулометрических классах каждого из 14 минералов БМ, присутствующих в руде. Массы элементов в минералах получены умножением объема зерен на плотность и массовую концентрацию элемента в минерале.

Расчеты с использованием данных табл. 2 показали, что соотношения “минеральная форма/рассеянная форма” для Pt, Pd и Au соответ-

Таблица 2

Распределение благородных металлов по гранулометрическим классам

Интервал, мкм	Количество зерен	Объем, мкм <sup>3</sup>	Средний размер, мкм	Масса металлов, мкг		
				Pt	Pd	Au
0-10	143(11,6)	45 550,5(0,0)	6,8	0,11	0,24	0,00
10-20	125(10,1)	481 250,1(0,4)	15,7	2,44	1,46	0,57
20-30	197(16,0)	3 394 717,4(2,7)	25,8	12,67	14,07	0,68
30-40	261(21,1)	11 445 364,5(9,1)	35,3	40,75	49,17	0,42
40-50	195(15,8)	17 523 130,3(13,9)	44,8	56,34	76,12	0,65
50-60	148(12,0)	24 290 416,4(19,2)	54,7	94,64	96,97	3,55
60-70	82(6,6)	22 131 245,7(17,5)	64,6	61,93	108,42	0,86
70-80	50(4,0)	21 291 977,1(16,9)	75,2	67,90	88,04	0,83
80-90	23(1,9)	13 524 604,7(10,7)	83,7	54,43	43,32	0,46
90-100	6(0,5)	5 072 032,1(4,0)	94,5	27,43	5,89	0,03
100-110	3(0,2)	3 515 133,1(2,8)	105,4	14,62	0,00	0,00
110-120	1(0,1)	1 590 534,0(1,3)	116,7	6,62	0,00	0,00
120-130	1(0,1)	1 971 148,3(1,6)	125,4	8,20	0,00	0,00
Сумма	1235	126 280 104,1		448,09	483,70	8,04

Примечание. В скобках – доля от суммарного количества зерен и их объемов, %.

ственно составили (в %): 91/9; 42/58 и 100/0. Данные табл. 2 и выполненных расчетов позволят технологу интегрировать обогащение БМ в минеральной форме в общую технологию.

\*\*\*

Анализ полученных результатов показывает, что 87% платины и палладия, находящихся в минеральной форме, присутствует в зернах размером более 40 мкм, которые, в свою очередь, могут быть извлечены в собственный гравитационный концентрат при условии, что исходная руда не будет изначально передроблена до флоторамера. В противном случае значительная часть персизмельченных минералов БМ может оказаться потерянной, поскольку не будет извлечен собственный гравиконцентрат из-за мелкого размера зерен и не попадет во

флотоконцентраты вместе с сульфидами меди и никеля из-за неопределенности селективной флотуемости минералов БМ.

Данные по минералогии БМ в рудах необходимы технологу-обогастителю также для того, чтобы четко сформулировать тот набор признаков и технологических свойств руд, которые будут использованы геологом рудника при технологическом картировании этих параметров в пределах рудного тела.

В заключение подчеркнем, что метрологическое обеспечение, положенное в основу процесса обработки проб, позволяет не только получать исчерпывающую минералогическую информацию, но и предоставляет возможность судить о ее полноте и достоверности, что во многих случаях является необходимой составной частью работ как научной, так и производственной деятельности.

АО НАТИ.  
г. Санкт-Петербург

УДК 552.321.6:549.27(81)

**Н.С.Рудашевский, Ю.Л.Крецер, В.Н.Рудашевский,  
Дж.Гарути, Ф.Закарини, Ю.Д.Пушкарев**

## **РАЦИОНАЛЬНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПЛАТИНОСОДЕРЖАЩИХ ХРОМИТИТОВ**

Использование гидросепаратора оригинальной конструкции HS-01 [5] обеспечивает возможность получения тонких продуктов, концентрирующих из минералогических проб все "тяжелые" (с более высокой плотностью по отношению к породообразующим или рудообразующим минералам) акцессории.

В качестве *исходного материала* для исследования могут быть использованы как фрагменты пород, руд, технологических продуктов (шлаки, штейны и т.д.), так и порошковатые пробы (тонко раздробленные породы и руды, продукты обогащения руд, концентраты, "хвосты" процессов обогащения и т.д.). Вес исходной пробы, в зависимости от поставленной задачи исследований, и концентраций в ней акцессориев может быть в пределах 100 г – 2 кг. Технология исследования включает следующие операции.

1. Получение из исходной пробы *тонкого порошка* (для порошковатой пробы эта операция пропускается). Процесс дробления пробы должен в максимальной степени отвечать двум требованиям: исключение заражений (продуктами дробления других проб и материалами самого дезинтегратора); предельно возможное сохранение в продукте дробления первичных размеров и форм зерен (кристаллов) акцессориев.

Нами используется лабораторная вибрационная мельница Pulvirizette-9. Рабочая ступка объемом 100 мл легко очищается. Химический состав материала ступки известен. Процесс дробления осуществляется малыми порциями и кратковременно (15-20 с), так что в продукте дробления всегда сохраняются крупные зерна материала исходной пробы. Тонкий класс от каждой порции продукта дробления отделяется ситованием. Такой режим дезинтеграции пре-

дохраняет мелкие зерна в продукте дробления от переизмельчения.

2. *Ситование* продукта дробления (или исходного порошковатого материала) с использованием стандартного набора сит на делителе фирмы Retsch: классы крупности -45; 45-75; 75-125 и 125-160 мкм. Тщательная очистка сит осуществляется в ультразвуковой камере.

3. *На гидросепараторе HS-01* для каждой из фракций исходной пробы получаем *тяжелые концентраты* (массой 5-10 мг).

4. Из тяжелых концентратов прессованием с пластмассой получаем *искусственные полированные шлифы*, каждый из которых затем исследовался методами оптической (микроскоп Axiorplan), *электронной микроскопии и микрозондового анализа* (Camscan-4DV, Link AN-10 000, Microspec-4DV).

В этих полированных шлифах документируются все акцессории: выполняется диагностика минеральных видов, микрофото зерен, определяются химический состав и размеры индивидов, проводится реконструкция минеральных парагенезисов. Эта ключевая информация о комплексе акцессориев в тяжелых концентратах сопоставляется с результатами изучения полированных шлифов соответствующих типовых образцов исходной пробы.

Опыт использования данной технологии позволяет определить ее некоторые практические параметры:

концентрирование тяжелых минералов, таких как платиновые (ММПГ) или самородное золото, в тяжелом концентрате возможно в 10 000 раз и более;

успешно реализуется процесс концентрирования тяжелых фаз даже из самых тонких сыпу-

чих продуктов – флотационной крупности (-45 мкм), при этом в концентрат извлекаются и самые мелкие (3-10 мкм) зерна тяжелых фаз;

чувствительность технологии гидросепарации не ниже концентрации тяжелой фазы, соответствующей 0,1 г/т тяжелого фазообразующего элемента;

технология использует только воду для процесса сепарации тяжелых фаз, т.е. является абсолютно экологически чистой.

По данной технологии изучены многочисленные объекты, при этом во многих случаях были получены эксклюзивные результаты:

на примерах Ковдорского и Палаборского массивов впервые диагностированы ММПГ, изучена и охарактеризована благороднометалльная минерализация фоскорит-карбонатитового комплекса массивов щелочно-ультрамафитовой формации [4, 5];

изучена акцессорная минерализация океанических Fe-Mn-корок на базальтах, в них впервые установлены Pt-содержащие минералы (Рудашевский и др., 2001);

исследованы два типа Pt-Pd-минерализации Йоко-Довыренского массива, Прибайкалье (Rudashhevsky et al., 2001): малосульфидного платиноносного горизонта и сульфидных Cu-Ni-руд.

Рассмотрим пример использования описанной данной технологии для исследования платиноидной минерализации хорошо изученного геологического объекта – хромититов горизонта CHR-2 расслоенной интрузии Никьюландия (Бразилия).

Комплекс Никьюландия – одна из трех расслоенных интрузий (Барро Альто, Никьюландия и Кана Брава), образующих мафит-ультрамафитовую зону протяженностью 350 км в Центральной Бразилии [7]. Эта зона была образована в результате формирования континентального рифта в среднем протерозое (1560-1600 млн лет) [14].

Массив Никьюландия – грубо фрагментированное тело площадью около 50×20 км<sup>2</sup> и мощностью 10-14 км, что позволяет считать этот комплекс одной из мощнейших расслоенных интрузий мира. Расслоенность моноклиналиного падения 40-60° на запад. Разрез включает базальную габбровую зону или зону закалки [11], а также два ультрамафитовых слоя

мощностью 3 км над базальной зоной. Они сложены кумулюсными дунитами и гарцбургитами (базальная перидотитовая зона) и межпластовыми перидотитами, вебстеритами, бронзититами, ортопироксенитами, а также резко подчиненными габбро и норитами (расслоенная ультрамафитовая зона). В остальной части стратиграфического разреза доминируют кумулюсные габбро, нориты, анортозиты и троктолиты, формирующие расслоенную габбровую и верхнюю габбро-анортозитовую зоны. Амфиболиты присутствуют в верхней части разреза и интерпретировались как составляющая расслоенности [11] или перекрывающие массив вмещающие породы [10]. Восточная граница массива маркируется системой разломов, отделяющих комплекс от гнейсов и мигматитов предположительно архейского возраста.

Хромит рассматривается как обычная кумулюсная фаза в ультрамафитовых ритмах. Он сложен прерывистыми слоями мощностью сантиметры – десятки сантиметров (до 1 м), находящиеся в двух стратиграфических позициях (White et al., 1971; Neves De Figueredo, 1977). Нижний горизонт хромититов (CHR-1) находится внутри частично серпентинизированного гарцбургита в верхней базальной перидотитовой зоне. Верхний хромитит (CHR-2) локализован в средней части расслоенной ультрамафитовой зоны в основании мощного перидотитового слоя, подвергнутого *in situ* латеритизации. Он состоит из нескольких прерывистых слоев массивного хромита мощностью до 0,5 м, распределенных по стратиграфическому интервалу 20 м в пределах сильно латеритизированного перидотита. Этот разрез представляет собой огромное месторождение связанного с латеритами никеля, эксплуатируемое с 30-х годов. Хромититы обогащены металлами платиновой группы и несут платиноидную минерализацию [8].

Образец NQ-660 был отобран для исследования проф. Дж.Гарути из верхней части хромититового горизонта CHR-2. Масса его 1,3 кг. Образец представлял собой массивный плотный почти мономинеральный хромитит. В полированных шлифах образца NQ-660 под электронным микроскопом в обратнорассеянных электронах отчетливо различимы две генерации хромита – доминирующий рудообразующий хромит-I и выполняющий его промежутки

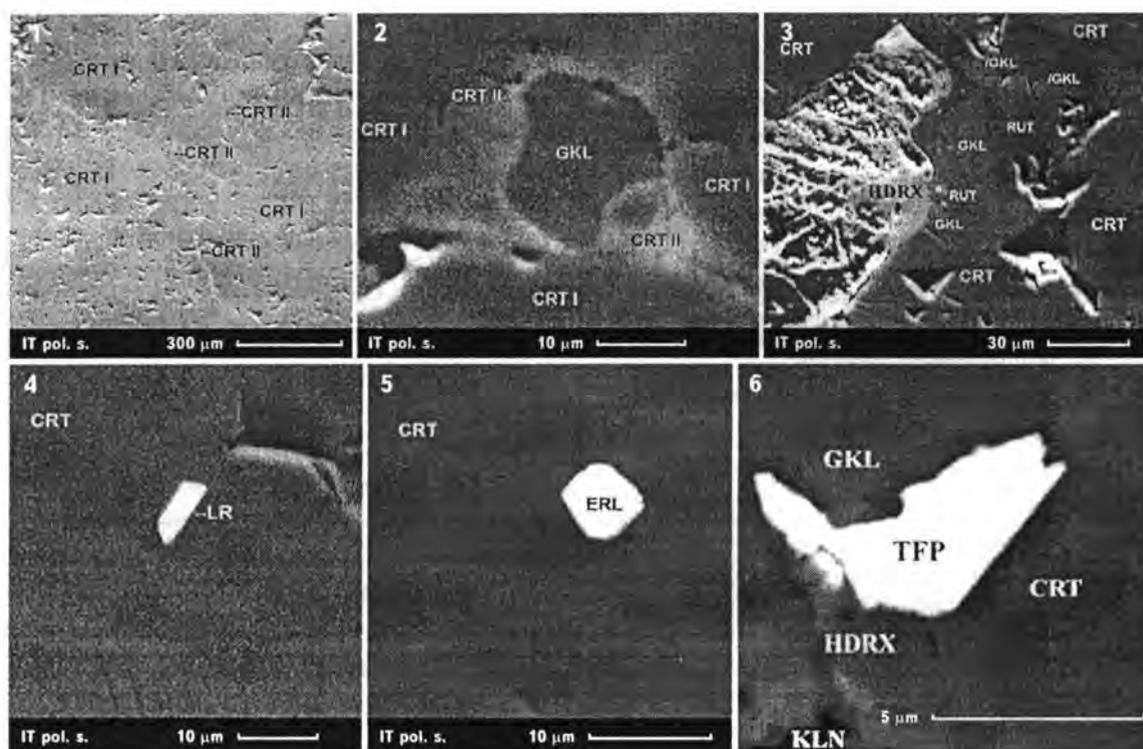


Рис. 1. Характерные минеральные ассоциации (1-6) хромитита CHR-2 (обр. NQ-660); полированные шлифы хромитита, РЭМ-фото в обратнорассеянных электронах (Camscan-4DV)

CRT I и CRT II – две генерации хромита хромититов; GKL – гейкилит; RUT – рутил; LR – лаурит; ERL – эрлихманит; TFP – тетраферроплатина HDRX – гидроксид Fe; Ni и Cr; KLN – каолинит

обедненный легкими элементами (Al и Mg) хромит-II (рис. 1, 1 и 2). С хромитом-II в этом хромитите тесно ассоциируют минералы титана – гейкилит и рутил (рис. 1, 2 и 3). В пустотах и в тонких прожилках в хромитите развиты типичные минералы коры выветривания – каолинит, смектит, аморфный кремнезем, аморфные гидроксиды железа и гётит (рис. 1, 3).

Дж.Гарути и Ф.Закарини в составе хромитита CHR-2 методом ISP-MS после концентрирования на никелевом сульфидном коллекторе определены (в мг/т): Os – 110, Ir – 200, Ru – 390, Rh – 43, Pt – 290, Pd – 21, Au – 29; т.е. сумма МПГ была 1,054 г/т. В шести полированных шлифах хромитита CHR-2 общей площадью 36 см<sup>2</sup> исследователи обнаружили 62 мелких (1-19 мкм, в среднем 7 мкм) зерна МПГ: 58 зерен лаурита (RuOsIr)<sub>2</sub>, 2 – самородного осмия (Os, Ir), 1 – ирарсита (IrOsRu)AsS и 1 зерно Fe-Pt-минерала состава тетраферроплатины Pt(FeCuNi). В двух полированных шлифах из обр. NQ-660 нами встречены еще 3 мелких кри-

сталла лаурита и 1 – эрлихманита (OsRuIr)<sub>2</sub>. Сульфиды Ru, Os и Ir, ирарсит и самородный осмий, как правило (62 случая из 66), присутствуют в виде включений в хромите (рис. 1, 4 и 5), включения лаурита (3 зерна) встречены также в гейкилите. Fe-Pt-минерал состава тетраферроплатины обнаружен в полированном шлифе обр. NQ-660 в тесной ассоциации с гейкилитом и каолинитом (рис. 1, 6). Зерна МПГ, установленные in situ в полированных шлифах, почти всегда мономинеральные. Исключения составляют лишь зерна-сростки ирарсита и лаурита, а также самородного осмия и лаурита.

В тяжелых концентратах из различных фракций продукта дробления хромитита обр. NQ-660 были установлены 38 зерен МПГ: 16 зерен лаурита (рис. 2, 1-5), 19 зерен Fe-Pt-минералов (см. рис. 2, 9-13) и 3 зерна эрлихманита (см. рис. 2, 6 и 7; табл. 1).

В двух зернах сульфидов Ru и Os установлены каймы твердого раствора (или оксида?) Ru, Fe, Cr, Os, Ir, Ni (см. рис. 2, 5 и 7). Встречено

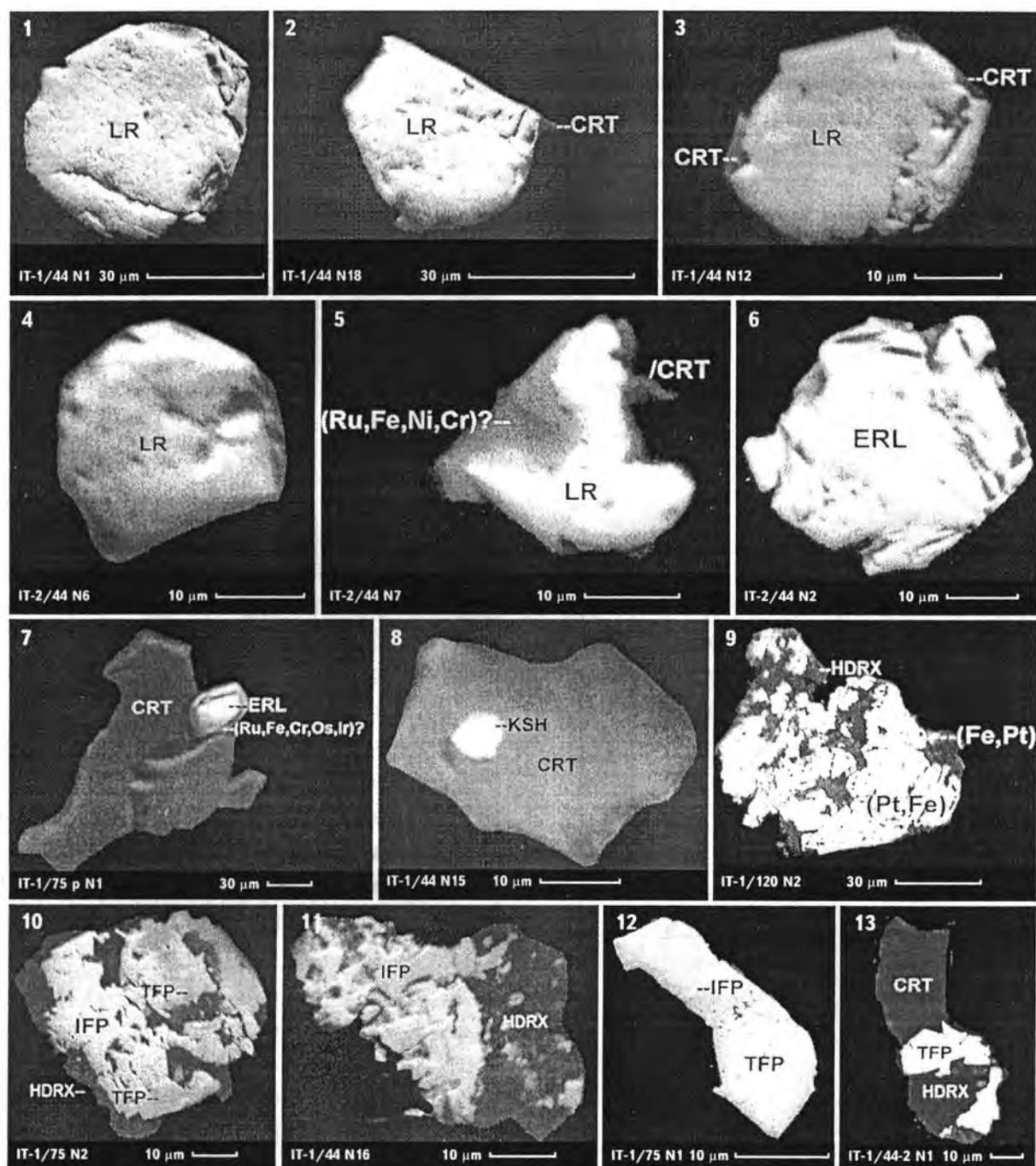


Рис. 2. Зерна МПГ, извлеченные в тяжелый концентрат хромитита, обр. NQ-660 (1-13); искусственные полированные шлифы тяжелых концентратов, РЭМ-фото в обратнорассеянных электронах (Camscan-4DV)

LR – лаурит; ERL – эрлихманит; KSH – кашинит; (Pt,Fe) – Fe-Pt-минералы, (Fe,Pt) – железо платинистое; IFP – Fe-Pt-минерал состава изоферроплатины; TFP – Fe-Pt-минерал состава тетраферроплатины; (Ru,Fe,...) – твердые растворы (оксиды?) Ru, Fe, Ni, Cr, Os и Ir; CRT – хромит; HDRX – гидроксид Fe, Ni и Cr

также мелкое включение кашинита  $Ir_2S_3$  в зерне хромита (см. рис. 2, 8). Fe-Pt-зерна сложены двумя минералами (см. рис. 2, 9-13) – состава изоферроплатины  $Pt_{3-x}(FeNiCu)$  и состава тетра-

ферроплатины  $Pt(FeCuNi)$ . Зерна сульфидов Ru и Os идиоморфные, их размеры 12-55 мкм, зерна Fe-Pt-минералов неправильной формы, размеры 15-87 мкм.

Химический состав МПГ, извлеченных в тяжелый

Зерно, минерал	Состав, % масс,										
	Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Fe	Ni	Cu	Cr	S	Сумма
1, LR	—	2,8	28,9	32,3	0,9	0,4	—	—	0,4	33,1	99,0
2, LR	—	3,8	20,0	38,0	1,3	0,3	0,2	—	—	34,5	98,1
3, LR	—	3,9	30,9	30,0	1,4	0,6	—	—	0,5	32,3	99,6
4, LR	—	4,5	22,6	35,4	1,6	0,6	0,2	—	0,5	34,6	100,0
5, LR	—	3,0	29,2	31,9	1,0	0,4	—	—	0,4	33,3	99,2
6, LR	—	3,5	18,2	40,8	1,0	0,3	—	—	0,2	34,1	98,1
7, LR	—	5,5	29,7	30,0	2,7	0,7	0,3	—	0,8	32,2	101,9
8, LR	—	2,7	25,7	35,4	1,1	0,3	0,2	—	0,4	34,2	100,0
9, LR	—	6,0	19,7	36,5	1,5	0,7	—	—	0,6	34,4	99,4
9, (Ru,Fe)	—	1,7	—	40,8	1,3	16,4	1,7	—	1,3	0,7	63,9
9, (Ru,Fe)	—	4,9	—	48,0	—	5,1	2,5	—	1,5	0,9	62,7
10, LR	—	7,1	32,8	26,4	—	0,4	—	—	—	31,7	98,4
11, LR	—	4,9	19,8	39,2	1,0	0,3	—	—	0,2	34,2	99,6
12, ERL	—	5,7	39,9	21,2	—	0,4	—	—	0,3	30,5	98,0
13, ERL	—	3,7	67,2	3,8	—	0,3	—	—	0,2	26,1	101,3
14, ERL	—	6,4	49,6	12,1	—	1,0	—	—	1,6	29,4	100,1
14, (Ru,Fe)	—	8,4	12,9	21,4	—	8,2	—	—	4,3	1,7	56,8
15, IFP	85,1	1,9	1,1	—	—	9,1	0,9	1,3	—	—	99,4
15, TFP	77,1	2,0	—	—	—	11,9	3,8	3,7	—	—	98,5
16, TFP	76,9	—	—	—	—	12,3	3,6	5,2	—	—	98,0
17, TFP	76,3	1,1	—	—	—	12,1	3,0	6,1	0,5	—	99,1
18, TFP	76,3	—	—	—	—	12,5	4,9	3,8	0,5	—	98,0
19, TFP	76,1	1,1	—	—	—	12,1	5,5	3,5	0,2	—	98,5
20, IFP	84,3	2,0	0,9	—	—	9,8	0,9	1,0	0,5	—	99,4
20, TFP	79,4	—	—	—	—	12,4	3,2	2,6	0,7	—	98,3
21, IFP	87,7	1,8	—	—	—	8,6	—	0,4	0,2	—	98,7
22, IFP	86,1	—	—	—	—	9,9	1,2	1,0	0,2	—	98,4
23, TFP	76,1	1,7	—	—	—	12,7	4,9	2,8	0,4	—	98,6
24, IFP	85,3	1,0	—	—	—	9,6	1,0	1,1	0,2	—	98,2
25, IFP	85,7	1,3	—	—	—	9,9	0,8	1,2	0,4	—	99,3
26, TFP	78,0	—	—	—	—	13,3	3,9	4,0	—	—	99,2
27, IFP	86,0	—	—	—	—	10,1	1,0	1,9	0,3	—	99,3
27, TFP	76,2	—	—	—	—	13,0	4,9	4,3	0,2	—	98,6
28, IFP	89,5	—	—	—	—	10,0	0,7	1,0	—	—	101,2

Примечание. LR – лаурит; ERL – эрлихманит; (Ru,Fe) – твердый раствор (оксид?) Ru, Fe, Ni, Cr, Os и Ir; IFP – минерал

концентрат из хромитита, обр. NQ-660

Коэффициенты в кристаллохимической формуле									
Pt	Ir	Os	Ru	Rh	Fe	Ni	Cu	Cr	S
—	0,03	0,30	0,63	0,02	0,01	—	—	0,01	2,01
—	0,04	0,20	0,70	0,02	0,01	0,01	—	—	2,02
—	0,04	0,32	0,58	0,03	0,02	—	—	0,02	1,99
—	0,04	0,22	0,65	0,03	0,02	0,01	—	0,02	2,01
—	0,03	0,30	0,62	0,02	0,01	—	—	0,01	2,01
—	0,03	0,18	0,76	0,02	0,01	—	—	0,01	1,99
—	0,06	0,30	0,58	0,05	0,02	0,01	—	0,03	1,95
—	0,02	0,26	0,66	0,02	0,01	0,01	—	0,01	2,01
—	0,06	0,19	0,68	0,03	0,02	—	—	0,02	2,00
—	0,01	—	0,52	0,01	0,38	0,04	—	0,03	—
—	0,04	—	0,72	—	0,14	0,06	—	0,04	—
—	0,08	0,35	0,54	—	0,01	—	—	—	2,02
—	0,05	0,19	0,72	0,02	0,01	—	—	0,01	2,00
—	0,06	0,45	0,44	—	0,02	—	—	0,01	2,02
—	0,05	0,86	0,09	—	0,01	—	—	0,01	1,98
—	0,07	0,56	0,26	—	0,04	—	—	0,07	2,00
—	0,08	0,12	0,38	—	0,27	—	—	0,15	—
2,69	0,06	0,03	—	—	1,00	0,10	0,12	—	—
1,06	0,03	—	—	—	0,58	0,17	0,16	—	—
1,04	—	—	—	—	0,58	0,16	0,22	—	—
1,02	0,02	—	—	—	0,56	0,13	0,25	0,02	—
1,02	—	—	—	—	0,58	0,22	0,16	0,02	—
1,02	0,02	—	—	—	0,57	0,24	0,14	0,01	—
2,61	0,06	0,03	—	—	1,06	0,09	0,09	0,06	—
1,10	—	—	—	—	0,60	0,15	0,11	0,04	—
2,90	0,06	—	—	—	0,99	—	0,03	0,02	—
2,68	—	—	—	—	1,08	0,12	0,10	0,02	—
1,03	0,02	—	—	—	0,60	0,22	0,11	0,02	—
2,68	0,03	—	—	—	1,05	0,11	0,11	0,02	—
2,66	0,04	—	—	—	1,07	0,08	0,11	0,04	—
1,03	—	—	—	—	0,62	0,18	0,17	—	—
2,62	—	—	—	—	1,07	0,10	0,18	0,03	—
1,00	—	—	—	—	0,60	0,22	0,17	0,01	—
2,76	—	—	—	—	1,08	0,07	0,09	—	—

состава изоферроплатины и TFP – тетраферроплатины.

Кристаллы сульфидов Ru и Os в краевых частях иногда сохраняют фрагменты вмещающего их хромита (см. рис. 2, 3, 5, 7). Зерна Fe-Pt-минералов, как правило, обнаруживаются в сростаниях с Ni, Cr-содержащими гидроксидами железа (рис. 2, 9-11, 13), изредка непосредственно с хромитом (см. рис. 2, 13).

В качестве параметра размеров зерна использовано значение его эффективного диаметра, численно равное диаметру эквивалентного для него по площади круга. Распределение размеров зерен МПГ в тяжелых концентратах хромитов ( $n = 38$ ) нормальное (рис. 3, а): интервалу вероятностей 0,1-99,9% отвечает интервал размеров зерен 10-100 мкм, реально наблюдавшийся интервал размеров зерен 12-87 мкм, средний размер зерен МПГ по всей выборке 31 мкм (см. рис. 3, в). Средние размеры зерен сульфидов Ru и Os и зерен Pt-Fe-минералов в тяжелом продукте статистически не различаются (31,4 и 31,7 мкм соответственно). Необходимо подчеркнуть, что встреченные в полированных шлифах хромитов размеры сечений зерен МПГ (см. рис. 1, 4-6; рис. 3, б) практически

не несут информации о реальных размерах зерен МПГ в изученных хромититах.

Помимо МПГ, в тяжелых концентратах установлен широкий набор других тяжелых аксессуаров:

сульфиды и их аналоги – халькопирит, пентландит, миллерит, хизлеудит, пирит, виоларит, сфалерит, молибденит, акантит, брейтгауптит;

самородные металлы – хромистое железо с включениями карбида Fe и Cr состава  $(FeCr)_3C_2$ , Pb, Ag, Cu, Ni, Au, Sb и La;

другие минералы – барит и бастнезит (La).

Из этого перечня выделим минералы Ag и Au. Отметим, что самородное серебро обнаружено и в полированном шлифе хромитов *in situ*, в некоторых зернах его в тяжелом концентрате встречены вроски породообразующего хромита. Подчеркнем также находку в концентрате зерна самородного золота, при этом отметим, что примесь его в хромитите составляет всего 30 мг/т (реальная фазовая чувствительность рассматриваемой технологии).

Зерна самородного хромистого железа (FeCr) с включениями карбида химического со-

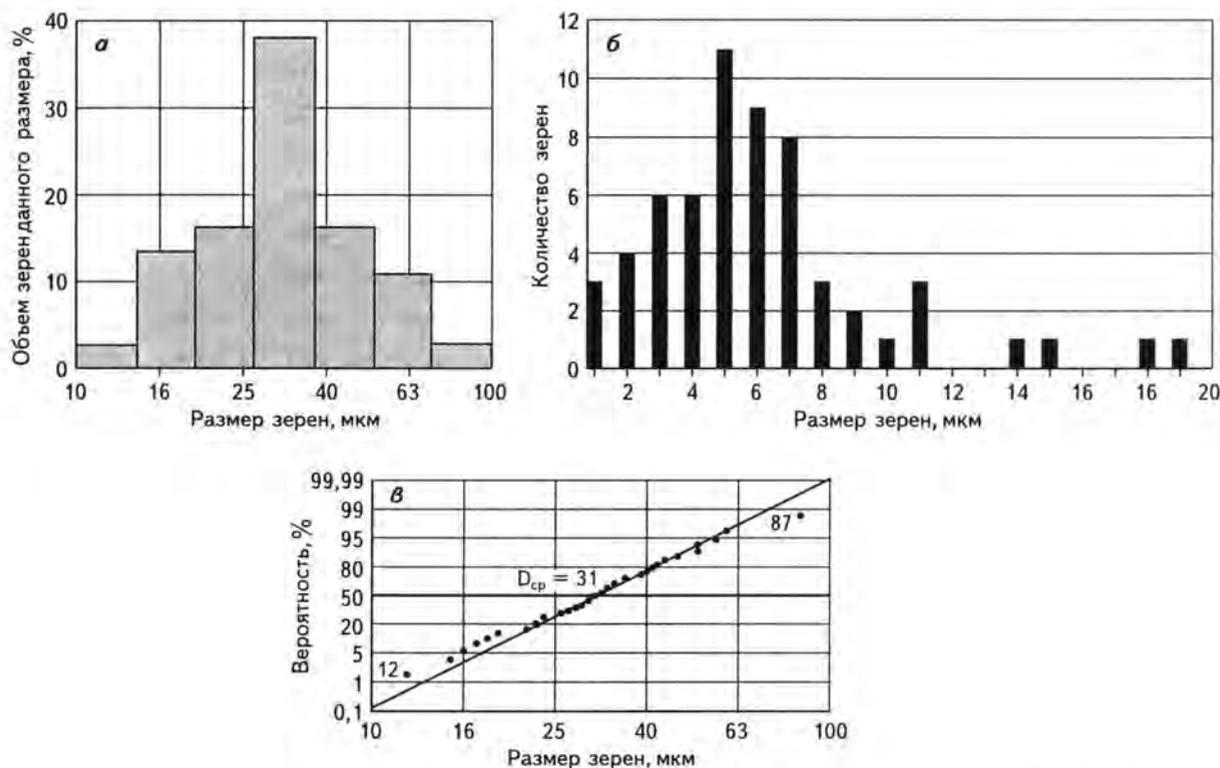


Рис. 3. Распределение размеров зерен МПГ: извлеченных из тяжелого концентрата хромитита, обр. NQ-660 (а, б) и вероятностное нормальное распределение сечений зерен МПГ *in situ* в хромитите (в)

става  $(FeCr)_3C_2$  в тяжелом концентрате иногда присутствуют в тесных сростках с хромитом, что надежно подтверждает их природное происхождение. Этот карбид, по-видимому, представляет новый минеральный вид. По стехиометрии составляющих его элементов он аналогичен тонгбаиту  $(CrFe)_3C_2$ .

Итак, в составе изученных хромититов с учетом породообразующих минералов (главных и второстепенных) и аксессуаров установлено 32 минерала.

Породообразующие минералы хромититов изучены непосредственно в полированных шлифах (см. рис. 1, 1-4; табл. 2). Составы хромитов первой и второй генераций резко различаются. Вторая генерация хромита более высокохромистая ( $Cr_2O_3$  до 60% мас.), обеднена  $Al_2O_3$  (< 10% мас.) и  $MgO$  (5-9% мас.), бывает практически лишена  $Fe^{3+}$  по сравнению с хромитом-I. Гейкилит, как и хромит-II, не содержит  $Fe^{3+}$ . Именно хромит-II (локализованный в зонах максимальной миграции флюидов и гидротерм), по-видимому, в первую очередь подвергался окислению и замещению гидроксидами в зоне латеритизации, гейкилит при этом частично замещался рутилом (рис. 1, 3). Эти причины объясняют доминирующую тесную ассоциацию Pt-Fe-минералов и гидроксидов (см. рис. 1, 6; рис. 2, 9-11, 13). Парагенезис Pt-Fe-минералы + гейкилит + хромит-II подтверждается обнаружением сростков Pt-Fe-минералов и гейкилита, установленных непосредственно в полированных шлифах хромититов CHR-2.

Хромиты-I и -II и сопровождающие их минералы МПГ, судя по содержаниям в них примеси цинка ( $ZnO$  0,07-0,09 и 0,04-0,09% соответственно), по Zn-хромитовому термометру [12], формировались при высоких температурах (1300-970°C). Отметим также, что сопровождающий хромит-II гейкилит содержит 16-18% мас.  $MgO$ , т.е. он по химическому составу практически идентичен минералам группы ильменита – включениям в алмазе [6]. Эти факты свидетельствуют о высокотемпературных условиях формирования всей платиноидной минерализации изученных хромититов – ранней Ru-Os-сульфидов и более поздней железоплатиновой.

Таблица 2

Химический состав хромита-I, хромита-II и гейкилита хромитита обр. NQ-660

Минерал	Состав, % мас.										Коэффициенты в кристаллохимической формуле									
	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Cr_2O_3$	$V_2O_5^*$	$MgO$	$FeO$	$MnO$	$NiO^*$	$ZnO^*$	Сумма	Ti	Al	Cr	V	$Fe^{3+}$	Mg	$Fe^{2+}$	Mn	Ni	Zn
Хромит-I	0,42	22,5	44,3	0,29	12,3	18,5	0,23	0,12	0,07	98,73	0,01	0,83	1,09	0,01	0,05	0,57	0,43	0,01	-	-
"-	0,35	22,9	44,4	0,33	12,1	18,8	0,26	0,18	0,09	99,41	0,01	0,84	1,08	0,01	0,05	0,56	0,44	0,01	-	-
"-	0,34	23,2	44,8	0,25	12,3	18,5	0,47	0,12	0,07	100,05	0,01	0,84	1,09	0,01	0,04	0,57	0,44	0,01	-	-
Хромит-II	1,3	13,1	56,2	0,30	9,1	21,3	0,43	0,18	0,04	101,95	0,03	0,50	1,43	0,01	-	0,44	0,57	0,01	-	-
"-	0,14	9,0	59,3	0,30	7,3	21,2	0,62	0,09	0,09	98,04	-	0,36	1,62	0,01	-	0,38	0,61	0,02	-	-
Гейкилит	61,4	-	0,60	-	16,7	19,9	-	-	-	98,6	1,03	-	0,01	-	-	0,55	0,37	-	-	-
"-	62,7	-	0,25	-	18,3	20,0	-	-	-	101,25	1,02	-	0,01	-	-	0,59	0,36	-	-	-
"-	60,3	-	2,1	-	16,6	22,6	-	-	-	101,6	0,99	-	0,04	-	-	0,55	0,41	-	-	-

\* Данные определения выполнены на волновом спектрометре Microspres.

Таблица 3

**Изотопный состав самородного свинца, извлеченного в тяжелый концентрат из хромититов обр. NQ-660**

Анализ	Объект	Pb 206/204	Pb 207/204	Pb 208/204
1	Зерно 1	18,147	15,586	38,057
2	Зерно 2	17,707	15,503	37,700
3	Вытяжка*	17,906	15,575	37,849

*Примечание.* Многоколлекторный твердофазный масс-спектрометр Finnigan MAT-261 (ИГД РАН); погрешность определения – 0,03% на единицу разности масс; результаты откорректированы на величину коэффициента фракционирования  $0,0013 \pm 0,0003$  (на единицу разности масс), выявленную по результатам многократных измерений изотопного стандарта NBS-982.

\* С помощью  $\text{HNO}_3$  с поверхности искусственного шлифа из тяжелого концентрата.

Природа изученной платиноидной минерализации и самих хромититов по новой информации является дискуссионной. Нельзя не отметить, что установленная эволюция химического состава хромита в хромититах CHR-2 (хромит-I  $\rightarrow$  хромит-II, соответствующий шпинель  $\rightarrow$  хромит), процесс эволюции их платиноидной минерализации (лауритовая минерализация  $\rightarrow$  железоплатиновая), а также текстурно-структурные особенности самих хромититов в целом типичны для ультрамафитов альпийно-типовой магматической формации [2, 3]. Важный вклад в проблему генезиса хромититов массива Никьюландия могут внести данные об изотопном составе различных минералов хромититов.

Для трех образцов самородного свинца, извлеченных с поверхностей полированных шлифов тяжелых концентратов, выполнены исследования изотопного состава самородного свинца (табл. 3). По Pb-Pb-изотопной систематике, изотопные составы самородного свинца хромититов массива Никьюландия могут соответствовать возникшей около 700 млн лет назад смеси вещества истощенной мантии (DM), мантийного компонента, нередко отождествляемого с веществом ПЛЮМ (HIMU), и нижней коры

(LM). Источник вещества и модельный возраст платиноидной минерализации надежно могут быть определены по изотопному составу Os-содержащих минералов хромититов. Нами отобраны несколько кристаллов лаурита из тяжелых концентратов хромитита CHR-2 для таких исследований\*.

В заключение сформулируем некоторые эксклюзивные научные и прикладные задачи, решаемые благодаря использованию рассматриваемой технологии:

получение полного комплекса тяжелых акцессорных минералов исследуемой пробы в поверхности одного или нескольких полированных шлифов;

данные о первичных форме и размерах кристаллов и зерен тяжелых акцессориев;

обнаружение зерен уникальных (например, новых) и редких минералов для всесторонних минералогических исследований;

объективные данные для фазовых балансов малых элементов;

реконструкция ассоциаций и парагенезисов даже для редких акцессориев;

обеспечение реального сближения чувствительности минералогических и геохимических исследований;

предоставление уникальных возможностей обнаружения объектов исследования для высокоточных дорогостоящих приборных комплексов: масс-спектрометров, различных микроанализаторов, монокристалльных дифрактометров, просвечивающих микроскопов и др., т.е. существенное расширение возможности их использования;

успешное исследование на фазовом уровне различных проблематичных геологических, технических и экологических твердых объектов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Рудашевский Н.С. Минералы платины, палладия, золота и серебра в карбонатитовых рудах месторождения Люлекоп (массив Палабора, ЮАР) // Н.С.Рудашевский, Ю.Л.Крецер, А.Г.Булах и др. // Зап. ВМО. – 2001. – № 5.

2. Рудашевский Н.С. Происхождение различных типов платиноидной минерализации в породах ульт-

\* Пока результаты этих исследований не получены.

рамафитовых формаций // Зап. ВМО. – 1987. – Ч. 116. – Вып. 2.

3. Рудашевский Н.С. Платиноиды в породах ультрамафитовых формаций (минералогия и генезис). Автореф. дис. ... д-ра г.-м.н., ЛГИ. – Л., 1989.

4. Рудашевский Н.С. Платиноидная и золотосеребряная минерализация в рудах и карбонатах щелочно-ультраосновного комплекса (Ковдорский массив, Россия) / Н.С.Рудашевский, В.В.Кнауф, Н.И.Краснова, В.Н.Рудашевский // Зап. ВМО. – 1995. – № 5.

5. Рудашевский Н.С. Гидравлический классификатор. Патент на изобретение, Российская федерация / Н.С.Рудашевский, С.Д.Лупал, В.Н.Рудашевский. – М., 2001.

6. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, 1974.

7. Danni J.C.M. Archean and Lower Proterozoic Units in Central Goiás Brazil / J.C.M.Danni, R.A.Fuck, Jr.O.H.Leonardos // Geol. Rundschau. – 1982. – Vol. 71. – № 1.

8. Ferrario A. Platinum-Group Minerals in chromite-rich horizons of the Niquelandia Complex (Central Goiás, Brazil) / A.Ferrario, G.Garuti // Geo-Platinum 87. Elsevier Applied Sciences. – London, New York, 1988.

9. Ferreira Filho C. Distribution of Platinum-Group Elements in the Niquelandia layered mafic-ultramafic

intrusion, Brazil: Implications with respect to exploration / Filho C.Ferreira, A.J.Naldrett, Asif.Mohammad // Canad. Mineral. – 1995. – Vol. 33.

10. Ferreira Filho C. The Niquelandia mafic-ultramafic complex, Goiás, Brazil: a contribution to the ophiolite stratiform controversy based on new geological and structural data / C.Filho Ferreira, A.A.Nilson, A.J.Naldrett // Precambrian Research. – 1992. – Vol. 59.

11. Girardi V.A.V. The petrogenesis of the Niquelandia layered basic-ultrabasic complex, Central Goiás, Brazil / V.A.V.Girardi, G.Rivalenti, S.Sinigoi // Journ. of Petrol. – 1986. – Vol. 27. – No 3.

12. Griffin W.L. Trace element in garnet and chromites: their use in diamond exploration / W.L.Griffin, C.G.Ryan // International Round Table Conference on Diamond Exploration and Mining. – New Delhi, 1992.

13. Neves De Figueredo A. Depositos de cromita de Goiás e Campo Formoso (BA) – Diagnose e análise comparativa // Rev. Brasil. Geociencias. – 1977. – Vol. 7.

14. Ferreira Filho C. Zircon and rutile U-Pb geochronology of the Niquelandia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism / C.Filho Ferreira, S.L.Kamo, R.A.Fuck, T.E.Krogh, A.J.Naldrett // Precambrian Research. – 1984. – Vol. 68.

ЗАО "Механобр-Аналит", г.Санкт-Петербург

Центр новых технологий Агрофизического института  
РАСХН, г.Санкт-Петербург

Департамент наук о Земле, Университет Модена, Милан

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,  
г.Санкт-Петербург

УДК 550.42:546.02:549.27

**А.И.Костоянов, К.Н.Малич, Д.Ю.Иванов**

## **ВОЗМОЖНОСТИ Re-Os-ИЗОТОПНОГО МЕТОДА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Главные источники МПГ – сульфидные медно-никелевые руды дифференцированных базит-ультрабазитовых интрузивов, а также россыпные и коренные месторождения, связанные с зональными дунит-клинопироксенитовыми и клинопироксенит-дунитовыми (альпино-

типными) массивами. Сульфидные месторождения Cu-Ni-руд специализированы в основном на платину и палладий; в массивах альпинотипных гипербазитов платиноидная минерализация представлена твердыми растворами Os, Ru, Ir и Pt при подчиненной роли железоплатино-

вых твердых растворов и сульфидов МПГ, а в гипербазитах зональных комплексов это главным образом железоплатиновые твердые растворы с включениями осмиридов, иридоосминов и других минералов платиновой группы (Рудашевский, 1987).

Несмотря на длительную историю изучения, до сих пор продолжается дискуссия о генезисе месторождений МПГ. Представления о механизмах формирования платиноидной минерализации колеблются от магматической кристаллизации и метасоматоза *in situ* до мантийно-метасоматического рудогенеза и последующего выведения на уровень коры рудоносных блоков мантийного вещества.

Совершенно очевидно, что выбор наиболее адекватной модели образования месторождений МПГ в значительной степени определяется идентификацией источников рудного вещества и соотношением между возрастными рудными и породообразующими минералами. Представляется, что особая роль в решении этих проблем для платинометалльных месторождений принадлежит рений-осмиевому изотопному методу. Перспективность его использования в данном случае обусловлена рядом причин. Во-первых, радиогенный осмий ( $^{187}\text{Os}$ ), продукт  $\beta$ -распада  $^{187}\text{Re}$  ( $T_{1/2} = 4,16 \cdot 10^{10}$  лет), относится к элементам платиновой группы. Во-вторых, начальное отношение  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в минералах и породах является наиболее надежным по сравнению с  $\epsilon_{\text{Sr}}$ - и  $\epsilon_{\text{Nd}}$ -критерием, что позволяет идентифицировать источники вещества, поскольку различия между изотопными составами корового и мантийного осмия во много раз превышают аналогичные параметры, свойственные Rb-Sr- и Sm-Nd-изотопным систематикам. Так, величина  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в современных глубоководных осадках (1-0,8), состав которых принято отождествлять с таковым континентальной коры, приблизительно в шесть раз выше, чем в CHUR\* (0,12736 $\pm$ 0,00016) (Yin et al., 1996). В-третьих, по изотопному составу осмия можно определять модельный Re-Os-возраст платиновых минералов. Такая методика датирования впервые была предложена К.Аллегре и Дж.Люком в 1980 г. [3] и получила дальнейшее развитие в

отделе изотопной геохимии ВСЕГЕИ [2]. Постоянство отношения Re/Os в мантийном веществе хондритового состава предопределяет то, что модельные Re-Os-датировки мантийных производных оказываются близки к достоверным, по сравнению с аналогичными для других изотопных систем (Sm-Nd, Pb-Pb). Причем для минералов МПГ (ММПГ), концентрация рения в которых, как правило, близка нулю и для которых в силу целого ряда причин (геохимических и физико-химических) вероятность завышения и занижения модельных Re-Os-возрастов чрезвычайно мала, такие датировки могут соответствовать реальному времени их образования. Также весьма перспективен Re-Os-метод при изохронном датировании платиноносных Cu-Ni-сульфидных руд и вмещающих пород.

В качестве примеров, которые иллюстрируют возможности изотопной Re-Os-системы, кратко рассмотрим результаты изучения россыпных проявлений МПГ Урала и палеороссыпей Восточного Витватерсранда (ЮАР).

Рифы бассейна Витватерсранд, известные своими Au-U-месторождениями, являются также одним из главных поставщиков осмия на мировой рынок. Осмий в виде богатых осмием ММПГ получают в качестве сопутствующего продукта при добыче золота. С помощью цирконометрии достаточно надежно установлено, что формирование бассейна носило длительный и циклический характер. U-Pb-возраст цирконов, выделенных из конгломератов, которые представляют различные стратиграфические уровни бассейна, варьирует в пределах 3300-2900 млн лет [8]. Rb-Sr- и Pb-Pb-методами зафиксированы также и более молодые процессы с возрастом 2550, 2300, 2060 млн лет. В то же время о рудных процессах известно крайне мало. С целью идентификации источников платинометалльной минерализации и определения модельного Re-Os-возраста с помощью NTIMS [2] измерено отношение  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в единичных зернах ММПГ из палеороссыпей золоторудного поля Эвандер (восток бассейна Витватерсранд) (табл. 1). При исследовании морфологии и состава зерен ММПГ использованы ска-

\* CHUR (chondritic uniform reservoir) – одновременный хондритовый резервуар.

Изотопный состав осмия и модельный Re-Os-возраст ММПГ из палеороссыпей Восточного Витватерсранда (ЮАР)

Номер образца	Состав ММПГ	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{норм}}^*$	$T_{\text{Re-Os}}$ , млн лет**
1	Os-Ir-Ru	0,1024±0,0006	3640
2	Os-Ir-Ru	0,1050±0,0004	3260
3	Ru-Os-Ir-Pt	0,1054±0,0005	3200
4	Os-Ir	0,1056±0,0006	3170
5	Os-Ir	0,1050±0,0005	3260
6	Ir-Os-Pt-Ru-Fe	0,1055±0,0007	3190
7	Os-Ir-Ru-Pt-Fe	0,1053±0,0006	3210
8	Ru-Os-Ir-Pt-Fe	0,1052±0,0004	3230
9	Pt-Ir-Os-Fe-Ru + Os-Ir-Ru	0,1052±0,0008	3230
10	Os-Ir-Ru	0,1061±0,0007	3100
11	Os-Ir	0,1057±0,0005	3160
12	Os-Ir	0,1072±0,0007	2940
13	Os-Ir-Ru	0,1091±0,0004	2660
14	Ru-Os-Ir-Pt	0,1133±0,0006	2050
15	Os-Ir-Ru	0,1130±0,0008	2090
16	Ru-Os-Ir-Pt	0,1133±0,0005	2050
17	Os-Ir-Ru	0,1136±0,0011	2000
18	Os-Ir-Ru + Re	0,1862±0,0006	—
19	Ru-Ir-Os + Re	0,1619±0,0012	—

\*Нормировано по отношению  $^{190}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 1,98379$  [9].

\*\*Расчитано по формуле (1) [2].

нирующая электронная микроскопия и микро-рентгеноспектральный анализ.

Установлено, что изотопный состав осмия в палеороссыпях золоторудного поля Эвандер независимо от химического состава МПП варьирует. Корреляция между этими параметрами отмечена только в образцах 19 и 20, в которых при анализе был обнаружен рений. Присутствие рения в ММПГ является особенностью данной платиноидной минерализации, поскольку в россыпных проявлениях других регионов Мира, изученных к настоящему времени, содержание рения в минералах Ru-Ir-Os- и Fe-Pt-парагенезиса, как правило, не превышает пределов его обнаружения, т.е. 0,05% мас. Палеороссыпи золоторудного поля Эвандер, а также золоторудного поля Велком (юг бассейна Витватерсранд) [4] имеют еще одну отличительную черту: изотоп-

ный состав осмия в ММПГ этих россыпей довольно близок начальному изотопному составу осмия в CHUR, величина отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в котором за 4,5 млрд лет геологической истории Земли изменилась с 0,096 до 0,12736 (Yin et al., 1996). Подобие палеороссыпей Витватерсранда россыпям других регионов Мира, приуроченным к базит-гипербазитовым комплексам, состоит в том, что в них ассоциируют зерна ММПГ, имеющие различный изотопный состав осмия. При этом вариации отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ , как правило, лежат в пределах значений, свойственных хондритовому (мантийному) веществу, и подчиняются определенным закономерностям. Так, характер распределения величин  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в россыпях дискретен, т.е. вариации данного отношения в отдельной россыпи описываются несколькими выборками, причем

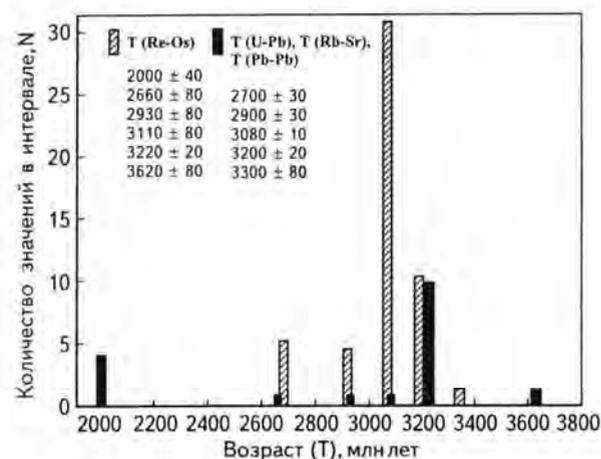


Рис. 1. Характер распределения модельных Re-Os-датировок ММПГ, U-Pb-датировок цирконов, Rb-Sr- и Pb-Pb-датировок метаморфических пород бассейна Витватерсранд (ЮАР)

средние значения отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ , свойственные этим выборкам, статистически значительно различаются (рис. 1). Такой характер распределения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в россыпях, по-видимому, отражает полицикличность мантийных процессов платинометалльного рудогенеза, а также то, что в этих россыпях ассоциируют разновозрастные ММПГ. Полученные модельные Re-Os-датировки и минералогические особенности платиноидной минерализации золоторудных полей Эвандер и Велком позволяют высказать предположение о том, что источником вещества МПГ палеороссыпей бассейна Витватерсранд являлась слабодифференцированная в отношении МПГ архейская мантия. Причем корреляция между модельным Re-Os-возрастом МПГ из палеороссыпей Витватерсранда и U-Pb-возрастом цирконов (см. рис. 1) свидетельствует о взаимосвязи магматических и рудных процессов. Однако следует отметить, что магматические кислые породы, материнские для цирконов, не могут быть продуктивны на МПГ, источником которых в основном являются ультрамафиты. Такое совпадение датировок, по-видимому, доказывает то, что формирование минералов МПГ, связанное с мантийными процессами, и образование гранитоидов (коровые процессы) имеют единую энергетическую основу, обусловленную циклическим характером эндогенной активности, которая проявляется на

определенных этапах геологической истории развития Земли. Сравнение закономерностей распределения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в россыпях, связанных с дунит-клинопироксенит-габбровыми и клинопироксенит-дунитовыми (альпинотипными) платиноносными массивами, позволяет допустить, что коренным источником платиноидной минерализации золоторудных полей Эвандер и Велком могли быть альпинотипные гипербазиты, поскольку россыпям минералов МПГ именно такого типа свойственны наиболее широкие пределы вариаций отношений  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ .

С целью уточнения особенностей генезиса платинометалльной минерализации гипербазитов и выработки наиболее адекватной модели рудного процесса можно сопоставить результаты изотопных анализов осмия в индивидуальных зернах ММПГ из аллювиальных и россыпных проявлений Полярного, Приполярного, Среднего Урала, а также Тимана с данными вариаций отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в коренных и россыпных проявлениях МПГ других регионов России и Мира (табл. 2). Так же, как в палеороссыпях бассейна Витватерсранд, в россыпных проявлениях ММПГ Приполярного, Полярного, Среднего Урала и Тимана, приуроченных к базит-гипербазитовым массивам, изотопный состав осмия варьирует. При этом пределы вариаций отношения  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  соответствуют в основном значениям, свойственным мантийному (хондритовому) веществу, что позволяет рассчитать модельный Re-Os-возраст отдельных зерен ММПГ. С помощью дисперсионного анализа установлено, что модельные Re-Os-датировки МПГ соответствуют нескольким этапам формирования самородной платинометалльной минерализации на Урале и Тимане. Этапы хорошо согласуются со временем активизации тектономагматической деятельности, фиксируемой в этих регионах Rb-Sr-, K-Ar- и U-Pb-изотопными методами (см. табл. 2). Причем цикличность процессов образования МПГ, в среднем 200 млн лет, близка установленной Н.Л.Добрецовым и А.Г.Кирдяшкиным [1] периодичности возникновения горячих точек на границе ядро-мантия.

Выявленные особенности вариаций изотопного состава осмия в ММПГ Урала, Тимана, а также других регионов России и Мира свидетельствуют о мантийно-метасоматической при-

Основные этапы формирования минералов металлов платиновой группы из россыпных проявлений, приуроченных к габбро-гипербазитовым массивам различных формационных типов

Регион	Этапы, млн лет*									
Урал, Тиман, Восточная Сибирь, Камчатско-Корякский и Алтае-Саянский регионы, Приамурье, Канада, Индонезия и др. [7]	Формирование ММПГ									
	2050±60** (8)***	1790±60 (7)	1260±30 (12)	1040±30 (25)	930±60 (6)	820±30 (22)	740±30 (18)	580±20 (32)	390±20 (29)	220±20 (33)
	—	—	1320±30 (3)	1060±30 (9)	890±30 (3)	—	740±15 (5)	580±30 (3)	400±30 (3)	210±30 (2)
	—	—	1250±40 (2)	1100±40 (2)	—	810±15 (7)	—	520±15 (7)	390±40 (2)	—
	1980±40 (1)	—	1300±30 (3)	1100±40 (1)	—	800±15 (6)	—	580±10 (8)	360±15 (6)	200±15 (4)
Урал и Тиман****	Эндогенная активность****									
	2000	1700	1350	1100-1050	—	800	700	650-535	400-290	—

\*Установлены при статистической обработке результатов изотопных анализов ММПГ из россыпей, приуроченных к габбро-гипербазитовым массивам различных регионов России и Мира.

\*\*Модельный Re-Os-возраст ММПГ рассчитан по формуле (1) [2].

\*\*\*Количество образцов.

\*\*\*\*По данным U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd, K-Ar-методов.

роде платиноидов и в большей степени соответствуют гипотезе о твердопластичном характере перемещения гипербазитов на коровый уровень.

В процессе микронзондовых анализов выявлена специфика россыпей Урала и Тимана. В соответствии с характером расположения фигуративных точек на тройной диаграмме Os-Ir-Ru и их числом в россыпных проявлениях Среднего Урала содержание ММПГ из альпинотипных гипербазитов оказывается значительно ниже, чем в россыпях Приполярного Урала и Тимана. При этом в уральских и тиманских ММПГ, относящихся к Fe-Pt- и Ru-Ir-Os-парагенетическим ассоциациям, отмечается комплементарное распределение металлов платиновой группы. Кроме того, в железоплатиновых твердых растворах значения хондрит-нормированных концентраций коррелируют с обратной температурой плавления металлов платиновой группы, что указывает на активированный характер процессов образования минералов Fe-Pt-парагенезиса и может служить признаком, косвенно свидетельствующим о метасоматической природе МПГ.

Как отмечалось выше, существуют значительные различия между месторождениями МПГ, связанными с расслоенными мафит-ультрамафитовыми массивами и телами дунит-клинопироксенит-габбрового и клинопироксенит-дунит-габбрового формационных типов. Эти различия касаются как строения массивов и ассоциации пород, слагающих эти комплексы, так и их рудной специализации. Анализ опубликованных данных, отражающих результаты исследований сульфидных Cu-Ni-руд крупнейших месторождений МПГ Мира, выполненных Re-Os-методом, и сопоставление их с результатами изотопных исследований платиноидов из россыпных и коренных проявлений МПГ, приуроченных к базит-гипербазитовым массивам Урала, Восточной и Южной Сибири, Камчатки, Корякии, Амурской области и др., позволяет выявить еще одно очень важное отличие этих месторождений. Согласно пределам вариаций величин начального изотопного состава осмия в платиноносных сульфидных Cu-Ni-рудах и в МПГ гипербазитов зональных и альпинотипных массивов оказывается, что рудопроявления этих формационных типов имеют различные источники рудного вещества (рис. 2). Источником самородной платинометаллической минерализации гипербазитов зональных и альпинотипных массивов, как правило, является вещество мантии хондритового состава (CHUR). Источники же вещества платиноносных Cu-Ni-сульфидных руд, в отличие от CHUR, более обогащены радиогенным осмием. Одной из возможных причин такого различия может быть то, что в процессе формирования сульфидных Cu-Ni-руд активную роль играет вещество коры. В свою очередь, платиноидные минерализации гипербазитов зональных и офиолитовых комплексов также имеют свою изотопную специфику. Она обусловлена тем, что пределы вариаций отношений  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в россыпях МПГ, приуроченных к альпинотипным массивам, значительно превосходят таковые в МПГ концентрически-зональных массивов. Это обстоятельство может быть использовано в качестве изотопного критерия для идентификации коренных источников россыпных проявлений МПГ неясного генезиса.

зации гипербазитов зональных и альпинотипных массивов, как правило, является вещество мантии хондритового состава (CHUR). Источники же вещества платиноносных Cu-Ni-сульфидных руд, в отличие от CHUR, более обогащены радиогенным осмием. Одной из возможных причин такого различия может быть то, что в процессе формирования сульфидных Cu-Ni-руд активную роль играет вещество коры. В свою очередь, платиноидные минерализации гипербазитов зональных и офиолитовых комплексов также имеют свою изотопную специфику. Она обусловлена тем, что пределы вариаций отношений  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в россыпях МПГ, приуроченных к альпинотипным массивам, значительно превосходят таковые в МПГ концентрически-зональных массивов. Это обстоятельство может быть использовано в качестве изотопного критерия для идентификации коренных источников россыпных проявлений МПГ неясного генезиса.

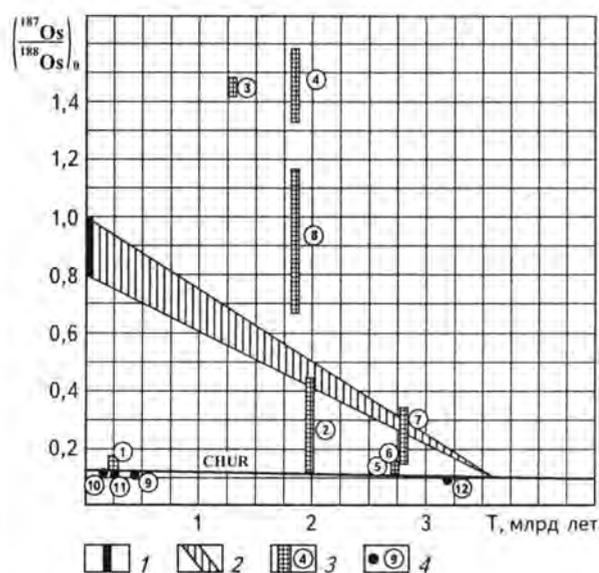


Рис. 2. Осмиевая изотопная систематика платинометаллических месторождений различных формационных типов

1 — Fe-Mn-конкреции; 2 — область вариаций ( $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ) в коре; 3 — Cu-Ni-сульфидные месторождения (цифры в кружках): 1 — Норильск (Россия), 2 — Печенга (Россия), 3 — Лабрадор (Канада), 4 — Кимберли (Австралия), 5 — Стиллуотер (США), 6 — Бушвальд (ЮАР), 7 — Койвисто (Финляндия), 8 — Садбери (Канада); 4 — россыпи ММПГ (цифры в кружках): 9 — Урал, Тиман, Алтае-Саянский регион (Россия), 10 — Камчатка, Корякия, Амурская обл., Восточная Сибирь, Кондер, Инагли (Россия), 11 — Гули (Россия), 12 — Витватерсранд (ЮАР)

Изучение Cu-Ni-сульфидных месторождений Re-Os-методом (см. рис. 2) наряду с информацией о возрасте рудных процессов выявило еще одну важную специфику их генезиса. Суть проблемы состоит в том, что источником платинометалльных руд является вещество, гетерогенное в отношении изотопного состава осмия. Несмотря на то, что природа такой гетерогенности пока не совсем ясна, столь значительные вариации  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  в источниках рудного вещества трудно увязать с магматической моделью формирования сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд, которая на сегодняшний день является доминирующей.

В заключение следует отметить, что в настоящее время Re-Os-изотопная система используется не только для решения вопросов, связанных с изучением закономерностей формирования платинометалльных месторождений, но и при датировании сульфидных минералов. Таким образом, рассматриваемая изотопная система в сочетании с U-Pb-, Rb-Sr-Sm-Nd-методами активно применяется для исследования процессов дифференциации мантии и эволюции земной коры.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л. Об источниках мантийных плюмов / Н.Л.Добрецов, А.Г.Кирдяшкин // Геохимия. – 2000. – Т. 373. – № 1.
2. Костянов А.И. Модельный Re-Os-возраст платиновых минералов // Геол. рудн. месторождений. – 1998. – Т. 40. – № 6.
3. Allegre C.J. Osmium isotopes as petrogenetic and geological tracers / C.J.Allegre, J.M.Luck // Earth Plan. Sci. Let. – 1980. – Vol. 48.
4. Hart S.R. Osmium isotope systematics in Witwatersrand and Bushveld ore deposits / S.R.Hart, E.D.Kinloch // Econ. Geol. – 1989. – Vol. 84.
5. Hattori K. Osmium-isotope ratios of platinum-group minerals associated with ultramafic intrusions: Os-isotopic evolution of the oceanic mantle / K.Hattori, R.Hart // Earth Plan. Sci. Let. – 1991. – Vol. 107.
6. Robb L. U-Pb ages single detrital zircon grains from the Witwatersrand basin, South Africa: constraints on the age of sedimentation and evolution of granites adjacent to the basin / L.Robb, D.Davis, S.Kamo // Journ. Geol. – 1990. – Vol. 98. – No 3.
7. Tutta D. The measurement of osmium isotope ratios using negative thermal ionization // Application News. – 1992. – No 15.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского,  
г.Санкт-Петербург*

УДК 550.42:546.02:552.321.6(571.66)

**Э.А.Ланда, В.П.Зайцев, Б.А.Марковский,  
Б.В. Беляцкий, А.И.Костянов**

## **ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОНАЛЬНЫХ ПЛАТИНОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ ПРОВИНЦИИ**

Более 200 лет эксплуатируются россыпи платины, образовавшиеся за счет разрушения зональных концентрически-кольцевых массивов урало-алаянского типа. Более 200 лет такие массивы изучаются. Тем не менее многие вопросы, касающиеся их происхождения,

остаются дискуссионными. Изотопно-геохимические методы исследования позволяют приблизиться к решению подобных вопросов или по-новому их сформулировать. В частности, с их помощью могут быть выявлены возрастные особенности, характер мантийных



Рис. 1. Расположение изученных массивов Корякско-Камчатской провинции

1-6 – массивы пояса дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов (показаны штриховкой): 1 – Итчайваям, 2 – Матыскен, 3 – Эпильчик, 4 – Гальмознан, 5 – Сейнав, 6 – Левоандриановский; 7 – расслоенные массивы Дукук и Кавалорот; 8 – массив г. Солдатской (Камчатский Мыс)

источников, признаки гомогенности-гетерогенности массивов.

Объектом такого рода исследований стали платиноносные и потенциально платиноносные зональные массивы Корякско-Камчатской провинции – Гальмознан, Сейнав, Эпильчик, Итчайваям, Матыскен, Левоандриановский, образующие своеобразный пояс (рис. 1). Кроме того, для получения общей картины исследовались и особенности некоторых расслоенных интрузий Камчатки – массивы Кувалорот и Дукук, и од-

→  
 Возраст, млн лет: Эпильчик – 82, Матыскен – 89, Итчайваям – 83, Гальмознан – 97. Массив Итчайваям: 1 – дунит, 2 – вердит, 3 – пироксенит, 4 – габбро, 5, 6, 8 – клинопироксены, 7, 9 – амфиболы, 10 – плагиоклаз; массив Эпильчик: 11 – дунит, 12 – дунит, 13 – пироксенит, 14 – габбро, 15-17 – клинопироксены, 18 – плагиоклаз; массив Матыскен: 19 – дунит, 20 – пироксенит, 21 – габбро, 22 – клинопироксен, 23 – амфибол, 24 – плагиоклаз; массив Гальмознан: 25, 27, 28 – клинопироксениты, 26 – дунит, 29-31 – клинопироксениты

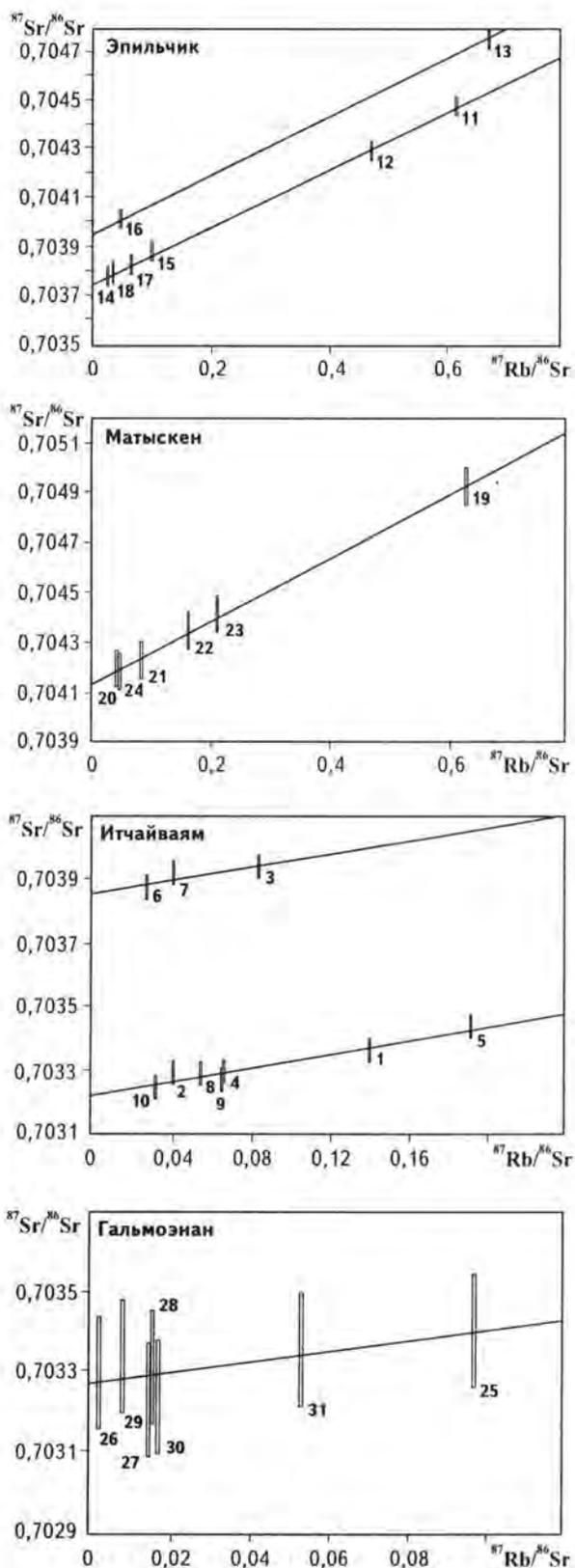


Рис. 2. Диаграммы  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  –  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для пород и их минералов дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Корякии

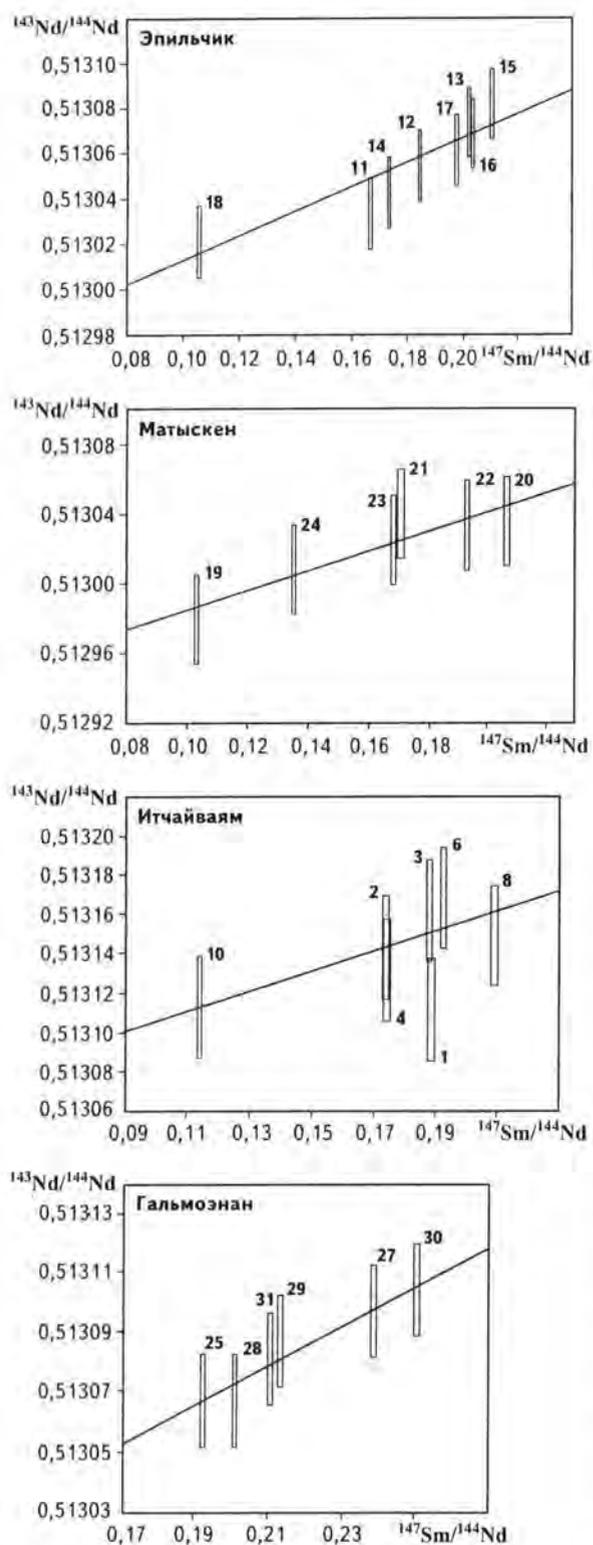


Рис. 3. Диаграммы  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  для пород и их минералов дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Корякии

Возраст, млн лет: Эпильчик – 81, Матыскен – 84, Итчайваям – 78, Гальмознан – 101. Названия пород см. рис. 2

ного из офиолитовых комплексов – массив Солдатский, Камчатский мыс (рис. 2, 3).

*Возрастные особенности массивов.* Достаточно четкие изохронные определения свидетельствуют о позднемеловом возрасте зональных массивов Камчатки и Корякии, что соответствует имеющимся геологическим данным. Налицо и соответствие между оценками возраста в самарий-неодимовой и рубидий-стронциевой системах. При общей близости намечается некоторая неоднородность полученных оценок возраста. Отдельные участки Корякско-Камчатской провинции несколько различаются по возрастным характеристикам: время формирования северной ветви провинции – 79-101 млн лет, южной – 65-67 млн лет. В северной ветви фиксируется неоднородность: возраст массивов эпильчикской группы 79-84 млн лет, а сейнавагальмознанской – 90-101 млн лет.

Таким образом, Корякско-Камчатская провинция зональных массивов представляет собой образование, возникшее в позднемеловое время, но ее отдельные участки – в разные отрезки времени. Можно говорить о микрополихронности становления групп входящих в провинцию (зональных массивов) с тенденцией их омоложения в направлении с севера на юг. Обращает на себя внимание практически полное совпадение в южной ее части возраста зонального Леоандринановского массива и расслоенных интрузий Дукук и Кувалорог (65-75 млн лет). Хотя некоторые геологические наблюдения указывают, что расслоенные комплексы древнее зональных, разница в возрасте невелика, во всяком случае не больше, чем между отдельными зональными массивами. Соответственно, может быть сделан вывод, что формирование Корякско-Камчатской провинции зональных массивов и образование расслоенных интрузий Камчатки происходило как близодновременное событие, и последние могут считаться особой частью провинции. При этом существенно, что расслоенные комплексы прорывают докембрийские метаморфиты.

Определенный интерес представляет и подтверждение большой близости формирования зональных и офиолитовых массивов Камчатки (возраст 78-93 млн лет). Пространственная близость подобного рода образований общеизвестна. Установленная возрастная близость свиде-

тельствует о том, что становление офиолитов и зональных массивов Камчатки совершалось в несколько разобщенных по латерали и различающихся по геодинамической сущности частях единой геолого-структурной области. Такое единство обусловило пространственную приуроченность офиолитовых и зональных комплексов к глубоководным вулканогенно-кремнистым и вулканогенным толщам океанического и субокеанического типов, распространявшимся и на континентальные блоки с метаморфическим фундаментом. Отметим также близость возраста зональных массивов и вмещающих их пород.

В целом полученный интервал возрастных оценок соответствует весьма важному этапу развития земной литосферы в пределах и Корякско-Камчатского региона и прилегающих океанических и континентальных областей. Анализ базы данных "Геохрон", содержащей все известные к 1997 г. данные по рубидий-стронциевым и калий-аргоновым датировкам магматических комплексов Северо-Востока России, проведенный В.В.Акининым и И.Н.Котляром [1], позволил сделать вывод о том, что в регионе наиболее мощная перестройка геологической системы произошла 105-90 млн лет назад и, очевидно, была связана с заложением Охотско-Чукотского вулканического пояса (альбкампан). Термальное событие, обусловившее этот процесс, закончилось 60 млн лет назад. Как видно, полученные в настоящем исследовании оценки возраста полностью попадают в приведенный выше статистический интервал 60-105 млн лет.

Добавим, что по своим возрастным характеристикам Корякско-Камчатская провинция весьма близка провинции юго-западной Аляски, абсолютный возраст зональных массивов которой 100-110 млн лет [10]. Таким образом, особенности развития значительного сегмента Тихоокеанского пояса в верхнем мелу благоприятствовали формированию зональных массивов. По мнению ряда исследователей, одной из причин такого рода благоприятствования было взаимодействие окраинно-континентальных сооружений Северной Америки и Северо-Восточной Азии с океанической плитой Кула, приведшее, в частности, к изменению режима сжатия в поздней юре на режим относительного растяжения в мелу [10]. На важное значение та-

кого взаимодействия указывают В.Г.Батанова и О.В.Астраханцев при обсуждении генезиса зональных массивов Корякии. Близкие условия в мелу имели место и в Приморье, где известны зональные массивы мелового возраста, и в краевой юго-восточной части Сибирской платформы (Кондерский, Чадский и Сыбахский).

Сказанное еще раз подтверждает вывод о параллелизме развития Аляско-Канадского и Корякско-Камчатского звеньев Тихоокеанского пояса [2] и предполагает подобный параллелизм и для более южных его частей в пределах России и Китая. По данным А.Басу и др. [9], тихоокеанская транзиталь в пределах Китая в мелу (в интервале 70-120 млн лет) характеризовалась мощно проявленным островодужным магматизмом и рифтогенными процессами, сопровождаемыми магматизмом в континентально-окраинной области.

В пределах Тихоокеанского пояса условия для формирования зональных массивов имели место и в другие временные интервалы. Так, возраст комплекса Гуд Ньюс Бэй (юго-восточная Аляска) 176-187 млн лет. Поскольку в Корякско-Анадырском регионе представлены образования того же возраста, есть вероятность обнаружения и в нем зональных массивов близкого времени заложения. В Колумбии (Южная Америка) платиноносные зональные массивы (Алто-Кондото и др.) образовались в связи с очень молодыми процессами и имеют возраст 20 млн лет.

*Типы мантийных резервуаров вещества зональных массивов.* Проведенное исследование дает возможность оценить особенности мантийного вещества, за счет которого формировались платинOMETалльные зональные массивы. Как показано ранее, в системе Sm-Nd есть определенная зависимость между характером мантийных источников, временем становления магматических комплексов и типом структур, с которыми последние связаны [7]. В фанерозойских складчатых областях, в частности, основные – ультраосновные породы образовались в связи с относительно истощенными источниками, величина  $\epsilon_{Nd}$  которых близка параметрам модельной мантии типа PREMA. Характеристики пород зональных массивов Корякии и Камчатки в целом подчиняются такой закономерности. В рубидий-стронциевой системе соответствующие характеристики пород массивов так-

же указывают на умеренно истощенный характер мантийных источников.

Данные по конкретным массивам уточняют общую картину. Различные величины значения  $\epsilon_{Nd}$  пород, расположенных вблизи друг от друга интрузий (например, массивов эпильчикской группы), возможно, указывают на некоторые различия источников по степени истощенности. Альтернативное предположение — различная степень контаминированности массивов коровым веществом в процессе их становления. Однако подобное предположение пока не находит достаточного подтверждения.

Примечательным является факт направленного изменения величины значения  $\epsilon_{Nd}$ , указывающей на степень истощения источников, в пределах Корякско-Камчатской провинции. Для самой северной эпильчикской группы массивов интервал колебаний  $\epsilon_{Nd}$  составляет 10,1–7,9, для сейнав-гальмознанского участка 8,2–6,4, а для южной части провинции, судя по результатам изучения Левоандриановского массива, 6–4.

Таким образом, в направлении с севера на юг уменьшается степень истощенности мантийных источников. Возможно, что в совокупности все это указывает на участие некоего потока изотопно недеплетированного вещества в формировании зональных массивов и на то, что процесс в целом можно характеризовать как “плюмовый”. У пород расслоенных массивов Кувалрог и Дукук, ассоциирующих на юге с зональными массивами, величина  $\epsilon_{Nd}$  порядка +4,8; у пород офиолитового комплекса Солдатского Мыса колеблется от 7,2 до 8,1.

На диаграмме  $^{143}Nd/^{144}Nd - ^{87}Sr/^{86}Sr$  (рис. 4) поле пород изученных зональных массивов попало в область мантийных ксенолитов, составы которых рассматриваются в качестве вероятных субстратов областей мантийного магмогенерирования и сопряженных с ним процессов рестрирования, метасоматоза и т.п. Наиболее близкими по изотопным характеристикам породами зональных массивов оказались ксенолиты из базальтоидов Канарских и особенно Гавайских островов, среди которых, как известно, преобладают породы так называемой пироксенитовой мантии. Подобный источник представляется наиболее вероятным, но не единственным для вещества зональных массивов.

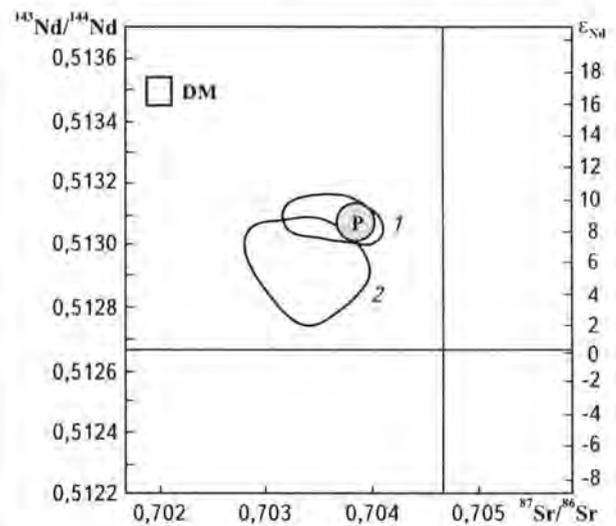


Рис. 4. Диаграмма  $^{143}Nd/^{144}Nd - ^{87}Sr/^{86}Sr$  для пород дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Корякско-Камчатской провинции

1 — поле пород изученных массивов; 2 — поле мантийных ксенолитов из базальтов Гавайских и Канарских островов; DM — истощенная мантия; P — мантия типа PRE MA

*Изотопная гетерогенность зональных массивов.* Проблема изотопной неоднородности пород зональных массивов не нова. В свое время некоторые исследователи, основываясь на результатах определения K-Ar-возраста по флогопитам и амфиболам, пришли к выводу, что дуниты зонального Кондерского массива внедрились в земную кору значительно раньше (в рифее), чем породы его периферических частей, сформировавшихся через сотни миллионов лет в мезозое. Аналогичные выводы были получены и в отношении оливинитов Ковдорского массива (щелочно-ультрамафический зональный комплекс). Однако эти выводы позднее были отвергнуты, поскольку они противоречили геологическим данным, свидетельствующим о становлении комплексов как едином, практически недискретном процессе; кроме того, были выявлены методические погрешности в калий-аргоновых определениях возраста.

Приведенные выше данные позволяют вернуться к проблеме, но уже на других основаниях. Дело в том, что исследование выявило несомненную неоднородность пород зональных массивов Корякско-Камчатской провинции по их изотопным и возрастным характеристикам.

По результатам изучения пород Левоандриановского массива в Sm-Nd-системе была построена достаточно надежная изохрона, подтверждающая, как уже было сказано, позднемеловой возраст интрузива, что соответствует также данным по рубидий-стронциевому датированию. Однако изохрона получена без учета определений по дунитам. С учетом этих определений получилась некая дополнительная "изохрона", смещенная в область значительно более древних значений, согласно которым возраст составил около 315 млн лет. Отсюда может быть сделан вывод, что дуниты Левоандриановского массива сформировались значительно раньше, чем произошло их внедрение вместе с другими породами в земную кору.

Информация об особом положении дунитов в Sm-Nd-системе нашла принципиальное подтверждение и при изучении других зональных массивов пояса. В частности, в выборках по массивам Гальмозан, Эпильчик и Итчайваям результаты соответствующих измерений по дунитам не попадают на основную изохрону, будучи смещенными в область больших возрастов. При учете данных по дунитам примерный расчет показывает возраст массивов соответственно 124, 167 и 280 млн лет вместо 101, 81 и 78 млн лет. Выявленные различия не столь велики, как в случае с дунитами Левоандриановского массива. Однако следует иметь в виду и достаточную приблизительность оценок, и вероятность выравнивания изотопных характеристик при взаимодействии различных пород в процессе внедрения и становления интрузивов.

Изотопная дискретность выявляется и у пород других образований, возникших в связи с мантийным петрогенезом. Она, в частности, обнаружена в войкаро-сыннинском комплексе альпинотипных перидотитов, где часть гарцбургитов имеет иные сравнительно с другими породами изотопные характеристики и представляет собой более древние образования, чем комплекс в целом (Sharma et al, 1998).

Ранее при анализе общих петрогеохимических особенностей зональных массивов уже было обращено внимание на определенную дискретность слагающих их пород и был сделан вывод о вероятном их формировании за счет не одного, а нескольких источников [6]. На основании ряда общегеологических и теоретических

положений [5 и др.] сформулированы также представления об особом положении дунитов в зональных массивах. Поэтому полученную информацию по изотопной специфике дунитов можно считать в какой-то мере ожидаемой. Существенным и важным дополнением к ней явились полученные в настоящем исследовании данные об изотопной неоднородности пироксенитов в рамках Rb-Sr-системы. В частности, рассчитанная по результатам изучения пород массива Итчайваям величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $J_{\text{Sr}}$ ) для пироксенита и для минералов этой породы (см. рис. 2) оказалась заметно выше (0,7038), чем в большинстве других замеренных образцов (0,7032). То же установлено и при изучении пород массива Эпильчик, где величина  $J_{\text{Sr}}$  в пироксените также выше, чем в других породах и минералах.

Таким образом, породы зональных массивов Корякско-Камчатского региона изотопно неоднородны, что свидетельствует о вероятной множественности их источников и возможной полихронности массивов, в частности, более древнем по отношению к другим породам возрасте дунитов и платинометалльного оруденения в них.

*Результаты изучения рений-осмиевой системы.* Проведенный выше анализ результатов изучения изотопно-геохимических особенностей пород зональных массивов Корякско-Камчатской провинции затронул ряд проблем, требующих дальнейшего разрешения. Прежде всего, это изотопная гетерогенность массивов и вывод о более древнем возрасте дунитов по отношению к другим породам. Определенный вклад в обсуждение и, возможно, разрешение проблемы вносят полученные по тем же массивам результаты определения изотопных характеристик минералов металлов платиновой группы (ММПГ) в рамках рений-осмиевой системы. МПГ, как известно, теснейшим образом связаны с дунитами и хромитовыми сегрегациями в них, и информация об изотопных особенностях МПГ имеет непосредственное отношение к проблеме дунитов в целом.

Важнейшей особенностью рений-осмиевой изотопной систематики является идентичность для Земли в целом и для мантии величины отношения Re/Os, которая оставалась в большей части мантии неизменной на протяжении всех

4,5 млрд лет геологической истории [8 и др.]. За это время постоянство отношения  $Re/Os$  обусловило линейное изменение величины  $^{187}Os/^{188}Os$  в мантии – с 0,96 до 0,12736. В итоге модельные  $Re-Os$ -возрасты мантийных осмий-содержащих минералов оказываются близкими к достоверным. Это нормальная, или хондритовая линия эволюции рений-осмиевой системы.

Изотопный анализ большой выборки зерен платиновых минералов из зональных комплексов показал, что величина отношения  $^{187}Os/^{188}Os$  большинства образцов соответствует мантийным значениям. Можно в этом случае предполагать хондритовую эволюцию источников, определившую измеренные характеристики минералов, и вести расчет модельного возраста платиновых минералов по методике, описанной ранее [3]. Поскольку в основном изучались ММПГ из россыпных проявлений, в которых могут присутствовать индивиды из разных источников, необходимо учитывать статистические особенности результатов исследования. На гистограмме (рис. 5) проявился достаточно четкий максимум возраста в интервале 250-350 млн лет. В этот интервал попала большая часть определений по зональным комплексам, а также некоторое количество взятых для сравнения данных по ММПГ из офиолитов. Еще один максимум, но менее четко проявленный, фиксируется в интервале 450-650 млн лет. При этом в последний попадают в основном определения по минералам из офиолитов.

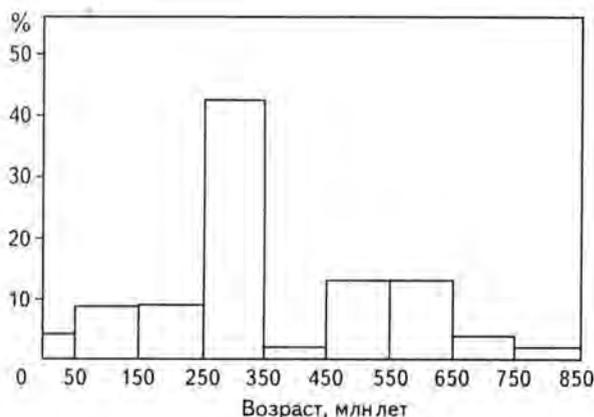


Рис. 5. Гистограмма  $Re-Os$ -модельных возрастов минералов платиновой группы зональных и офиолитовых массивов Корякско-Камчатской провинции

Таким образом, статистически значимый возраст платиновых минералов из дунитов зональных массивов по хондритовой модели лежит в интервале 250-350 млн лет. Наиболее часто встречаются значения 260-340 млн лет. Если сравнивать полученные данные с аналогичными по другим регионам, то и в последних этот интервал выявляется достаточно часто. Он установлен для МППГ из дунитов Кондерского и Инаглинского зональных массивов и специфического гулинского комплекса, для офиолитов Камчатки, в частности Солдатского массива – 314 млн лет [4]. Возможно, этот временной интервал соответствует некоему глобальному процессу в мантии Земли, в ходе которого могли формироваться или радикально преобразовываться металлы платиновой группы, транспортировка которых в кору произошла значительно позднее.

В целом рений-осмиевые изотопные характеристики, возможно, подтверждают сделанный выше вывод о древнем относительно массивов возрасте дунитов. Отметим однако, что в настоящей работе не рассмотрены модельные построения, базирующиеся на допущении существования аномальных по величине  $^{187}Os/^{188}Os$  участков мантии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Акинин В.В. "Геохрон" – компьютерная база данных изотопного датирования минералов горных пород и руд Северо-востока России / В.В.Акинин, И.Н.Котляр // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. – Магадан, 1997.
2. Ицксон М.И. Металлогенический анализ Восточно-Азиатского и Аляска-Канадского звеньев севера Тихоокеанского пояса / М.И.Ицксон, В.И.Бергер // Сов. геол. – 1972. – № 5.
3. Костоянов А.И. Модельный  $Re-Os$ -возраст платиновых минералов // Геол. рудн. месторождений. – 1998. – Т. 40. – № 6.
4. Костоянов А.И. Особенности изотопного состава осмия минералов платиновой группы (МППГ) из россыпных проявлений Солдатского ультрамафитового комплекса (п-ов Камчатский Мыс, Восточная Камчатка) / А.И.Костоянов, Э.А.Ланда, Б.А.Марковский и др. // Геохимия. – 2000. – № 10.
5. Ланда Э.А. К проблеме геохимической типизации альпинотипных и концентрически-зональных массивов Урала (по данным изучения распределения РЗЭ) / Э.А.Ланда, А.П.Казак, С.В.Щербакова // Геохимические типы и рудоносность базитов-гиперба-

зитов гранулит-гнейсовых комплексов зеленокаменных поясов офиолитов. – Иркутск, 1990.

6. Ланда Э.А. Геохимические особенности Нижне-Тагильского зонального массива и вопросы его генезиса / Э.А.Ланда, В.Г.Лазаренков // Зап. ВМО. – 1998. – Вып. 4.

7. Ланда Э.А. Об особенностях распределения величины  $\epsilon_{Nd}$  в магматических породах, связанных с рифтогенезом // Э.А.Ланда, Б.А.Марковский // Докл. РАН. – 2000. – Т. 372. – № 2.

8. Allegre C.Y. Osmium isotopes as petrogenetic and geological tracers / C.Y.Allegre, Y.M.Luck // EPSL. – 1980. – Vol. 48.

9. Basu A. Mayor element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic Volcanic of eastern China: complications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs / A.Basu, Yanken Wang, Wankang Heuang et al. // EPSL. – 1991. – Vol. 105.

10. Foley Y. Mineral occurrences associated with mafic-ultramafic and related alkaline complexes in Alaska / Y.Foley, T.Light, S.Nelson R.Harris // Econ. Geol. – 1997. – Vol. 9.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского,  
г.Санкт-Петербург*

*ЗАО "Корякгеолдобыча", г.Санкт-Петербург*

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,  
г.Санкт-Петербург*

УДК 553.491.8:551.311.231

**И.В.Таловина, В.Г.Лазаренков, Т.Н.Грейвер**

## **РОЛЬ СОВРЕМЕННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ ОЦЕНКЕ РЕСУРСОВ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ В ГИПЕРГЕННЫХ КОБАЛЬТ-НИКЕЛЕВЫХ РУДАХ УРАЛА**

Металлы платиновой группы – ценнейшие полезные ископаемые. Россия с давних времен относится к числу крупнейших поставщиков этих элементов на мировой рынок. Анализ конъюнктуры, потребления и источников платиновых металлов показывает, что спрос на них в мире растет и не может быть обеспечен действующими месторождениями [4]. Отсюда следует, что Россия может (и должна) увеличить свою квоту в мировом производстве платиновых металлов, если своевременно позаботится о расширении их источников. Последнее в первую очередь предусматривает рассмотрение платиноидов широкого спектра горных пород с целью выявления среди них новых перспективных источников платинометалльной минерализации. Они со временем могут потеснить традиционные типы месторождений, подобно тому,

как в 30-х гг. прошлого столетия в общем балансе мировой добычи россыпные месторождения платиновых металлов были вытеснены мало-сульфидными платинометалльными и сульфидными платиноидно-медно-никелевыми месторождениями. Расширение базы поисков новых перспективных источников платинового сырья вполне вписывается в практику промышленной активности российских регионов, которые начинают проводить экономическую политику мобилизации собственных природных ресурсов, в первую очередь, драгоценных металлов.

Большой интерес к месторождениям платиноидов возник в нашей стране в связи с реализацией программы "Платина России". Значительный объем новых опубликованных аналитических данных позволяет наметить круг подобных месторождений. В основном это месторож-

дения эксплуатирующихся руд, в которых платиновые металлы присутствуют в виде примесей и могут в том или ином количестве извлекаться в качестве попутных компонентов. Примером могут служить полиметаллические руды Алтая, из которых извлекаются платиновые металлы в соотношении Pd:Pt:Rh = 2,4:1,0:0,7 [3]. Сюда же можно отнести медно-колчеданные руды Урала с их большими запасами и огромными объемами переработки (Гайские месторождения, Сибай), месторождения гипергенных кобальт-никелевых руд Урала (Уфалейское, Буруктальское, Сахаринское и др.), месторождения хромитовых руд как подиформного, так и стратиформного типа (Кемпирсай, месторождения Полярного Урала и др.), медно-порфировые руды (Коунрад, Бошекуль, Алмалык и др.), нефтяные и угольные месторождения и т.д. [1-11]. Еще раз подчеркнем, что во всех перечисленных типах полезных ископаемых МПГ присутствуют в незначительном количестве, и возможность их извлечения зависит от наличия современных рентабельных технологий, а также от экономической целесообразности и желания (или нежелания) металлургических комбинатов заниматься внедрением этих технологий в производство. Таким образом, сложности возникают на стыке “геологических, обогатительных и металлургических” интересов, и это является слабейшим звеном в проблеме извлечения попутных платиновых металлов.

Коллективом ученых Санкт-Петербургского горного института в настоящее время разрабатывается проблема попутного извлечения благородных металлов из руд гипергенных кобальт-никелевых месторождений, наиболее типичные представители которых находятся на Среднем и Южном Урале (Сахаринское, Уфалейское, Буруктальское, Серовское), а за рубежом – на Кубе, в Новой Каледонии, на Филиппинах, в Бразилии, Австралии. В настоящее время в процессе переработки этого типа руд платиноиды теряются и при подсчете запасов основных полезных компонентов – никеля и кобальта вообще не учитываются.

Последними исследованиями в области гипергенных кор выветривания было установлено, что кобальт-никелевые руды месторождений подобного типа являются экзогенными низкотемпературными метасоматитами, продукта-

ми переработки первичных ультраосновных пород [1, 3-5, 7]. Нашими работами на примере уральских месторождений [6] и польского месторождения Шкляры (Саханбинский, Лазаренков, 1994) было показано, что в процессе такого низкотемпературного метасоматоза в кобальт-никелевых рудах этих месторождений накапливаются МПГ и золото с коэффициентами концентрации от первых единиц до нескольких десятков единиц. Накопление их зависит от формационной принадлежности и состава первичных ультрамафитов, степени их переработки, которая определяется длительностью и полигенностью развития субстрата и самих метасоматитов, многостадийностью процесса с участием не только гипергенных, но и средне-низкотемпературных гидротермальных процессов. Среднее содержание металлов платиновой группы в рудах изученных месторождений представлено в табл. 1.

Данные о содержании МПГ в кобальт-никелевых рудах Сахаринского, Уфалейского и Елизаветинского месторождений сопоставлены с данными по другим месторождениям кор выветривания (табл. 2). Средние содержания платиноидов в пробах кобальт-никелевых руд разных месторождений по сумме МПГ существенно варьируют: от 0,269 на Серовском месторождении (Средний Урал) и 0,270 в массиве Дю Сюд (Новая Каледония) до 3,593 г/т на месторождении Шкляры, в среднем соответствуя цифре 0,5 г/т для наиболее изученных месторождений. Обращает на себя внимание, что в среднем составе МПГ никелевых руд доминирующим является палладий, вторым количественно важным элементом – платина, а концентрация редких платиноидов значительно уступает содержаниям названных металлов.

Для собственных месторождений платиновых металлов эти цифры крайне невелики; низкое содержание определяет нерентабельность каких-либо специальных технологий их извлечения. Однако при многомиллионном проплаве руд на никелевых заводах Урала общее количество выхода благородных металлов составляет несколько тонн в год. Поэтому с учетом данных о физико-химических свойствах благородных и редких металлов и их соединений и о закономерностях поведения их в металлургических процессах, был выполнен анализ технологической

Содержание МПГ и золота (в мг/т) в никелевых рудах месторождений Урала

Зона отбора проб, тип руды	Количество проб	Pd	Pt	Rh	Ir	Os	Ru	ΣМПГ	Pt/Pd	Au
<i>Сахаринское</i>										
Оксидно-железная	2	75	244	18	< 10	18	80	469	3,3	50
Нонtronитовых глин	4	316	232	35	< 10	24	32	639	0,7	20
Выщелоченных серпентинитов	4	280	60	76	< 10	34	19	435	0,2	20
Среднее по зонам		224	179	43	< 10	25	44	515	0,8	30
<i>Елизаветинское</i>										
Оксидно-железная (рудная)	2	31	380	10	< 10	12	68	501	12,2	< 20
Нонtronитовых глин	2	75	180	5	< 10	13	50	323	2,4	< 20
Выщелоченных серпентинитов	2	45	38	5	< 10	70	66	224	0,8	< 20
Массивные серпентиниты	2	8	70	< 5	< 10	4	18	100	8,7	< 20
Среднее по зонам		50	199	7	< 10	32	61	349	4,0	< 20
<i>Уфалейское</i>										
Оксидно-железный*	1	< 0,020	0,030	—	—	—	—	> 0,030		< 0,020
Пекорант-кварцевый*	1	< 0,020	< 0,020	—	—	—	—	< 0,020		< 0,020
Охристо-нонtronитовый*	1	< 0,020	0,050	—	—	—	—	> 0,050		< 0,020
Серпентинитовый*	3	0,016	0,014	< 0,020	< 0,010	< 0,006	0,004	> 0,040		0,170

\*Тип руды, анализы (кроме серпентинитового типа) выполнены в лаборатории “Механобр-Аналит”, аналитик Л.А.Ушинская. Анализы по серпентинитовому типу руды и по пробам всех зон выполнены в лаборатории ИГГ УрО РАН (аналитик И.И.Неустроева).

схемы для комбината “Южуралникель” с целью изыскания возможности попутного концентрирования микрокомпонентов (рисунок). Перерабатываются руды всех вышеперечисленных месторождений путем восстановительно-сульфидирующей плавки на штейн с использованием в качестве сульфидизатора серных колчеданов. Оба вида сырья имеют низкие кларки концентрации благородных металлов, за исключением золота и серебра в серном колчедане (табл. 3).

В результате теоретического прогноза и целевого опробования продуктов комбината “Южуралникель” были установлены продукты-концентраторы благородных металлов [4]: а) раствор обезмеживания (удаление меди серной кислотой) фанштейна, в который извлекается до 70% серебра (10-20 мг/л); б) кеки (нерастворимые осадки) автоклавного окислительного выщелачивания (АОВ), содержащие 200-500 г/т Ag и 200 г/т ΣМПГ + Au (обогащение кека АОВ

Таблица 2

Средние содержания МПГ (в г/т) в кобальт-никелевых рудах разных месторождений кор выветривания

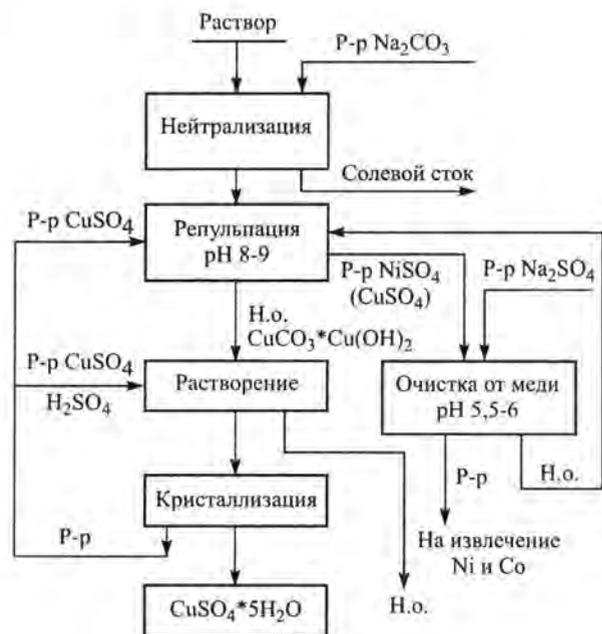
Месторождение, массив	Количество проб	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	ΣМПГ	Au
Сахаринское	10	0,044	0,043	0,224	0,025	< 0,010	0,179	0,515	0,030
Елизаветинское	8	0,061	0,007	0,050	0,032	< 0,010	0,199	0,349	< 0,020
Уфалейское <sup>1)</sup>	12	—	—	0,916	—	—	0,181	1,097	—
Буруктальское	70	0,038	0,005	0,039	0,014	0,014	0,025	0,135	0,042
Серовское	5	—	0,020	0,186	—	—	0,063	0,269	0,574
Шкляры, Польша <sup>2)</sup>	3	0,085	0,165	2,790	0,008	0,025	0,520	3,593	0,700
Дю Сюд, Новая Каледония <sup>3)</sup>	—	—	—	0,080	—	—	0,190	0,270	—
Мусонгати, Бурунди <sup>4)</sup>	10	0,051	0,015	0,531	0,138	0,090	0,235	1,060	0,153
Файфилд, Австралия <sup>5)</sup>	—	—	—	—	—	—	1,000	1,000	—
Йилгарн, Австралия <sup>6)</sup>	16	—	—	0,616	—	0,248	—	0,864	—

Примечание. Использованы данные: 1) Воронцов и др., 1998; 2) Саханбинский и др., 1994; 3) Auge, Legendre, 1994; 4) Бандейера и др., 1994; 5) Martin et al., 1991; 6) Travis et al., 1976. По остальным месторождениям — данные авторов.

Таблица 3

Характеристика благороднометалльного сырья комбината "Южуралникель" (по Т.Н.Грейвер, 1999)

Металл	Кларк по Виноградову, г/т	Содержание, г/т			Кларк концентрации		
		Окисленная никелевая руда	Колчедан	Средневзвешенная шихта	Руда	Колчедан	Средневзвешенная шихта
Платина	0,005	0,030	0,020	0,029	6	4	5,8
Палладий	0,010	0,050	0,050	0,050	5	5	5,0
Родий	0,001	0,004	0,006	0,004	4	6	4,2
Рутений	0,005	0,034	0,020	0,033	6,8	4	6,6
Иридий	0,001	0,016	0,016	0,016	16	16	16
Осмий	0,005	0,011	0,018	0,011	2,2	3,6	2,2
Золото	0,005	0,030	1,000	0,080	6	200	16
Серебро	0,070	0,500	5,000	0,650	5,7	71	9,3



**Принципиальная технологическая схема переработки растворов обезмеживания на комбинате "Южуралникель"**

P-р – раствор; н.о. – нерастворимый остаток

благородными металлами впервые было установлено институтом "Гипроникель"); в) тонкие пыли трубчатой печи, содержащие 400-460 г/т Ag и 230-300 г/т ЭМППГ + Au. При этом суммарное содержание уходящих в эти промпродукты платиновых металлов составляет 60-70% от содержащихся первоначально в рудах. Оставшиеся 30-40% попадают в гранулированный никель и подвергаются техногенному рассеянию.

Следующая задача состояла в изыскании малозатратного метода извлечения благородных металлов из продуктов-концентратов. Было показано, что при существующем методе переработки растворов обезмеживания основная часть благородных металлов теряется с соевым стоком (см. рисунок). Серебро при обезмеживании на 70% переходит в раствор как из фэйнштейнов, так и из подаваемых на выщелачивание пылей, золото и платиновые металлы из пылей выщелачиваются лишь на 20-40%, однако при введении 2-3% реагентов-окислителей извлечение серебра повышается до 90-96%, а золота – до 70-75% [4]. На Уфалейском никелевом заводе подобные исследования проводили сотрудники института "Гипроникель" [5], и они

показали, что при двухстадиальном выщелачивании фэйнштейнов после сульфатно-хлорирующего обжига смешение растворов обеих стадий сопровождается частичным осаждением благородных металлов. Соответственно, фильтрация растворов позволила получить осадок, обогащенный благородными металлами. В этом случае потребовалась одна дополнительная операция — перефильтрация солевого стока.

Таким образом, применительно к технологии комбината "Южуралникель" с целью исключения дополнительных операций и обеспечения высокого извлечения благородных металлов из продуктов-концентратов необходимо вводить на стадии нейтрализации растворов серный щёлк, обеспечивающий осаждение сульфидов благородных металлов и восстановление золота до элементарного. При последующем растворении основных карбонатов цветных металлов благородные металлы остаются в нерастворимом остатке, который ввиду малого выхода содержит до 1,3-1,7% серебра и все перешедшие в раствор платиновые металлы и золото и, соответственно, представляет собой концентрат благородных металлов. Для его получения не требуется введения дополнительных операций, изменения технологии ограничиваются корректировкой реагентного режима двух операций: введения окислителя при выщелачивании пылей и осадителя сульфидов (например, серного щёлка) при нейтрализации растворов обезмеживания [2, 4].

В заключение следует отметить, что в настоящее время разработана малозатратная технология попутного извлечения благородных металлов из никелевых руд Урала применительно к двум никелевым заводам – "Южуралникель" и "Уфалейникель". Появление такой технологии ставит на повестку дня вопрос о необходимости подсчета ресурсов МППГ в рудах никелевых кор. Это обстоятельство дает основание местным территориальным Комитетам по природным ресурсам при выдаче лицензий на недропользование требовать от комбинатов, эксплуатирующих руды этих месторождений, оценки запасов (ресурсов) не только основных полезных компонентов – никеля и кобальта, но и платиновых металлов, золота и серебра.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бугельский Ю.Ю. Экзогенные рудообразующие системы кор выветривания. – М.: Наука, 1990.
2. Грейвер Т.Н. Патент РФ № 2068451 от 10.04.92 / Т.Н.Грейвер, Е.В.Попков – Бюл. № 30 от 27.10.96.
3. Додин Д.А. Платинометалльные месторождения России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, Б.А.Яцкевич. – СПб.: Наука, 2000.
4. Грейвер Т.Н. Поведение благородных металлов и рения при переработке окисленных никелевых руд и пути их извлечения / Т.Н.Грейвер, Е.В.Попков, А.И.Чернов и др. // Цветные металлы. – 1994. – № 9.
5. Крупенко И.Н. Попутное производство благородных металлов при переработке окисленных никелевых руд / И.Н.Крупенко, В.Ф.Астафьев // Цветные металлы. – 1993. – № 7.
6. Лазаренков В.Г. Геохимия элементов платиновой группы / В.Г.Лазаренков, И.В.Таловина. – СПб.: Галарт, 2001.

7. Михайлов Б.М. О генезисе никелевых руд Уфалея (Средний Урал) // Литология и полезные ископаемые. – 1997. – № 1.

8. Петров Г.В. Современное состояние и технологические перспективы производства платиновых металлов из хромитовых руд / Г.В.Петров, Т.Н.Грейвер, В.Г.Лазаренков. – СПб.: Недра, 2000.

9. Таловина И.В. Распределение и генезис платиноидов в никелевых рудах Сахаринского и Елизаветинского месторождений, Урал / И.В.Таловина, В.Г.Лазаренков // Литология и полезные ископаемые. – 2001. – № 2.

10. Auge T. Platinum-Group Elements Oxides from the Pirogues Ophiolitic Mineralization, New Caledonia: Origin and Significance / T.Auge, O.Legendre // Econ.Geol. – 1994. – Vol. 89.

11. Travis G.A. Palladium and iridium in the evaluation of nickel gossans in Western Australia / G.A.Travis, R.R.Keays, R.M.Davidson // Econ. Geol. – 1976. – Vol. 71. – No 7.

*Санкт-Петербургский горный институт,  
г.Санкт-Петербург*

*РАО "Норильский никель", АО "Гипроникель",  
г.Санкт-Петербург*

УДК 550.8.028

**С.И.Турченко, Е.П.Вострокнутов, Н.А.Брусничкина, М.А.Шубина**

### **КОМПЬЮТЕРНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПЛАТИНОРУДНЫХ РАЙОНОВ В УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ КОМПЛЕКСАХ**

В последнее десятилетие геолого-геохимические данные и геологоразведочные работы привели к выявлению нового нетрадиционного типа промышленно-значимых платинометалльных месторождений в углеродсодержащих (черносланцевых) толщах стратифицированных комплексов [13]. Общими особенностями этого типа платинометалльного оруденения, необходимыми для положительной оценки потенциальной рудоносности и экспертного прогнозирования рудных районов, являются:

связь платинометалльного оруденения с углеродистыми осадочными и осадочно-вулканогенными породами широкого возрастного диапазона;

приуроченность углеродистых толщ к геодинамическим обстановкам длительно развивавшихся пассивных окраин палеоконтинентов и внутриконтинентальных палеорифтовых бассейнов;

приуроченность платинометалльного оруденения к геохимически аномальным участкам

в пределах углеродистых толщ с повышенным фоновым содержанием никеля, меди, кобальта, молибдена, золота, серебра, цинка, свинца, мышьяка, селена, теллура, урана, ванадия и их обогащенность сульфидами железа;

низкая степень регионального метаморфизма пород осадочно-вулканогенных комплексов и интенсивное проявление наложенных линейных и секущих складчато-разрывных деформаций, сопровождаемых зонами низкотемпературного метасоматоза, свидетельствующих о проявлении активизационных процессов.

Образующиеся при формировании таких обстановок осадочные углеродсодержащие стратифицированные комплексы отличаются выдержанностью по простиранию и достаточно большой мощностью, позволяющими их картировать, а следовательно, и применять современные ГИС-технологии и дистанционное зондирование. Вещественные и структурные свойства областей платинометалльного оруденения в стратифицированных комплексах могут быть выявлены при анализе дистанционных материалов, имеющих необходимое разрешение и выполненных в различных спектральных диапазонах и масштабах, соответствующих генерализации данных регионального прогнозирования. При этом важное место занимает их компьютерная обработка и совместный с геолого-геофизическими данными анализ с помощью экспертной системы "Генезис-2" [2]. Экспертные системы (ЭС) позволяют использовать для прогнозирования все виды специальных знаний, которыми обладает опытный геолог-эксперт. При этом в прогноз могут быть вовлечены как общие геологические представления, так и эвристические знания, не зафиксированные в явном виде. ЭС разработана как система, не содержащая априори каких-либо знаний, а вводимые в нее данные представляются в виде отдельных моделей. Совокупность всех экспертных моделей составляет базу знаний системы. После того, как эта модель с помощью имеющихся в ЭС средств помещена в базу знаний, пользователь может получить квалифицированное экспертное заключение.

Рассматриваемый тип платинометалльного оруденения относится к платиносодержащей полиметалльной формации черных сланцев и метасоматитов, которая относится к классу по-

лигенных месторождений [4]. Наиболее перспективными на специализированное платинометалльное оруденение в стратифицированных комплексах являются два региона России – Онежская рудная область в Южной Карелии [6] и Бодайбинско-Чарская рудная область Восточной Сибири [8]. По закономерностям проявления платинометалльное оруденение этих районов может быть сопоставлено с известными промышленными месторождениями полиметалльно-платиноидных руд в черносланцевых толщах провинции Гуайчжоу в Ю.Китае, в США, Канаде и Австралии [14].

Ниже приведены методика и результаты исследования для Онежского региона (рисунок).

**Рифтовые структурно-вещественные комплексы.** Платинометалльное оруденение сложного полиметалльного состава (U-V-Mo-Au-Pt-Pd) было выявлено работами ГПП "Невскогеология" (1978-1988) в пределах зон развития незначительной сульфидной минерализации среди вулканогенно-осадочных и углеродистых нижнепротерозойских пород заонежской серии в Онежском рифтогенном бассейне [1, 6]. Здесь наряду с полигенными проявлениями платинометалльного и золото-платинометалльного гидротермально-метасоматического типа впоследствии также были обнаружены проявления платинометалльного стратиформного оруденения, приуроченного к углеродсодержащим отложениям [9].

Онежский интракратонный бассейн в геолого-структурном отношении представляет собой брахиформную синклинальную область, сложенную осадочно-вулканогенными отложениями раннепротерозойского возраста с горизонтами углеродсодержащих формаций, эффузивами и пластовыми телами мафит-ультрамафитового состава общей мощностью около 4 км. Эта структура представляет собой часть раннепротерозойского палеорифта [12], идентифицированного также дистанционными методами [11]. Принадлежность Онежского бассейна к палеорифтовой геодинамической обстановке определила выбор этой рудной области (в рамках таксонометрии регионального уровня генерализации масштаба 1:1 000 000) в качестве исходной для прогнозирования рудных районов с помощью применения экспертной системы "Генезис-2" на основе компью-

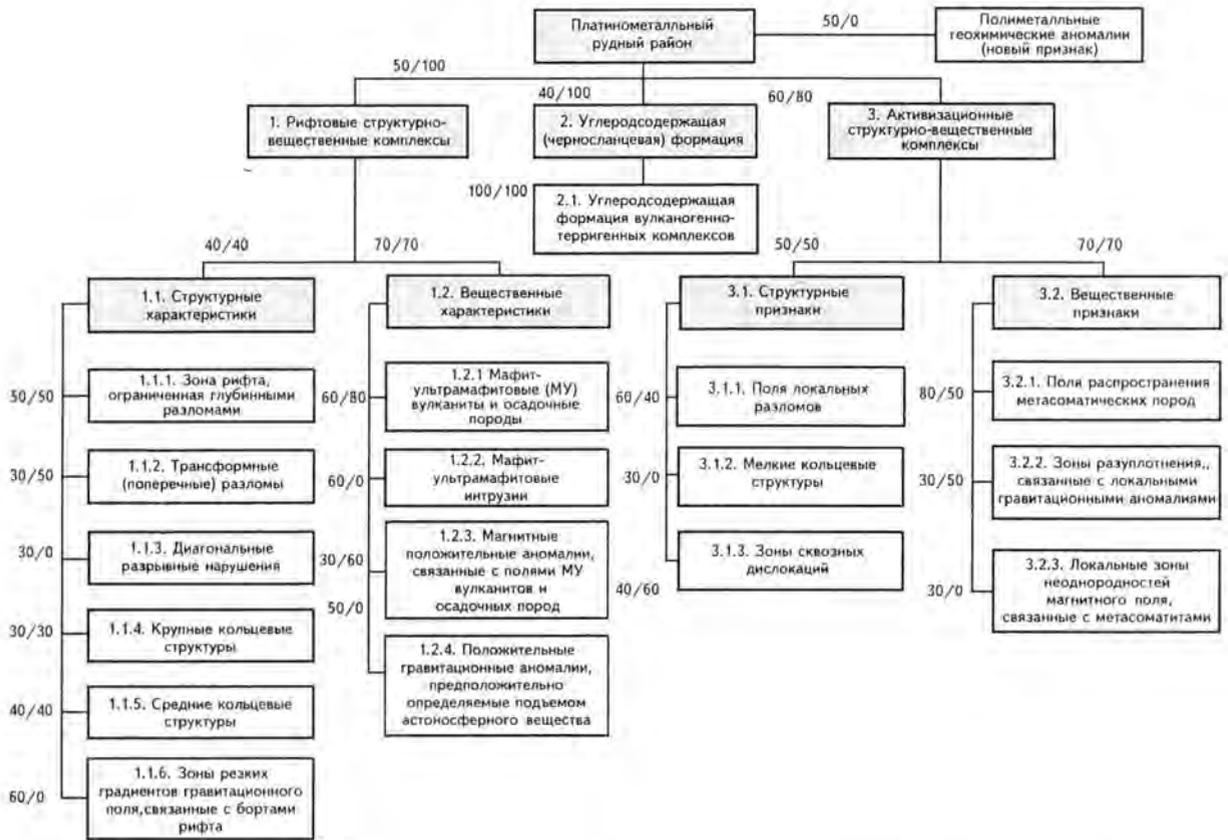


Схема базы знаний модели "Онега". Платинометалльные рудные районы в стратифицированных комплексах Онежского рифтогенного бассейна

40/40, 30/50 и т.д. – значения степеней уверенности значимости фактов и гипотез

терной обработки материалов дистанционного зондирования (МДЗ).

Для этой цели были использованы дистанционные основы масштаба 1:1 000 000 на трапеции Р-36, выполненные ГУП НИИКАМ по материалам космической многоспектральной съемки системой КАТЭ-200 со спектральными диапазонами 0,5-0,6; 0,6-0,7 и 0,7-0,85 мкм. При дешифрировании структурных элементов различных направлений была проведена компьютерная обработка МДЗ путем фильтрации изображений участка исследования в различных спектральных диапазонах. Наиболее интересные результаты были получены на МДЗ диапазона 0,5-0,6 мкм с фильтрами "Превитта" и "Собела". В результате выделенные прямолинейные и дуговые элементы использовались в базе знаний модели экспертной прогнозирующей системы.

**Структурные характеристики.** (1.1 – здесь и далее номера соответствуют обозначениям на

рисунке). Развитие Онежской рифтогенной структуры неразрывно связано с формированием раннепротерозойского Онежско-Сегозерского сводового поднятия, обусловленного существованием астеносферного выступа аномальной субконтинентальной мантии, что косвенно подтверждается наличием гравитационного максимума, связанного с пониженной мощностью земной коры от 40 до 34 км [12]. Максимум локализован в пределах Онежского блока, ограниченного зонами глубинных разломов северо-западного и северо-восточного направлений, причем определяющее значение для рифтообразования, по-видимому, имеют глубинные разломы субмеридионального простирания. Для них устанавливается более древнее заложение, что подчеркивается унаследованностью их простирания от архейских зеленокаменных поясов, а в ряде случаев их пространственным совмещением. Эти глубинные разломы, четко фиксируемые линейными структур-

ными элементами при дешифрировании дистанционных материалов, *ограничивают наиболее активную зону рифта* (1.1.1), в пределах которой проводится экспертное прогнозирование. Наряду с глубинными разломами, определяющими общее простирание рифтогенной структуры и возможное положение ее борта, восстанавливаемое по *линейным градиентам гравитационного поля* (1.1.6), важными ее элементами являются субширотные поперечные (частью, вероятно, трансформные) *разломы* (1.1.2) и *диагональные разрывные нарушения* (1.1.3) северо-восточного и северо-западного направлений, которые наиболее отчетливо фиксируются при структурном анализе МДЗ. Поперечные разрывные нарушения Онежской рифтогенной структуры субпараллельны региональной трансформно-раздвиговой зоне, которая прослеживается по полосе высоких гравитационных положительных аномалий, связанных с локализованной южнее Бураковской мафит-ультрамафитовой интрузией (с U-Pb возрастом  $2439 \pm 1,5$  млн лет) и другими вскрытыми и не вскрытыми интрузиями подобного состава [10]. Диагональные разрывные нарушения и линейные элементы соответствуют направлениям зон глубинных разломов, разграничивающих блоки земной коры различной мощности по данным ГСЗ [12].

Положение Онежской рифтовой структуры, кроме ее обособленной позиции, выявляемой при анализе геологической карты масштаба 1:1 000 000 и дистанционной основы того же масштаба, хорошо также определяется экспертным дешифрированием МДЗ по *крупной кольцевой структуре* (1.1.4), обрамляющей рифтовые структурно-вещественные комплексы. В ее пределах при компьютерной обработке МДЗ методами фильтрации выявляются *кольцевые структуры среднего размера* (1.1.5) диаметром 20-40 км. Их происхождение может быть связано с морфолого-структурными особенностями рельефа, обусловленными различной степенью трещиноватости вулканогенных пород, слагающих территорию Онежского бассейна, и положением возможных вулканических эруптивных палеоцентров. Другой причиной проявления подобных структур в пределах Онежского интракратонного бассейна является двухэтапный характер складчатых деформаций, приведший к

образованию брахисинклиналей и брахиантиклиналей, определяющих полукруговые замыкания этих структур на эрозионной поверхности и уверенно картируемые на значительных площадях Онежского бассейна.

**Вещественные характеристики** (1.2). Важнейшей особенностью Онежского рифтогенного бассейна является полнота и гетерогенность разреза осадочно-вулканогенных комплексов раннепротерозойского возраста, составляющих около 3800 м его мощности. Здесь сосредоточены отложения различного стратиграфического возраста [7]: надгоризонты (по стратиграфической шкале МСК от 1989 г., в скобках название свиты) сумийский 2500-2400 млн лет (кумсинская), сариолийский 2400-2300 млн лет (пальеозерская), ятулийский 2300-2100 млн лет (сегозерская серия, состоящая из трех свит) и людиковийский 2100-1950 млн лет (онежская серия, сложенная снизу вверх туломозерской, заонежской и суйсарской свитами). Другой особенностью Онежской рифтовой структуры является интенсивное и неоднократное проявление на всех этапах ее развития базальтоидного мафитового и ультрамафитового магматизма, проявленного в формировании многуровневых эффузивов и внедрении пластовых интрузий диабазов, диабазовых порфиритов и пикритов.

Платинометалльное оруденение в Онежской структуре приурочено к породным ассоциациям заонежской свиты и ее контактовым частям с доломит-сланцевыми породами нижележащей туломозерской свиты или туфопикрит-алевролит-сланцевыми горизонтами вышележащей суйсарской свиты. Упомянутые выше два этапа деформаций привели к формированию вдоль унаследованных разломов северо-западного простирания зон линейных сжатых антиклиналей, вдоль которых *мафит-ультрамафитовые вулканогенные и осадочные породы* (1.2.1) заонежской свиты со слоями углеродистых пород приведены в тесное соприкосновение с прорывающими их пластовыми *интрузиями мафит-ультрамафитового состава* (1.2.2).

Мафит-ультрамафитовая вулканоплутоническая ассоциация сложена толент-базальтовой и пикрит-базальтовой формациями, которые характеризуют этап вулканизма, проявленный при отложении онежской серии. Толент-базаль-

товый вулканизм выражен подводными, реже субаэральными излияниями однородных офиоровых базальтов трещинно-центрального типа низкой эксплозивности. Пикрит-базальтовая формация характерна для суйсарской свиты, представленной в Онежской структуре пикритами, пикритовыми и оливиновыми базальтами и их пещловыми туфами, тефритами, гялокластитами, которые контактируют с осадочными углеродсодержащими отложениями заонежской свиты. Для лавовых пачек обеих формаций характерно присутствие "рудоносных лав" – лавовых потоков миндалекаменных базальтов с медносульфидным оруденением, известным здесь еще в XIII-XIX вв.

Площадь распространения мафит-ультрамафитовых вулканитов и сопровождающих их осадочных пород, составляющих не менее 40% объема пород Онежского рифтогенного бассейна, на карте аномального магнитного поля этого района [5] характеризуется относительно низкими и ровными значениями положительного аномального поля (от 0 до 200 нТ) на фоне окружающих их с юга пород с аномальными значениями от 500 до 900 нТ. Область *слабо выраженных положительных магнитных аномалий* (1.2.3) определяется полями развития мафит-ультрамафитовых магматических пород, перемежающихся с осадочными, снижающими общую магнитоактивность магматических пород такого состава.

Рассматриваемая область Онежского эпикратонного рифтогенного бассейна на карте гравитационных полей [3] отчетливо выделяется по *равномерному гравитационному полю нулевых и слабых отрицательных* (от -2 до -6) значений силы тяжести (1.2.4), хорошо выраженному на фоне окружающих положительных аномалий силы тяжести от +10 до +30 мГал и аномальными значениями до 50 мГал. Эти положительные аномалии отвечают краевой части гравитационного максимума, расположенного к востоку от Онежского бассейна (в районе Водлозерско-Сегозерского сводового поднятия) и обусловленного, вероятно, всплыванием астеносферного выступа аномальной мантии – первой стадии рифтогенеза ([12]). Формирование Онежской бассейновой структуры соответствовало второй стадии рифтогенеза – прогибанию фундамента на плечах астеносферного свода и

образованию в его краевых частях компенсационных структур оседания с вулканогенно-осадочным наполнением рифтогенными веществами комплексами, среди которых существенную роль для платинометалльного оруденения имеет углеродсодержащая формация.

**Углеродсодержащая (черносланцевая) формация.** Углеродсодержащая формация широко развита от раннего архея до кайнозоя, образует многочисленные горизонты в разрезе земной коры практически во всех регионах. По составу эти образования представляют собой терригенные, карбонатно-терригенные и вулканогенно-терригенно-карбонатные породы, образующие слои и горизонты от нескольких сантиметров до первых километров. Углеродсодержащая формация является концентратором и потенциальным источником многих металлов: U, Re, Au, Ni, Mo, Ag, V, Pt, Pd, Ir. Для формации характерно повышенное (в 3-10 раз) содержание металлов и летучих (Cl, F, B, S), а также сульфидов железа в форме пирита или пирротина. В геодинамическом отношении образование подобных формаций свойственно областям внутриконтинентального рифтогенеза или же условиям окраинно-континентальных морских палеобассейнов с полициклическим развитием этих структур и бимодальных вулканоплутонических ассоциаций.

**Углеродсодержащая формация вулканогенно-терригенных комплексов** (2.1). Потенциальная рудоносность и металлогеническая специализация Онежской структуры связаны с ятулийско-людиковийским вулканогенно-осадочным структурно-формационным комплексом, который был образован в условиях рифтогенной обстановки. Максимальное накопление углеродистого вещества, происхождение которого связывается с углеводородным эндогенным флюидонасыщением породных систем при рифтогенезе и последующей его биоредукцией в форме свободного углерода, приходится на время формирования заонежской свиты людиковийского надгоризонта в нижнепротерозойском разрезе Онежского рифтогенного бассейна. Концентрация углерода проявлена здесь в виде высокоуглеродистых ( $C_{орг}$  до 20-47%) пластов шунгитов, шунгитсодержащих алевролитовых сланцев и туфосланцев, а также углеродистых карбонатно-глинистых туфосланцев, в

которых содержание  $C_{орг}$  не превышает 10%. Характерной особенностью углеродистых вулканогенно-осадочных горизонтов заонежской свиты является их насыщенность сульфидами железа (пирит, пирротин, иногда халькопирит и сфалерит). Именно в этой углеродсодержащей формации вулканогенно-терригенного комплекса в 90-х гг. прошлого века работами ГПП "Невскгеология", ГПП "Карельская экспедиция" и ВСЕГЕИ было установлено платинометалльное оруденение трех типов: платиноидно-полиметалльное стратиформное в замках синклинальных складок и на их крыльях в черносланцевых горизонтах заонежской свиты; золото-платиноидных руд в кварц-сульфидно-карбонатных с битумоидами метасоматитах, развитых в черных сланцах; уран-ванадий-платиноидно-полиметалльных руд, связанных с силлами метасоматизированных габбро-долеритов, секущих черносланцевые толщи в зонах развития наложенных складчато-разрывных дислокаций [10].

Пласты платиноносных углеродистых сланцев заонежской свиты характеризуются рассеянной сульфидной вкрапленностью с содержанием металлов платиновой группы от 1 до 3 г/т. Мощность пластов достигает 1-2 м каждого из трех-четырёх таких пластов в черносланцевых горизонтах средней и частично верхней подсвиты заонежской свиты. Кроме того, в этих пластах наблюдаются концентрации: Au 0,005-0,8 г/т, Ag 0,5-20 г/т, Cu+Zn 0,7%, Ni 0,2, Mo 0,1, V 0,1, U 0,05 %. Исходя из этих данных, для целей прогнозирования платинорудных районов с применением экспертной системы "Генезис-2" можно выделить в качестве факта базы знаний ЭС площади распространения заонежской свиты, в составе которой широко проявлена платиноносная *углеродсодержащая формация терригенно-вулканогенных комплексов* (2.1).

**Активизационные структурно-вещественные комплексы.** Особенности регионального структурного плана Онежского рифтогенного бассейна определяются, как это было показано выше, сочетанием последовательно формировавшихся ортогональных ( $0-30^\circ$  и  $260-290^\circ$ ) и диагональных ( $310-340^\circ$  и  $40-60^\circ$ ) систем разломов и линейментов, выявленных анализом МДЗ. Ортогональная система разломов делит архейский фундамент Онежского бассейна на

блоки разного порядка, ступенчато погружающиеся от периферии к центру бассейна и его юго-восточной части. Во многих случаях межблоковые разломы выражены в раннепротерозойском осадочно-вулканогенном чехле как протяженные надразломные флексуры, являющиеся крыльями отраженных глыбовых складок и определяющие брахиформный характер крупных складок, которые на МДЗ отображаются вытянутыми полукольцевыми и овальными структурными формами. Этот ранний этап тектогенеза, связанный с глыбовыми подвижками фундамента, наследовался более поздним этапом тектогенеза – этапом позднесвекофеннской активизации (в интервале 1900-1700 млн лет), когда были сформированы активизационные структурно-вещественные комплексы, ответственные за формирование второго и третьего типов платинометалльного оруденения в стратифицированных комплексах Онежского рифтогенного бассейна.

По своему вкладу в экспертную систему прогнозирования на основе применения МДЗ активизационные структурно-вещественные комплексы делятся по двум категориям признаков – *структурные* (3.1) и *вещественные* (3.2). На МДЗ, обработанных методами компьютерных преобразований, хорошо выявляются *поля локальных разломов* (3.1.1) различных направлений, приуроченные к центральной и юго-восточной частям Онежской структуры, которые, по геологическим данным (С.И.Рыбаков, А.И.Голубев, 1999), сопровождаются комплексом метасоматитов и уран-ванадий-платиноидно-полиметалльной минерализацией. Другой тип структурных признаков, который, вероятно, также характеризует процессы тектонической активизации и хорошо устанавливается по МДЗ при их компьютерном преобразовании, выражен в развитии *полей мелких кольцевых структур* (3.1.2). Наиболее ярко эти признаки процессов активизации проявлены в формировании линейных антиклинальных структур север-северо-западного простирания и разделяющих их синклиналей. Ядра линейных антиклинальных складок (шириной 2-5 км) выполнены доломитами и слюдястыми сланцами туломозерской свиты ятулийского надгоризонта, а синклинали – черносланцево-базальтовой толщиной заонежской свиты с размахом крыльев

6-12 км. Эти структуры хорошо дешифрируются на МДЗ регионального масштаба благодаря контрастным физическим свойствам пород рассматриваемых свит, а также *зонам складчато-разрывных дислокаций* (3.1.3), которые можно охарактеризовать как зоны линейных антиклинальных поднятий, усложненные системой мелких продольных складок внутри- и межслоевых разрывных нарушений. Геолого-геофизическими и структурными методами анализа МДЗ устанавливается более десятка таких зон северо-западного простирания шириной от 2-3 до 0,2-1,5 км, локализованных в восточной и северо-западной частях Онежской структуры [7].

Вещественное выражение активизационных структурных признаков проявлено в локализации *полей распространения метасоматических пород* (3.2.1), приуроченных именно к зонам локальных разрывных нарушений и линейным зонам складчато-разрывных дислокаций. Эти зоны трассируются ореолами метасоматитов, внешние участки которых в вулканических породах представлены щелочно-амфиболовыми пропилитами, а внутренние – кварц-альбитовыми и слюдисто-карбонатными метасоматитами, вмещающими уран-ванадий-платиноидно-полиметалльное оруденение. Черные сланцы, контактирующие с мафитовыми вулканиками и силлами, подвержены метасоматическим изменениям фации пропилитов-березитов и карбонатно-лиственитовых метасоматитов, в кварц-сульфидно-карбонатных с битумоидами породах которых развиты золото-платиноидные руды [1].

Зоны складчато-разрывных дислокаций и особенно поля распространения метасоматических пород протяженностью в десятки километров в пределах линейных антиклинальных зон, по А.В.Булавину, хорошо выделяются в геофизических полях цепочками гравитационных минимумов [7]. Эти поля на карте аномальных полей силы тяжести [3] также заметны на фоне обширной области проявления незначительной (близкой к нулю) отрицательной аномалии, как *зоны разуплотнения, связанные с локальными гравитационными аномалиями* (3.2.2) отрицательных значений силы тяжести (от -6 до -10 мГал).

Рудоносные метасоматиты, локализованные в рудоконтролирующих углеродистых

сланцах и мафитовых вулканиках, в зависимости от преобладающей фацальной принадлежности характеризуются различными минералогическими ассоциациями, соотношение магнитных и немагнитных минералов которых играет существенную роль в формировании локальных магнитных аномалий. Так, процессы пропилитизации мафитовых вулкаников и пластовых интрузий приводят к формированию зон магнетитовой минерализации и сульфидизации, сопровождаемой нередко образованием пирротина, которые дают ореолы положительных магнитных полей. В то же время формирование более низкотемпературных метасоматитов типа березитов, участвующих в метасоматической зональности рудных районов (в данном случае платинорудных районов), ведет к образованию немагнитного пирита и гематитизации пород. Этот процесс с высоким окислительным потенциалом метасоматизирующих флюидов характерен для образования рудоносных карбонатно-лиственитовых и кварц-альбит-серицитовых метасоматитов, создающих слабомагнитные или немагнитные зоны. Поля распространения таких метасоматитов совпадают с *локальными зонами неоднородностей магнитного поля* (3.2.3), особенно характерными для Онежского рифтогенного бассейна.

**Полиметалльные геохимические аномалии.** Одним из основных признаков возможного оруденения является наличие геохимических аномалий. При применении ЭС "Генезис-2" для прогнозирования платинорудных районов в областях распространения стратифицированных комплексов, содержащих черносланцевую формацию, была использована базовая информация о полиметалльных геохимических аномалиях, связанных с ней и зонами складчато-разрывных дислокаций [4, 7], а также данные о размещении метасоматитов и проявлений сульфидной меднорудной минерализации из Государственных геологических карт масштаба 1:200 000 по изучаемому району. Полиметалльные геохимические аномалии, приуроченные к проявлениям уранового оруденения в черносланцевых толщах и медно-сульфидного в контактирующих с ними базальтах и габбро-диабазам, были объединены в единые поля для их использования в качестве регионального информационного слоя или факта базы знаний для

прогнозирования ЭС "Генезис-2". Геохимические аномалии характеризуются повышенным содержанием сульфидов 2-3%, Pd 0,063, Pt 0,012, Au 0,025, Ag 0,15 г/т; концентрации (в %): цинка и меди 0,5-0,7, никеля 0,2, молибдена и ванадия до 0,1, урана 0,05. Аномальные участки прослеживаются на 3-5 км по простиранию толщ и до 500 м по ширине. Средние содержания меди в базальтах составляют от 30 до 630 г/т, места ее концентрации в рудопроявлениях и мелких месторождениях связаны с зонами интенсивной складчато-разрывной и метасоматической переработки.

**Экспертное заключение по прогнозу платинорудных районов в Онежском рифтогенном бассейне.** Рассмотренные выше прогнозные признаки, отвечающие геолого-геофизическим и структурным фактам, выявленным при компьютерной обработке МДЗ, составляют модель базы знаний для прогнозирования при применении ЭС "Генезис-2" (см. рисунок). Модель базы знаний представляется на специальном языке описания знаний в виде графической схемы. Элементами языка описания знаний являются *гипотезы, правила и факты*. Прогнозная модель – это набор *гипотез* (1; 1.1; 1.2; 2; 3; 3.1; 3.2 на рисунке) разных уровней, истинность которых будет установлена ЭС в ходе логического вывода. Оценка гипотез проводится при помощи *правил*. Каждое правило имеет посылку и заключение в виде *фактов*, истинность которых ЭС не стремится и не может доказать. Правила показывают, насколько сильна связь между посылкой и следствием, и определяют степень надежности *гипотез*.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Билибина Т.В. О новом типе месторождений комплексных руд в Южной Карелии / Т.В.Билибина, Е.К.Мельников, А.В.Савицкий // Геол. рудн. месторождений. – 1991. – № 6.
2. Вострокнутов Е.П. Экспертные системы в прогнозно-геологических исследованиях на основе аэрокосмической информации / Е.П.Вострокнутов, Н.А.Брусничкина, С.И.Турченко // Аэрокосмиче-

ские методы геологических исследований. – СПб.: ВСЕГЕИ. – 2000.

3. Гравиметрическая карта СССР. Масштаб 1:2 500 000. – М., 1989.

4. Додин Д.А. Платинометалльные месторождения России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышев, Б.А.Яцкевич. – СПб.: Наука, 2000.

5. Карта аномального магнитного поля СССР. Масштаб 1:2 500 000. – Л., 1974.

6. Мельников Е.К. Онежский рудный район с уран-золото-платинометалльными месторождениями / Е.К.Мельников, Ю.В.Петров, В.Т.Рябухин и др. // Разведка и охрана недр. – 1993. – № 8.

7. Металлогения Карелии / Ред. С.И.Рыбаков, А.И.Голубев. – Петрозаводск, 1999.

8. Митрофанов Г.Л. Районирование Восточной Сибири по ожидаемым генетическим типам месторождений платиноидов в черносланцевых толщах / Г.Л.Митрофанов, В.К.Немеров, Л.К.Семейкина, Н.К.Коробейников // Платина России. – Т. 2. – Кн. 2. – М.: Геоинформмарк, 1994.

9. Савицкий А.В. Перспективы обнаружения промышленных платинометалльных стратиформных месторождений в черных сланцах Онежской впадины / А.В.Савицкий, Е.Е.Афанасьева, В.К.Титов // Платина России. – Т. 2. – Кн. 2. – М.: Геоинформмарк, 1994.

10. Трофимов Н.Н. Геодинамические условия формирования и металлогения Онежской впадины / Н.Н.Трофимов, А.И.Голубев // Руды и металлы. – 2000. – № 5.

11. Турченко С.И. Дистанционные и геологические свидетельства протерозойского рифта и размещения золоторудного оруденения в восточной части Балтийского щита / С.И.Турченко, В.С.Антипов, Е.П.Вострокнутов, Г.В.Гальперов, А.В.Перцов // Исследования Земли из космоса. – 1997. – № 3.

12. Щеглов А.Д. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / А.Д.Щеглов, В.Н.Москалева, Б.А.Марковский и др. – Л.: Недра, 1993.

13. Яцкевич Б.А. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов России / Б.А.Яцкевич, Н.В.Глухоедов, А.С.Филько и др. // Платина России. – Т. 2. – Кн. 2. – М.: АОЗТ Геоинформмарк, 1994.

14. Coveney R.M. Ni-Mo-PGE-Au rich ores in Chinese black shales and speculation on possible analogues on the United States / R.M.Coveney, N.Chen // Miner. Dep., 1991. – Vol. 26. – No 2.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Научно-исследовательский институт космоаэрогеологических методов,  
г.Санкт-Петербург

УДК 553.491(470.22)

**А.И.Голубев, Н.Н.Трофимов, М.М.Лавров, Н.Б.Филиппов**

## **РУДНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ПЛАТИНОНОСНЫХ ОБЪЕКТОВ КАРЕЛИИ**

На территории Карелии за последние 10 лет выявлен ряд месторождений и рудопроявлений металлов платиновой группы (МПГ), что позволило выделить ее в качестве новой перспективной платиноносной провинции на северо-западе России [13, 22]. Анализ существующего материала по платиноидным объектам Карелии (ГУФП “Невскгеология”, ВСЕГЕИ, ИГ КарНЦ РАН, Карельская ГПЭ, Северная экспедиция, ГГУП “Минерал” и др.) дает основание для их рудно-формационной типизации. При разработке классификации (табл. 1) и составлении “Регистрационной карты платиноносности Карелии” масштаба 1:1 000 000 и Атласа платиноносности Карелии масштаба 1:500 000 с кадастром рудопроявлений по заданию Комитета природных ресурсов по Республике Карелия взят за основу рудно-формационный блок легенды к “Карте платиноносности России” из обобщающих работ Д.А.Додина и др. [7-9] по программе “Платина России”.

Ниже приводится краткая характеристика наиболее перспективных типов платиноидного оруденения Карельского региона.

**Малосульфидный платинометалльный тип** – с платино-палладиевой специализацией, приурочен к ритмично-расслоенным и дифференцированным базит-гипербазитовым комплексам (см. табл. 1). Наиболее перспективными объектами являются Бураковский массив и ритмично-расслоенные интрузивы Оланской группы севера Карелии (Луккулайсваара, Кивакка, Ципринга), приуроченные к зоне глубинных разломов, внутриконтинентальной рифтогенной системы субширотного простирания [15, 25]. На территории Финляндии в этой же системе расположены расслоенные интрузии Койлисмаа-Кеми [26, 27]. Особенностью крупных расслоенных интрузивов является высокая степень дифференциации, широкий

диапазон изменения состава минералов (скрытой расслоенности), резко выраженная ритмичная расслоенность, кристаллизация в камере из исходного материала (расплава состава коматиитового базальта).

В *Бураковском* массиве малосульфидный платинометалльный тип связан с сульфидсодержащими горизонтами пород, приуроченных к верхней части Клинопироксенитовой зоны и Полосчатой подзоны Габбро-норитовой зоны [4, 8, 23]. Количество сульфидов в них колеблется от 1 до 3% и представлены они халькопиритом, пентландитом, пиритом, пирротинном. Содержание МПГ в микрорасслоенных горизонтах достигает 3 г/т в Клинопироксенитовой зоне и до 6 г/т в Полосчатой подзоне при постоянном преобладании палладия над платиной.

Существует прямая корреляционная зависимость между содержанием платиноидов и количеством сульфидов. Среди минеральных форм установлены теллуриды и висмутиты платины и палладия – мончеит, котульскит, меренскит, соболевскит, фрудит, сопчеит [18, 23].

Прогнозные ресурсы малосульфидного типа в Бураковском массиве оцениваются на уровне 420 т, другими авторами – в 1000-1200 т [4].

Вторым перспективным объектом является *Олангская группа* расслоенных интрузивов с ресурсами МПГ более 18 т. В массиве Луккулайсваара, по данным С.Ф.Клюнина [6, 10], выявлено семь рудных зон протяженностью до 5 км при мощности от 12 до 150 м, содержащие бедную сульфидную вкрапленность (1-2%), с которой связано платиноидное оруденение. Платиноидное оруденение приурочено к средней критической зоне норитовой серии, где установлены два парагенезиса сульфидов, содержащих платиновые минералы. Первая ассоциация пентландит-пирротин-халькопиритовая и пентландит-халькопиритовая со сперрилитом, мерен-

Рудно-формационные типы основных платиноносных объектов Карелии

Рудно-формационные типы		Магматические и геологические формации	Объект, месторождение	Возраст формаций, оруденения, млн лет
подгруппа	тип, подтип, ассоциации МПГ			
<b>Класс эндогенных месторождений</b>				
Собственно-магматическая группа				
Малосульфидная платино-металлическая	Платино-палладиевый	Ритмично-расслоенные базит-гипербазитовые комплексы	Бураковский	U-Pb 2449±1,5 [13] Sm-Nd 2340±31 [4]
			Луккулайсваара	U-Pb 2442,1±1,9 [2]
			Кивакка	U-Pb 2444±1 [2] Sm-Nd 2420±23 [2]
			Ципринга	U-Pb 2442,3±1,7 [17] Sm-Nd 2430±26 [17] Sm-Nd 2414±85 [17]
Платиносодержащая хромитовая	Платино-палладиевый с Ru-Os	Дифференцированные базит-гипербазитовые комплексы	Кивач-Сямозеро	U-Pb 1883,3±5,2 [12]
			Кааламский	
Платиносодержащая титаномагнетитовая с ванадием	Платино-палладиевый с Au	Ритмично-расслоенный базит-гипербазитовый комплекс	Бураковский (ГХГ)	Верхний архей
			Рыбозерская структура	
	Платино-палладиевая с Au	Дифференцированная гипербазитовая	Пудожгорское	U-Pb 2050±70 [25]
			Тубозерское	Sm-Nd 2186±68 [13]
Платино-палладиевый с Au	Щелочно-ультраосновная	Койкарско-Святнаволоцкое	1900-1800 [11]	
		Тикше-Елетьозерский комплекс, ультраосновная серия с рудными титаномагнетитовыми дифференциатами в ритмах		
Платино-палладиевый с Au	Платино-палладиевый с Au	Дифференцированная базит-гипербазитовая (габбро-анортзитовая) Габбро-пироксенитовая	Палаярвинский массив	Нижний протерозой
			Травяная губа Хаутаваарская структура Рыб-оя Виетука-лампи	

Постмагматическая группа				
Сульфидная платиноидно-медно-никелевая	Платино-палладиевый с Ir, Ru, Rh	Дифференцированная гипербазитовая	Кумбуксинский массив (Лебяжинское) Вожминский массив (Восточно-Вожминское)	Верхний архей
	Платино-палладиевый	Гипербазитовая недифференцированная или слабо дифференцированная (коматиит-базальтовая) Дифференцированная гипербазитовая (базитовая)	Хаутаваарская структура (скв. 51, 53, 115) Рыбозерская структура (скв. 7)	Верхний архей Верхний архей
Платиноидносодержащая медно-молибден-порфировая	Re – <sup>187</sup> Os радиогенный в молибдените, Лобашский тип	Габбо-диорит-гранодиоритовая многофазная. Интрузии гранит-порфиров	Лобаш	U-Pb 2807,7±1,4 [12]
			Ялонваара Пяяваара и др.	Sm-Nd 3107-2928 [12] Re-Os 2772±11 Re-Os 2741±11
Класс полигенных проявлений				
Платино-полиметалльная в углеродистых сланцах и их метасоматитах	Комплексный Cu-U-Mo-V платино-палладиевый с Au, Онежский тип, падминский подтип	Ураноносные ванадиевые альбит-слюдисто-карбонатные метасоматиты зон СРД в высокоуглеродистых вулканогенно-осадочных толщах заонежского горизонта Онежской рифтогенной консолидационной интракратонной впадины	Средняя Падма Верхняя Падма Весеннее Царевское Космозеро Южное Космозеро Великая Губа и др.	1724±42 [3]
	Платино-палладиевый с Ir, Rh, Os, Au, Онежский тип, уницкий подтип	Стратиформные конкреционные углерод-сульфидные горизонты в средней подсвите Заонежского горизонта	Уницкий	

скитом и котульскитом [6] приурочена к нижней части норитовой серии. Вторая сульфидная ассоциация с промышленными концентрациями МПГ характерна в пределах тела микрогаббро-норитов в верхней части норитовой серии, где выделяются три обогащенных платиноидами горизонта: верхний (северный) непротяженный горизонт имеет содержания МПГ до 1,5-2 г/т; зона максимальной концентрации платиноидов (до 20 г/т) приурочена к нижнему эндо- и экзо-контакту микрогаббро-норитов и характеризуется неравномерным распределением оруденения; пегматоидные разновидности в микрогаббро-норитах с медно-никелевым оруденением, в которых установлен широкий спектр сульфидов и металлов платиновой группы [6].

Формирование малосульфидной минерализации в ритмично-расслоенных массивах обусловлено образованием "критических" зон, которые характеризуются петрографической и текстурной неоднородностью. Максимальное обогащение "критических" зон МПГ сопровождается увеличением в них концентраций хлора и широким развитием минералов, содержащих летучие и некогерентные элементы. В рудных горизонтах происходит накопление Pt, Pd, Rh относительно Ru, Jg, Os. Минералы МПГ встречаются не только в сульфидах, но и на их границе с силикатными минералами. Концентрация МПГ происходила на заключительных стадиях процесса кристаллизации пород и их дифференциации с активным участием флюидной среды. [6,10, 14,24].

*Массив Кивакка* характеризуется четкой расслоенностью, в нем выделяются те же серии, что и в Луккулайсвааре. Продуктивной на МПГ в интрузиве является зона ритмично расслоенных норитов с рассеянной сульфидной минерализацией (до 1%) с гнездообразными выделениями халькопирита, пентландита и пирротина. Аномальное содержание платиноидов приурочено к трем уровням: первый связан с оливинсодержащими пироксенитами нижней части разреза зоны; второй – с горизонтом пироксенитов в средней части разреза; третий – с прослоем меланократовых норитов в ассоциации с лейкократовыми норитами верхней части зоны. Мощность этих горизонтов колеблется от 1 до 30 м. Наиболее перспективным является первый горизонт, представленный пачкой переслаивания

оливинсодержащих норитов, оливиновых пироксенитов и анортозитов, обогащенных сульфидами. Содержание суммы МПГ не превышает 4,6 г/т при отношении Pt/Pd изменяющемся от 1:3 до 2:1. Сульфиды представлены пирротинном, пентландитом, халькопиритом; редко встречаются виоларит, пирит, сфалерит, борнит, халькозин, галенит, золото, серебро. Минералы МПГ образуют мелкие включения в сульфидах или располагаются в межзерновом пространстве.

*Массив Ципринга* отличается от первых двух отсутствием ультраосновной и норитовой серий и широким развитием краевой серии. Верхняя зона сложена лейкократовыми троктолитами, оливиновыми габбро-норитами, реже габбро и анортозитами. Серия габбро характеризуется ритмичным чередованием мелко- и крупнозернистых пород, а также габбро с высоким (до 10-15%) и низким (1-5%) содержанием титаномагнетита и ильменита. Вкрапленная ильменит-титаномагнетитовая минерализация сопровождается халькопиритом, пирротинном, пентландитом, пиритом, ковеллином (до 1-2%). Содержание платиноидов только в единичных пробах достигает 1 г/т [13].

Среди протерозойских образований в Беломорской и Прибеломорской зонах Северной Карелии в связи с проблемой платиноносности в перспективном плане заслуживают внимания комплексы *леуцолитов и габбро-норитов, а также метапорфиритов – гранатовых габбро* [13].

***Платиносодержащая хромитовая формация*** в Бураковском массиве приурочена к Главному хромитовому горизонту (ГХГ).

В разрезе расслоенной серии пород выделяют пять зон: Ультраосновная (3000-4200 м), Пироксенитовая (200 м), Габбро-норитовая (1100 м), Пижонитовых габбро-норитов (1200 м), Феррогаббро-норитов (760 м) [4, 7-9, 23]. Ультраосновная и Пироксенитовая зоны разделяются Главным хромитовым горизонтом мощностью 3-5 м. По простиранию он прослежен полностью в пределах Анагозерского блока и частично – Шалозерского. В настоящий период ГХГ детально изучается в целях промышленной разработки для получения феррохрома. На поисково-оценочной стадии запасы триоксида хрома подсчитаны в количестве 48,2 млн т, при среднем содержании 22,1% (табл. 2).

Месторождения и рудопроявления Онежской впадины с благороднометалльной специализацией

Объект	Зона, горизонт, свита	Благородные металлы				Рудные металлы			
		Тип	Содержание, г/т	Минеральные формы	Категория, прогнозные ресурсы, т	главные		второстепенные	
						Содержание, %	Запасы, ресурсы, млн т	Содержание, %	Запасы, ресурсы, тыс. т
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<b>Плутонический комплекс. Расслоенные интрузии [4, 20, 23]</b>									
Бураковский лополит	Переходная: кровля, подошва	Стратиформный мало-сульфидный	Pt – 1,1-1,5 Pd – 0,8-3,5	Мончеит, меренскит, котульскит фрудит, сопчеит, соболевскит, сперилит	P <sub>3</sub> – 100-200				
	Краевая часть		Pt – 0,2 Pd – 0,2						
	Габбро-норитовая, полосчатая подзона		Pt – 0,3-0,5 Pd – 1,1-3,5						
	ГХГ Аганозерского блока	Стратиформный окисный	Pt, Pd – 0,1-3,2 Os, Ru, Ir – 0,3	Лаурит-эрликманит		Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> – 22,1	C <sub>2</sub> + P <sub>1</sub> – 48,2		
	Линейные зоны брекчирования	Гидротермально-метасоматический сульфидный	Pd – 2-10	Не установлены					
<b>Вулканогенно-осадочный комплекс</b>									
<b>Трапповая формация. Пудожгорский тип [19-21]</b>									
Пудожгорская пластовая интрузия	ТМГ: полная мощность, обогащенный слой (5,3 м)	Стратиформный мало-сульфидно-окисный	Pt, Pd, Au – 0,576 Pt, Pd, Au – 1,48	Котульскит, меренскит, самородное золото	P <sub>3</sub> – 247	TiO <sub>2</sub> – 8,14 V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> – 0,43 Fe <sub>вал.</sub> – 28,9	B+C <sub>1</sub> +C <sub>2</sub> 25,8 1,36 91,7	Cu – 0,13	412
			Pt, Pd, Au – 0,875 Pt, Pd, Au – 1,97			P <sub>3</sub> – 270	TiO <sub>2</sub> – 6,0 V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> – 0,32 Fe <sub>вал.</sub> – 23,0	C <sub>1</sub> +C <sub>2</sub> 18,8 1,0 72,3	Cu – не оценивалось

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<b>Черносланцевая формация. Онежский тип</b>									
<b>Падминский подтип (Cu-U-Mo-V) [1, 3, 13, 16]</b>									
Средняя Падма	Заонежский горизонт, нижняя подсвета. Тамбицкая зона СРД	Метасоматический, комплексный	Au – 0,23 Pd – 0,29 Pt – 0,02	Изучены недостаточно. Установлены самородные Au, Ag, Pd, Cu и их твердые растворы и интерметаллиды	P <sub>1</sub> – 10-20	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> – 2,35	C <sub>1</sub> + C <sub>2</sub> – 0,11	U – 0,07; Mo – 0,02; Cu – 0,04; Bi, Se	3,0 1,0 2,0
Верхняя Падма, Весеннее, Царевское			Au, Pd – 0,5		P <sub>3</sub> – 100	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> – 2,5 (2,3-4,2)	C <sub>2</sub> + P <sub>1</sub> – 0,25	U, Mo, Cu	
Косозеро, Южное Косозеро, Великая Губа			Святухинско-Косозерская зона СРД		Au, Pd – 0,5		V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> – 2,5-2,9	C <sub>2</sub> + P <sub>1</sub> – 0,15	U, Mo, Cu
<b>Стратиформный – уницкий подтип [13, 16]</b>									
	Заонежский горизонт, средняя подсвета	Конкреционный углерод-сульфидный  Битумоиды, оксикериты	Pt, Pd – 1,7-7,8 Au – 0,8-3,7 Ag – 5,2-70  Jr – 1,2-2,0 Rh – 0,6-1,0 Os – 0,02-0,3		P <sub>3</sub> – 100-200			Cu до 1,3; Zn до 0,9; Ni до 0,5; Pb до 0,4	
<b>Экзгальционно-осадочный тип (медистых песчаников) [13, 20]</b>									
Воронов Бор	Янгозерский надгоризонт Святухинско-Косозерская зона СРД	Вулкано-генно-гидротермальный, метасоматический	Pt, Pd – 0,01-0,1 Au – 0,1-0,5 (до 80) Ag – 10-16 (до 52)		P <sub>3</sub> – 15 (Au)	Cu – 1,39	4,9	Mo – 0,008-0,4; Bi – 0,002-0,4	

Хромитовый тип с МПГ выявлен в Бураковском массиве, где присутствуют два основных хромитовых горизонта, приуроченных к верхней части Ультраосновной зоны. Содержания МПГ в них достигают 1-3 г/т, а минеральные формы представлены сульфидами ряда лаурит – эрликманит и интерметаллидами ряда изоферроплатина – аваурит. В целом платиноидная минерализация в хромитах обладает хорошо выраженной Pt-Ru-Os-Ir специализацией и обнаруживает сходство с минерализацией хромитовых горизонтов массивов Стиллутотер и Пеникат [4, 13, 23]. Ресурсы МПГ по категории P<sub>3</sub> оценены на уровне 120 т.

В ГХГ тугоплавкие платиноиды находятся в парагенетической ассоциации с хромшпинелидами и могут быть извлечены только путем металлургического передела, что при низких концентрациях нецелесообразно. Однако эти данные не исключают дальнейшей оценки платиноносности окисного типа на участках с их повышенной концентрацией вследствие потенциально возможного высокого содержания дорогостоящего <sup>187</sup>Os, а также зон ГХГ с повышенной сульфидоносностью, перспективных на Pt и Pd.

**Формация платиносодержащая титаномагнетитовая с ванадием** связана с титаномагнетитовыми месторождениями – Пудожгорским и Койкарско-Святнаволоцким, приуроченными к одноименным феррогаббро-долеритовым пластовым интрузиям [7-9, 19-21]. Они расположены в красных частях Онсжской рифтогенной структуры – в раме и на границе с ней симметрично относительно ее бортов, связаны с прототрапповым магматизмом, наиболее активно проявившимся в ятулии и людиковии, что позволяет отнести их к трапповой толент-базальтовой формации.

Интрузии сформированы флюидонасыщенными высокожелезистыми расплавами, прошедшими глубинную и гипабиссальную дифференциацию и обогащенными Ti, V, Cu, S, Au, Pt, Pd, но и истощенными по Ni, Co, Cr. Обе пластовые интрузии дифференцированы на нижнюю – феррогаббровую, и верхнюю – ферродиоритовую, зоны. Горизонт вкрапленных титаномагнетитовых руд, разделяя их, занимает псевдостратифицированное положение в разрезе, в 30-40 м от подошвы силлов, мощность его около 20 м.

Титаномагнетитовое оруденение имеет ликвационный магматический генезис. Руды средние и густовкрапленные, хорошо технологически изучены; структура – идиоморфнозернистая и субмикроскопическая распада твердых растворов. Благороднометалльное оруденение контролируется сульфидным парагенезисом халькопирит + борнит (0,1-1%) и представлено теллуридами платины и палладия котульскитом, меренскитом, сопчеитом, кейконнитом, сперрилитом. Средняя концентрация суммы БМ (Au+Pt+Pd) незначительная и составляет 576 мг/т для Пудожгорского и 875 мг/т для Койкарско-Святнаволоцкого месторождений. В пределах титаномагнетитового горизонта (ТМГ) имеются слои мощностью 5-7 м, обогащенные БМ со средним содержанием 1,5-2 г/т [5, 21]. При этом в Пудожгорском месторождении обогащена нижняя часть рудного горизонта, а в Койкарско-Святнаволоцком – верхняя. Суммарные ресурсы категории P<sub>3</sub> по обоим объектам составляют: МПГ – 370 т, Au – 160 т.

Отнесение Пудожгорского и Койкарско-Святнаволоцкого месторождений к трапповой формации позволяет сделать вывод, что это новый формационный тип – благороднометалльно-титаномагнетитовый. Рудная титаномагнетитовая формация широко развита в дифференциатах всех типов – базитовых, гипербазитовых, щелочных. Наиболее близки к описываемым объектам уральские месторождения Кусинской группы, связанные с геосинклинальной габбро-диорит-диабазовой формацией. В целом по сравнению с другими формационными типами, Fe-Ti-V-руды Пудожгорского и Койкарско-Святнаволоцкого месторождений характеризуются низкими содержаниями вредных примесей (S, P, Cr), высокими – пятиокиси ванадия и двуокиси титана, исключительно выдержанной по простиранию и падению рудной залежи благороднометалльной (Pt, Pd, Au, Ag) минерализацией в парагенезисе с сульфидами меди. Прогнозные ресурсы БМ по категории P<sub>3</sub> (~ 500 т) позволяют классифицировать эти объекты как крупные месторождения комплексных благороднометалльно-титаномагнетитовых руд [21].

**Формация платино-полиметалльная в углеродистых сланцах и их метасоматитах.** Металлогеническая специфика черносланцевой формации прежде всего определяется приуро-

ченностью к ней месторождений комплексных уран-ванадиевых руд с благороднометалльной специализацией в зонах складчато-разрывных дислокаций (СРД) в альбит-карбонатно-слюдистых метасоматитах (падминский подтип) [1, 3, 13, 16]. Месторождения данного подтипа уникальны как по минеральному составу (около 100 рудных минералов), так и по запасам руд с высоким содержанием ванадия – 500 тыс. т. Запасы сопутствующих элементов (U, Mo, Cu) составляют десятки тысяч тонн (см. табл. 2). Масштабы запасов благороднометалльного оруденения, несомненно, велики – более 100 т, но оценка их ресурсов пока затруднена из-за неоднозначности результатов анализов проб с металлоорганическими соединениями БМ.

Кроме комплексных месторождений в зонах СРД, большой интерес представляют углеродсодержащие вулканогенно-осадочные образования, несущие стратиформную сульфидную минерализацию с благороднометалльной специализацией. Несмотря на наличие сульфидов во всех частях разреза, наблюдается приуроченность рудного вещества к углеродсодержащим туффитам средней подсвиты заонежской свиты [13, 20]. Выделяются горизонты хомогенно-терригенных пород с конкреционной, линзовидной и другими формами сульфидной минерализации. На фациальных профилях они тяготеют к полям гидротермальной проработки второй фазы людиковийского базальтоидного вулканизма. Именно к этим горизонтам приурочены максимальные концентрации благородных металлов. Ранее в этих же образованиях А.В.Савицким определены концентрации БМ до 10-12 г/т и более. По данным авторов, столь высокие содержания не подтверждаются и требуют дальнейшей проверки. Это оруденение следует относить к уницкому подтипу онежского типа. Широкое площадное распространение стратиморфного сульфидного оруденения с благороднометалльной специализацией, а также четкая приуроченность его к определенным частям разреза дают основание рассматривать этот подтип как один из наиболее потенциально перспективных на БМ. Подобный тип минерализации обнаружен также в Куолярвинской структуре, Ветреном Поясе, Северном Приладожье [13].

Платиноносность щелочно-ультраосновой магматической формации практически не

изучена. Находки богатейших уникальных по запасам платиновых россыпей в Сибири заставили пересмотреть металлогеническую специализацию этой магматической формации. В Карелии она представлена двумя многофазными крупными массивами Тикшеозеро и Елетьозеро. С расслоенными сериями ультраосновой фазы могут быть связаны проявления МПГ собственно платиноидного типа и сопутствующего титаномагнетитового. По последнему, насколько это позволяют имеющиеся аналитические данные, произведена оценка на уровне 40 т. Со щелочной и карбонатитовой фазами можно ожидать проявления золотой и отчасти платинометалльной минерализации палладиевого типа, ресурсы из-за слабой обоснованности не оценивались.

Все названные перспективные рудно-формационные типы связаны с нижнепротерозойским этапом активизации кратона. Платиноносность верхнеархейских лопийских зеленокаменных поясов изучена недостаточно. Пока исследована лишь сульфидная медно-никелевая рудная формация, представленная интрузивным (Вожозерская группа месторождений) и коматитовым типами (Золотопорожское и Хаутаваарское рудопроявления). Ресурсы МПГ, связанные с данной формацией, незначительны, самостоятельного значения не имеют и могут быть реализованы только при разработке месторождений медно-никелевых руд. Установленный на участке Рыбозеро платиносодержащий хромитовый тип в связи с дифференцированным гипербазитовым интрузивом изучен слабо, перспективы его не ясны, рассчитывать на выявление крупного объекта, видимо, не следует.

Общие ресурсы МПГ Республики Карелия по всем формационным типам оценены по категории P<sub>3</sub> на уровне 1200 т, им сопутствует золотое оруденение, доля которого значительна – около 20% от ресурсов МПГ. Преобладает платино-палладиевый минеральный тип руд. Источником изотопа <sup>187</sup>Os являются комплексные месторождения как верхнеархейского (лобашский тип), так и нижнепротерозойского (падминский тип) возрастов. Наличие в молибдените радиогенного Os резко повышает ценность руд этих объектов. *Приведенные сведения убедительно доказывают, что Карелия является новой крупной платиноносной провинцией*

*России с золотосодержащей палладиевой геохимической специализацией, потенциал которой требует дальнейшего изучения.*

Таким образом, приведенная краткая характеристика основных рудно-формационных типов платинометалльного оруденения Карелии позволяет сделать четкий вывод, что наибольшим ресурсным потенциалом платиновых металлов в ассоциации с сопутствующими рудами обладает Онежский рудный, а собственно малосульфидный платинометалльный тип приурочен к ритмично-расслоенным базит-гипербазитовым комплексам Северной Карелии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Билибина Т.В. О новом типе комплексных руд в Южной Карелии / Т.В.Билибина, Е.К.Мельников, А.В.Савицкий // Геол. рудн. месторождений. – 1991. – Т. 33. – № 6.
2. Буйко А.К. Геология и изотопное датирование раннепротерозойского сумийско-саридлийского комплекса Северной Карелии. (Паанаярви-Ципрингская структура) / А.К.Буйко, О.А.Левченков, С.И.Турченко, Е.Р.Друбецкой // Стратиграфия, геологическая корреляция. – 1995. – Т. 3. – № 4.
3. Булавин А.В. Закономерности размещения комплексного ванадиевого оруденения в структурах Онежского прогиба. Автореф. дис. ... к.г.-м.н. – Л., 1990.
4. Ганин В.А. Петрология и платиноносность Бураковско-Аганозерской интрузии (Восточное Заонежье) / В.А.Ганин, Н.Г.Гриневиц, В.Н.Логинов // Платина России. – Т. II. – Кн. 2. – М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1995.
5. Голубев А.И. благороднометалльная минерализация титаномагнетитовых руд Пудожгорского месторождения: технологическая характеристика, минералогия / А.И.Голубев, Н.Н.Трофимов, С.В.Петров, Н.Б.Филиппов // Геология и полезные ископаемые Карелии. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. – Вып. 4.
6. Гроховская Т.Л. Малосульфидная платиновая минерализация массива Луккулайсваара (Северная Карелия) / Т.Л.Гроховская, В.В.Дистлер, С.Ф.Клюнин, А.А.Захаров, И.П.Лапутина // Геол. рудн. месторождений. – 1992. – Т. 34. – № 2.
7. Додин Д.А. Минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов России на пороге XXI века / Д.А.Додин, Л.В.Оганесян, Н.М.Чернышов, Б.А.Яцкевич. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1998.
8. Додин Д.А. Платинометалльные месторождения России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, Б.А.Яцкевич. – СПб.: Наука, 2000.
9. Додин Д.А. Металлогения платиноидов крупных регионов России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, О.И.Чередникова. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 2001.
10. Клюнин С.Ф. Геология и перспективы платиноносности Олангской группы массивов (Северная Карелия) / С.Ф.Клюнин, Т.Л.Гроховская, А.А.Захаров, Т.В.Соловьева // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. – М.: Наука, 1994.
11. Кухаренко А.А. Щелочные габброиды Карелии / А.А.Кухаренко, М.П.Орлова, Э.А.Богдасаров. – Л.: Наука, 1969.
12. Лобач-Жученко С.Б. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснования / С.Б.Лобач-Жученко, В.П.Чекулаев, Н.А.Арестова и др. // Геотектоника. – 2000. – № 6.
13. Металлогения Карелии / Ред. С.И.Рыбаков, А.И.Голубев. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999.
14. Рудашевский Н.С. Происхождение различных типов платиноидной минерализации в породах ультрамафитовых формаций // Зап. ВМО. – 1987. – № 2.
15. Рыбаков С.И. Докембрийский рифтогенез и современная структура Фенноскандинавского щита / С.И.Рыбаков, А.И.Голубев, В.Д.Слюсарев, М.М.Лавров // Отеч. геол. – 1999. – № 5.
16. Савицкий А.В. Закономерности размещения месторождений комплексных руд онежского типа и перспективы их обнаружения в восточной части Балтийского щита / А.В.Савицкий, Т.В.Билибина, Е.К.Мельников и др. // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. – М.: Наука, 1994.
17. Семенов В.С. Расслоенный трактолит-габбро-норитовый интрузив Ципринга, Северная Карелия: геологическое строение, петрология / В.С.Семенов, Е.В.Коптев-Дворников, А.Н.Берковский, Б.С.Киреев и др. // Петрология. – 1995. – Т. 3. – № 6.
18. Трофимов Н.Н. Первые данные о минералах платиновых металлов в Бураковском расслоенном массиве (Карелия) / Н.Н.Трофимов, А.Ю.Барков, А.И.Леднев и др. // ДАН СССР. – 1990. – Т. 315. – № 3.
19. Трофимов Н.Н. Геодинамические условия образования благороднометалльно-титаномагнетитовых месторождений Онежской рифтогенной структуры, Карелия / Н.Н.Трофимов, А.И.Голубев // Руды и металлы. – 1999. – № 5.
20. Трофимов Н.Н. Геодинамические условия формирования и металлогения Онежской впадины / Н.Н.Трофимов, А.И.Голубев // Руды и металлы. – 2000. – № 5.
21. Трофимов Н.Н. Платиноидно- и золотосодержащие ванадий-титаномагнетитовые месторождения в дифференцированных габбро-долеритовых интрузиях Карелии / Н.Н.Трофимов, А.И.Голубев, Н.Б.Филиппов // Платина России. – Т. III. – Кн. 2. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999.
22. Филиппов Н.Б. Платинометалльное оруденение в истории геологического развития восточной

части Балтийского щита / Н.Б.Филиппов, А.И.Голубев., В.В.Иваников, С.И.Турченко // Вестник СПб ун-та. – 1999. – Сер. 7. – Вып. 1 (№ 7).

23. Шарков Е.В. Перспективы платиноносности раннепротерозойского Бураковского расслоенного интрузива в Южной Карелии / Е.В.Шарков, О.А.Богатиков, Н.Ф.Пчелинцева и др. // Платина России. Т. II, Кн. 2. – М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1995.

24. Шарков Е.В. Платиноносные микрогабброиды расслоенного интрузива Луккулайсваара (Северная Карелия) / Е.В.Шарков, Е.Е.Лазько, Вл.В.Ляхович // Платина России. – М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1994.

25. Щеглов А.Д. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / А.Д.Щеглов, В.Н.Москалева, Б.А.Марковский и др. // Ред. А.Д.Щеглов. – СПб.: Недра, 1993.

26. Alapieti T.T. The Koillismaa layered igneous complex, Finland its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium / T.T.Alapieti // Geol. Surv of Finland. Espoo, 1982.

27. Alapieti T.T., Lahtinen J.J. Early proterozoic layered intrusions in the Northeastern part of the Fennoscandian Shield / T.T.Alapieti, Alapieti T.T. // 5 th International Platinum Symposium. Espoo, 1989.

*Институт геологии Карельского научного центра РАН,  
г.Петрозаводск*

*ГГУП “Минерал”, г.Санкт-Петербург*

УДК 553.491.8.041

**В.М.Ступак, Р.Г.Берзин, Н.Г.Заможняя, А.К.Сулейманов**

## **НОВЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ КАРЕЛИИ**

Карельский регион рассматривается специалистами в качестве одного из наиболее перспективных для создания минерально-сырьевой базы МПГ, а также ванадия, золота, рения и других металлов на Северо-Западе России [5-7, 9-11, 16]. Основными источниками платиноидов являются продукты базит-гипербазитового магматизма в архей-протерозойских зеленокаменных поясах, причем наиболее благоприятными на платиноидное оруденение считаются пояса межблокового типа. Выделяют три генетические группы оруденения: магматическую, вулканогенно-осадочную и метасоматическую [7, 11]. Не вдаваясь подробно в генезис рудных месторождений МПГ (это профессионально рассмотрено в соответствующих разделах сборника), отметим главную особенность – взаимосвязь месторождений, расположенных в верхней части коры, с границами крупных геологических блоков и с глубинными магматическими источниками. Поэтому эффективность прогнозирования МПГ, как и других полезных ископа-

емых на территории Карельского региона, особенно новых перспективных участков, в существенной мере определяется знанием структурного строения и тектоники разреза земной коры на всю глубину – от земной поверхности до верхней мантии.

Еще на начальном этапе программы “Платина России” ее руководителями уделялось большое внимание геофизическим методам [5, 9, 16]. При этом подчеркивалась роль комплексного подхода. Одним из ведущих методов комплекса была признана сейсморазведка МОГТ. Опыт работ по программе “Платина России” показал, что применение современных технологий МОГТ, специально адаптированных для решения задач в сложнопостроенных средах, существенно расширяет информативность геологических построений. Положительные результаты сейсморазведочных работ в рудных районах широко известны [5, 12-16].

До недавнего времени геофизическое изучение Карелии проводилось по традиционной

схеме, включающей анализ потенциальных полей (гравимагнитные съемки) и редкую сеть сейсмологических работ ГСЗ (профили Кемь-Ухта, Рубин). С 1996 г. в Карело-Кольском регионе реализуется проект широкомасштабных сейсмических исследований по новым технологиям сверхглубокого варианта метода общей глубинной точки – СГ-ОГТ [3 и др.]. В Карельской части отработано два профиля – 1-ЕВ и 4В общей протяженностью 1070 км (рис. 1).

Сейсмическое профилирование сопровождалось детальной гравиметрической съемкой вдоль линий профилей.

**Методика работ.** Сейсмические наблюдения проводились вдоль автомобильных трасс по системе двумерного профилирования симметричной (центральной) расстановкой. В качестве источников сейсмического сигнала применялась группа мощных вибраторов СВ-10-180 (4-5 шт.) и цифровые 200-300-канальные станции SN-388, INPUT-OUTPUT. Частоты вибросигнала находились в диапазоне 15-60 Гц, длина сейсмической записи – 25 с, шаг квантования – 4 мс. Шаг между пунктами возбуждения составлял 100 м, между сейсмоприемниками – 50 м. Кратность перекрытий – 50-96. Длина расстановки – 10 км.

Следует отметить, что методические параметры региональных работ почти не уступают аналогичным параметрам нефтегазовой и рудной сейсморазведки (шаг наблюдений, кратность, частотный диапазон и др.). В то же время большие мощность излучаемого группой вибраторов сигнала и длина расстановки (10 км), достаточный динамический диапазон цифровых станций обеспечивают уверенную регистрацию слабых отражений от нижних границ земной коры, включая границу М (рис. 2, 3).

При обработке данных СГ-ОГТ самые большие проблемы возникают в верхней части разреза, так как именно здесь формируется основная часть поля помех. В то же время эта часть разреза представляет наибольший интерес для поисково-разведочной геологии и здесь осуществляется увязка данных глубинной разведки с геологической поверхностью (картой). Особенную остроту перечисленные проблемы приобретают в сложностроенных средах, к которым относят структурно-вещественные комплексы Карельского региона [3, 4]. В объедине-

нии “Спецгеофизика” в течение ряда лет успешно применяется специальная методика дифференциальной сейсморазведки (МДС), ориентированная на детальное изучение верхней части земной коры до глубин 10-15 км [14, 15]. Разрезы МДС органично дополняют разрезы МОГТ в их верхней части и могут использоваться самостоятельно для решения разнообразных геологических задач.

Как отмечалось, все сейсмические профили сопровождаются детальной гравиметрической съемкой с шагом наблюдений по профилю через 200 м (пять точек на 1 км). Данные гравиметрии используются для интерпретации сейсмических материалов в комплексе с другими геолого-геофизическими материалами.

**Предварительные результаты сейсмических исследований МОГТ В Карельском регионе.** Авторы не рассматривают в данной статье конкретные геологические задачи, а обеспечивают кондиционность информации и расшифровку ряда специфических вопросов метода. Вся информация приведена к стандартному виду, защищена отчетами и передана в федеральные базы данных. Любой потребитель может без помех воспользоваться этими данными.

На рис. 2, 3 приведены региональные разрезы СГ-ОГТ на всю мощность земной коры с изображением сейсмических отражающих элементов в глубинном масштабе. Плотность распределения сейсмических отражателей весьма разнообразна. Отдельные сейсмические элементы от относительно “гладких” протяженных поверхностей перекрываются и образуют непрерывные линии (границы). Субоднородные (гомогенные) и гетерогенные блоки (зоны, области) характеризуются чрезвычайно разнообразным сочетанием отдельных элементов. Их плотность внутри отдельных блоков изменяется от нуля, что соответствует акустически однородным (“прозрачным”) зонам, до максимально возможной, когда сейсмические элементы создают практически непрерывные композиции в разнообразных направлениях. Обособленные сейсмические элементы, горизонтальные размеры которых не превышают  $L$ , характеризуют точки (узлы) дифракции.

По характеру строения на профиле 1-ЕВ (см. рис. 2) можно достаточно уверенно выде-

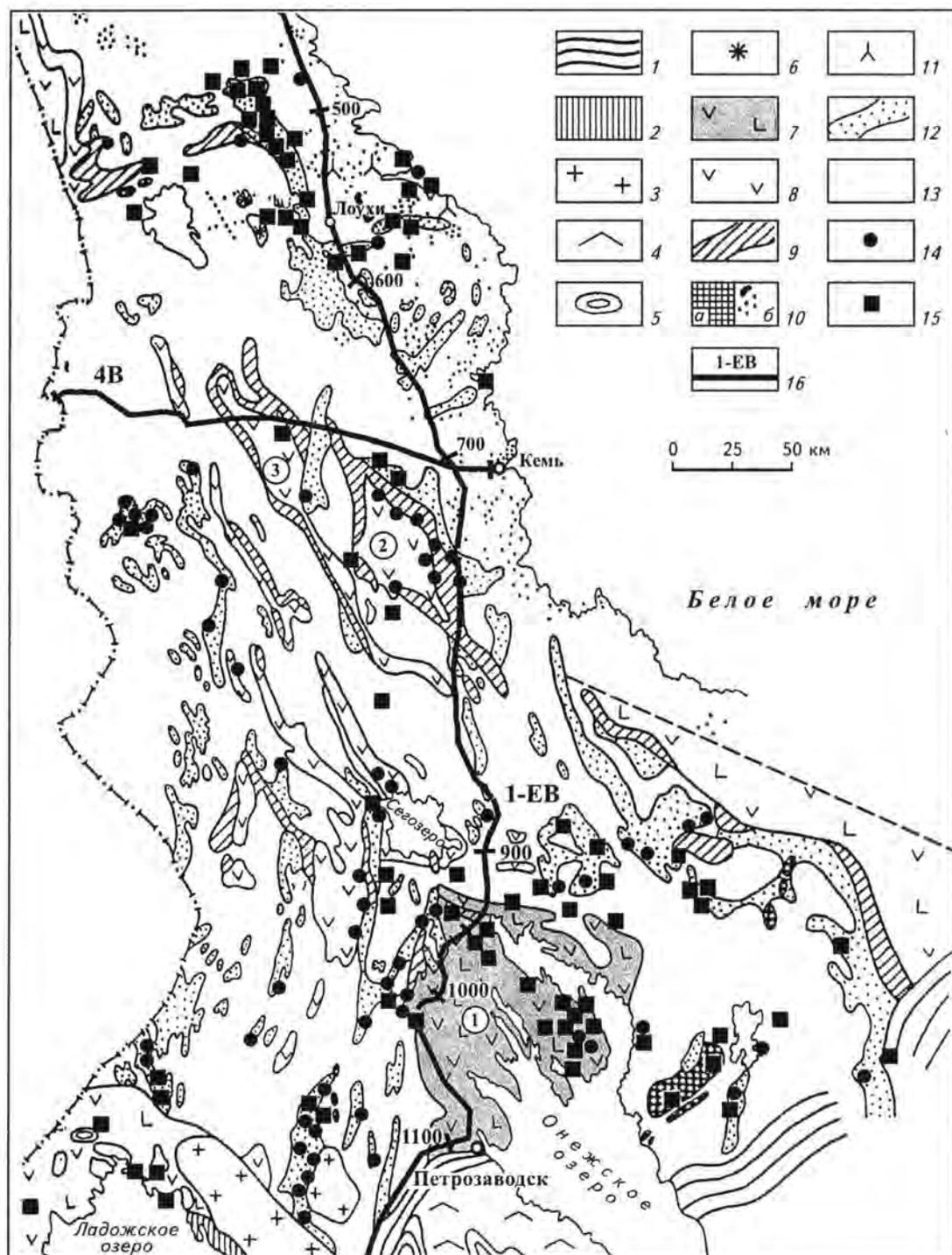


Рис. 1. Схема проявления золота и платиноидов в Карелии [7]

1 – палеозойские отложения; 2–10 – протерозойские отложения: 2 – рифейские, 3 – граниты рапакиви, 4 – вепсийские образования, 5 – свекофенские клинопироксенит-габбро-диориты (Приладожье), 6 – ультраосновные щелочные массивы, 7 – осадочно-вулканогенный комплекс людиковия, 8 – ятулийский вулканогенно-осадочный комплекс, 9 – сумийско-сариоллийский осадочно-вулканогенный комплекс, 10 – расслоенные и дифференцированные перидотит-габбро-норитовые интрузии карельской (а) и беломорской (б) зон; 11–13 – архейские отложения: 11 – габбро-анортозиты беломорской зоны, 12 – архейские зеленокаменные структуры, 13 – нерасчлененные гнейсо-гранитоидные комплексы блоковых структур; 14 – проявления золота; 15 – проявления платиноидов; 16 – линии и названия сейсмических профилей. Раннепротерозойские осадочно-вулканогенные структуры (цифры в кружках): 1 – Онежская; 2 – Лехтинская; 3 – Шомбозерская (Хайкольская)



Рис. 2. Сейсмический разрез СГ-МОГТ по карельскому участку профиля 1-ЕВ

лить три крупных блока земной коры (с юга на север):

Русская платформа (Русская плита Восточно-Европейской платформы), до ПК 1250;

Карельский блок Балтийского щита, ПК 1250-750;

Беломорский блок Балтийского щита, от ПК 750 на север.

Здесь приведено согласованное с общепринятым в литературе геологическое районирование рассматриваемой территории. Однако анализ сейсмической структуры разрезов показывает, что границы региональных блоков коры следует уточнить, особенно в глубинной области.

Профиль 4В характеризует два известных геологических блока Карелии: Беломорский и Карельский (см. рис. 3). Их структурные взаи-

моотношения весьма разнообразны на разных глубинных уровнях. Вполне отчетливо наблюдается коллизивная обстановка в области сочленения Беломорского блока и Карельского кратона (ПК 100-130). Полученные сейсмические данные позволяют уточнить и пересмотреть некоторые ранее существовавшие геологические представления [4].

Принципиальной особенностью интерпретации глубинных сейсмических разрезов является ее многовариантность, обусловленная неоднозначностью в истолковании природы сейсмических отражений. Исследованиями последних лет в пределах восточной части Балтийского щита (ВЧБЩ) установлено, что основными отражателями сейсмических волн в наиболее распространенных гнейсо-амфиболит-

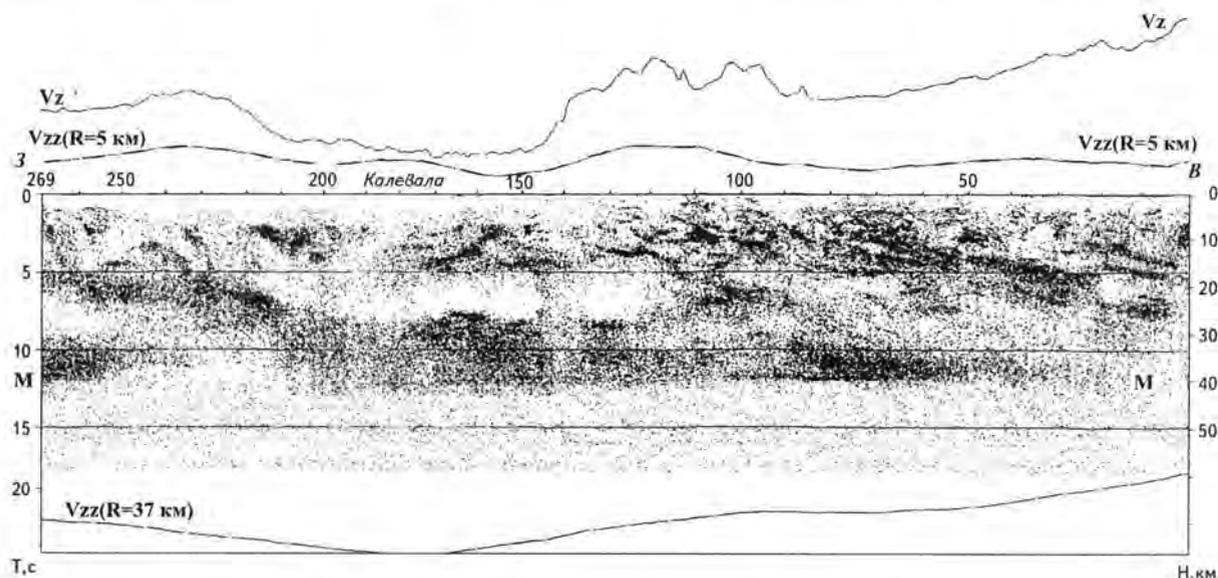


Рис. 3. Сейсмический разрез СГ-МОГТ по профилю 4В

мигматитовых и гнейсо-гранулитовых комплексах раннедокембрийской коры являются прослои и линзы амфиболитов и основных гранулитов, зоны рассланцевания пород и элементы тектоники (плоскости сдвига-надвигов, зоны меланжа и др.) [8]. Литологические различия гнейсов и пород гранитоидного состава акустически выражены очень слабо. В архейских зеленокаменных поясах (ЗП) и особенно в более крупных и протяженных палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясах (ОВП) спектр акустических неоднородностей расширяется за счет переслаивания пород основного и ультраосновного состава и осадочных образований. Сейсмические эффекты в ЗП и ОВП детально изучены в Карело-Кольском регионе, в том числе в процессе международных экспериментов на профилях KOLA-SD, 1-EB, 4B. Следствием перечисленных особенностей геологической среды является извлечение из картин сейсмических отражений (сейсмических образов) преимущественно структурной информации; достоверные сведения о составе пород могут быть получены лишь для некоторых типов пород с привлечением данных, полученных в результате анализа физических полей и бурения.

Рассмотрим некоторые особенности структурного разреза МОГТ по профилю 1-EB (см. рис. 2). В первую очередь следует обратить внимание на *характер границы М*. Вполне очевидно, что эта граница разделяет области с различной степенью гетерогенности; под границей М количество отражающих сейсмических элементов резко сокращается, что говорит об акустической однородности образований верхней мантии. Динамический облик границы довольно разнообразен: наблюдаются как резкие переходы кора-мантия типа "контакт", так и области "размытия", где контур границы почти не просматривается. *Нижняя часть коры* представлена тремя основными образами: толстый слой мощностью до 15 км; диффузная область примерно такой же мощности; в зонах "размытия" границы М нижний и средний уровень коры объединяются в единый нерасчлененный комплекс. Верхняя часть коры более неоднородна и структурно дифференцирована, особенно в Карельском и Беломорском террейнах.

Сходная картина наблюдается и в разрезе профиля 4B (см. рис. 3), расположенного орто-

гонально профилю 1-EB (см. рис. 1). Здесь отмечаются те же типы структурного строения, однако есть и свои региональные особенности. Это, в первую очередь, повышенная структурная неоднородность в области сочленения Беломорского и Карельского блоков и высокая степень гомогенизации средней и верхней коры Карельского кратона. Результаты геологической интерпретации приведенных материалов подробно рассматриваются в работе [4].

Наибольший интерес для поисково-разведочной геологии представляют *образования верхней коры*, непосредственно примыкающие к поверхности геологических наблюдений. Это самая сложная и разнообразная часть земной коры. В рамках данной статьи сделана попытка сформулировать пока предварительные сейсмогеологические характеристики основных металлогенических территорий, пересеченных региональными сейсмическими профилями.

На глубинных сейсмических разрезах МОГТ отмечается приуроченность металлогенических зон, в том числе платиноносных, к определенным структурам земной коры. В первую очередь нужно отметить следующие особенности:

расположение рудных зон на окраинах "размыва" границы М и областей гомогенизации нижней и средней коры (образование смешанной коры);

взаимосвязь рудных зон с глубинными разломами, наклоненными в область смешанной нижней коры под углами 45-60°;

наличие антиклинорных структурных форм в верхней части коры;

наличие локального гравитационного максимума  $V_z$ .

В более детальных разрезах дифференциальной обработки (МДС) районы платиноносных зон могут получить дополнительные структурные критерии (например, диффузный характер гетерогенности разрезов в верхней части коры). Кроме того, за счет возможностей анализа динамических параметров волнового поля может быть выявлен вещественный состав горных пород, слагающих основание Карельского региона.

По приведенным геофизическим критериям можно выделить ряд участков, перспективных на обнаружение рудопроявлений МПГ:

на профиле 1-ЕВ – ПК 870-890 (район оз. Уросозеро);

на профиле 1-ЕВ – ПК 720-740, 750, 770 (северо-восточный борт Лехтинской структуры);

на профиле 4В – ПК 98-103 (центральная часть Шомбозерской структуры).

На профиле 1-ЕВ следует обратить внимание на глубинную структуру участка Пояконда-Чуна (ПК 500-540) и район оз. Нижнее Кумозеро (ПК 620-630).

В заключение отметим, что не все выявленные платиноносные участки определяются приведенными выше признаками. Также пока недостаточна сеть сейсмических профилей. Поэтому необходимо продолжить накопление данных и опыта исследований платиноносных территорий Карело-Кольского региона. Авторы статьи считают, что работы по современным технологиям нужно проводить в следующих направлениях:

региональное профилирование СГ-ОГТ по линиям, определенным как принципиальные с геологических позиций (масштаб 1:100 000-1:200 000);

детальные сейсмические исследования МОГТ-МДС для разведки известных платиноносных территорий и проверки выявленных перспективных участков (масштаб 1:25 000-1:50 000);

проведение детальной гравиметрической съемки вдоль линий сейсмических профилей в масштабе не менее 1:25 000.

Комплекс других геофизических методов конкретизируется для каждой территории на основании общепризнанных критериев и рекомендаций методического совета программы "Платина России".

### ЛИТЕРАТУРА

1. Анализ рудоносности перспективных площадей Балтийского щита / Ред. В.Е. Попов. – Л.: Недра, 1986.

2. Афанасьева Е.Н. Структурный контроль – важнейший фактор локализации оруденения (на примере Онежского прогиба) / Тез. докл. Междунар. совещания "Докембрий северной Евразии". – СПб., 1997.

3. Берзин Р.Г. Геофизические исследования по региональному профилю 4В СВЕКАЛАПКО / Р.Г. Берзин, А.К. Сулейманов, Н.Г. Заможняя, Ю.Н. Андрию-

щенко, В.М. Ступак // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. – Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2001.

4. Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. – Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 2001.

5. Додин Д.А. Платина России. Программа комплексных исследований по развитию и рациональному освоению минерально-сырьевой базы платиновых металлов России / Д.А. Додин, Н.М. Чернышев. – М.: Роскомнедра, 1993.

6. Додин Д.А. Металлогения платиноидов крупных регионов России / Д.А. Додин, Н.М. Чернышев, О.И. Чередникова. – М.: ЗАО "Геоинформмарк", 2001.

7. Металлогения Карелии / Ред. С.И. Рыбаков и А.И. Голубев. – Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 1999.

8. Минц М.В. Природа сейсмических отражений в кристаллической коре: сейсмическое моделирование с использованием материалов Кольской СГС / М.В. Минц, В.М. Ступак // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV тектонического совещания. – Т. II. – М.: ГЕОС, 2002.

9. Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: АОЗТ "Геоинформмарк", 1994.

10. Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI в. (Платиноидное сырье России XXI в.). – Т. III. – Кн. 1 и 2. – М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1999.

11. Трофимов Н.Н. Благороднометалльное оруденение в титаномагнетитовых месторождениях Карелии / Н.Н. Трофимов, А.И. Голубев // Проблемы золотоносности и алмазности Севера европейской части России. – Петрозаводск: Карел. науч. центр РАН, 1997.

12. Седых Ю.Н. Новые данные о строении и перспективах рудоносности глубинных частей Печенгского синклиория / Ю.Н. Седых, Д.А. Додин, В.М. Ступак // Докл. РАН. – 1998. – Т. 359. – № 1.

13. Седых Ю.Н. Федорово-Панское малосульфидное месторождение – крупнейший объект производства платиновых металлов / Ю.Н. Седых, В.М. Ступак, В.М. Изюитко. – М.: ЗАО "Геоинформмарк", 2000.

14. Ступак В.М. Дифференциальная сейсморазведка как инструмент детального изучения геологического разреза // Нетрадиционные методы поисков месторождений полезных ископаемых. – СПб, 2000.

15. Ступак В.М. Повышение геологической информативности материалов региональных сейсмических исследований СГ-ОГТ в верхней части земной коры // Пятые геофизические чтения им. В.В. Федьинского. – М.: Центр ГЕОН, 2003.

16. *Тарновецкий Л.Л.* Новые технологии прогнозирования и поисков платиноидных месторождений / Л.Л.Тарновецкий, Д.А.Додин, Ю.Н.Седых, А.П.Никитичев, В.М.Ступак, А.Б.Ломакин, В.А.По-

лякова // Платина России. – М.: АОЗТ “Геоинформ-марк”, 1994.

ФГУ ГНПП “Спецгеофизика”,  
гг. Санкт-Петербург, Москва

УДК 553.3.041(470.21)

**Е.В.Шарков, О.А.Богатиков**

## **ПЛАТИНОНОСНОСТЬ РАННЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КРУПНОЙ БАЛТИЙСКОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ (КАРЕЛО-КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)\***

В пределах Карело-Кольского региона, включающего российские территории Кольского полуострова и Карелии, а также Западной и Центральной Финляндии, развита уникально сохранившаяся раннепалеопротерозойская (2,55-2,3 млрд лет) крупнейшая в Европе (а возможно и во всем мире) Балтийская изверженная провинция кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии (КВМС), площадью около 1 млн км<sup>2</sup> (рис. 1) [12]. Она образована вулканическими покровами, роями даек и крупными расслоенными интрузивами; по своей геологической позиции эта провинция аналогична трапповым областям фанерозоя, формировавшимся над растекающимися головными частями суперплюмов [11, 12]. Однако, в отличие от пород фанерозойских траппов, характерными особенностями образований этой серии являются высокие содержания SiO<sub>2</sub>, MgO и хрома, умеренные – никеля, кобальта, меди, ванадия и легких РЗЭ, низкие – титана, щелочей и ниобия. По содержанию главных, редких и редкоземельных элементов с характерными минимумами по ниобию и титану, а также по высоким отношениям Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> они близки к бонинитам и островодужным толеитам современных островных дуг. В то же время существенные от-

личия наблюдаются по изотопным характеристикам КВМС: величина  $\epsilon_{Nd(T)}$  в них варьирует от -1,0 до -3,1.

Иная, чем для современных бонинитов, внутриплитная позиция проявления подобных расплавов свидетельствует о принципиально другом происхождении расплавов КВМС по сравнению с аналогичными расплавами фанерозоя. Предполагается, что формирование рассматриваемых магм связано с крупномасштабной контаминацией родоначальных высокотемпературных мантийных расплавов архейским коровым материалом при их перемещении к поверхности [12]. Возможно, расслоенные интрузивы являются затвердевшими промежуточными магматическими очагами, где накапливались эти расплавы и происходили процессы кристаллизационной дифференциации и смешения магм, а также – крупномасштабные процессы концентрирования рудных компонентов. Эти интрузивы являются важными источниками минерального сырья, в частности, платиноидов, благодаря чему восточная часть Балтийского щита представляет собой крупнейший платиноносный регион – Карельскую и Кольскую провинции Восточно-европейского пояса [4, 5, 14].

\* Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 01-05-64673) и программы МПР “Платина России”.

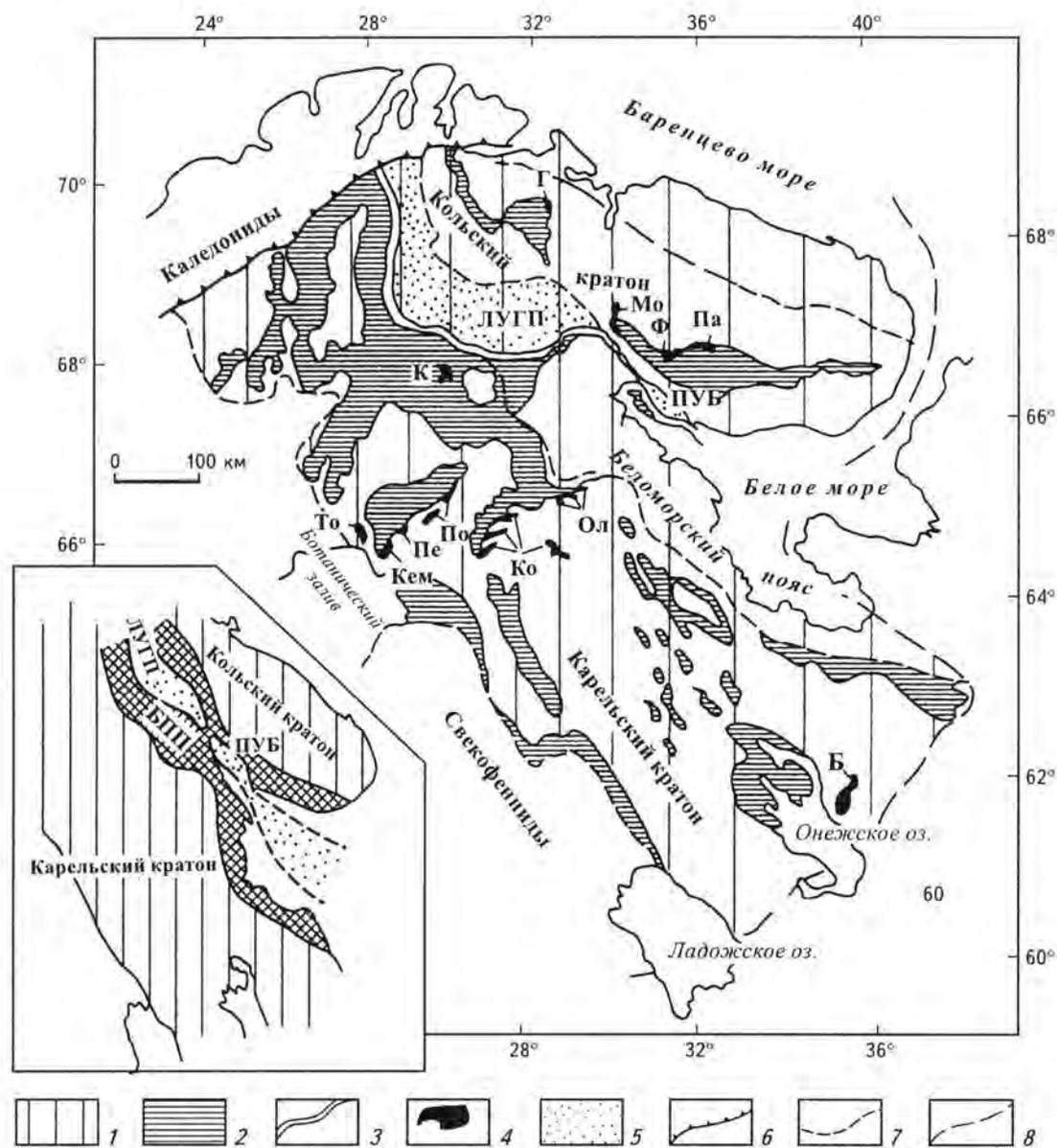


Рис. 1. Раннепалеопротерозойская крупная Балтийская изверженная провинция кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии [12]

1 – архейский фундамент; 2 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы с породами КВМС в основании; 3 – Главный Лапландский разлом; 4 – крупнейшие расслоенные интрузивы: Б – Бураковский, Кем – Кеми, К – Койтилаинен, Ол – Олангской группы, Пе – Пеникат, То – Торнио, Г – г. Генеральской, Ко – Койлисаа, Мо – Мончегорский комплекс, Па – Панских Тундр, По – Портимо, Ф – Федоровой Тундры; 5 – ЛУГП – Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс (ПУБ – Порьегубско-Умбинский блок); 6 – главные надвижки; 7 – главные разломы; 8 – восточная граница Балтийского щита. БПП – Беломорский мобильный пояс.

На врезке – положение главных структурных доменов восточной части Балтийского щита в раннем палеопротерозое

В пределах рассматриваемой провинции устанавливается 12 крупных расслоенных интрузивов (см. рис. 1) и большое количество мелких. Каждый из них обладает индивидуальными особенностями строения, различается по ха-

рактеру кумулятивной стратиграфии и масштабам рудной минерализации. В то же время общим для них является широкое развитие ритмичной макрорасслоенности, хорошо проявленная дифференциация и принадлежность по-

род к единой серии: дуниты–гарцбургиты–бронзититы–нориты–габбро–нориты–анортозиты [15]. Наиболее крупные расслоенные интрузивы в большинстве случаев наблюдаются вдоль периферии палеопротерозойских вулканогенно-осадочных рифтогенных структур, нижние части разреза которых выполнены лавами КВМС, среди которых представлен широкий спектр пород от низкотитанистых пикритов и базальтов до андезитов, дацитов и риолитов при преобладании магнезиальных базальтов. К таким структурам относятся Печенгско-Варзугский пояс на Кольском п-ове, Пана-Куоляярвинский в Северной Карелии и прилегающих районах Финляндии, Похьянмаа в Западной Финляндии. Интрузивы обычно располагаются в поднятых бортах грабенов, часто погружаясь под выполняющие эти рифтогенные структуры супракристалльные породы (интрузивы Панских-Федоровых тундр, г.Генеральской, Мончегорский плутон, Луккулайсваара и др.); реже они встречаются в выступах фундамента между такими структурами (Бураковский расслоенный комплекс).

С рассматриваемыми интрузивами часто связана промышленная минерализация: сульфидная медно-никелевая, платинометалльная и хромитовая. Каждое тело имеет свою металлогеническую специфику, где преобладает тот или иной тип оруденения: сульфидная медно-никелевая – в Мончегорском плутоне, малосульфидная платинометалльная – в массивах Панских-Федоровых тундр и Луккулайсваары, хромитовая и платинометалльная – в Бураковском, Мончегорском и Имандровском интрузивах. Обычно оруденение имеет определенную стратиграфическую привязку, различную в разных интрузивах. В качестве примера можно привести распределение оруденения по разрезу Мончегорского плутона (рис. 2).

Минералы металлов платиновой группы (ММПГ) в породах обычно присутствуют в виде сульфидов, висмутидов, арсенидов, теллуридов и т.д. и обычно связаны с горизонтами малосульфидной минерализации (рифамми). Эти рифы в разных интрузивах могут располагаться на разных стратиграфических уровнях, не обнаруживая какой-либо системы. При этом в интрузивах может отмечаться несколько рифов с различной ММПГ-минерализацией. Так, в Монче-

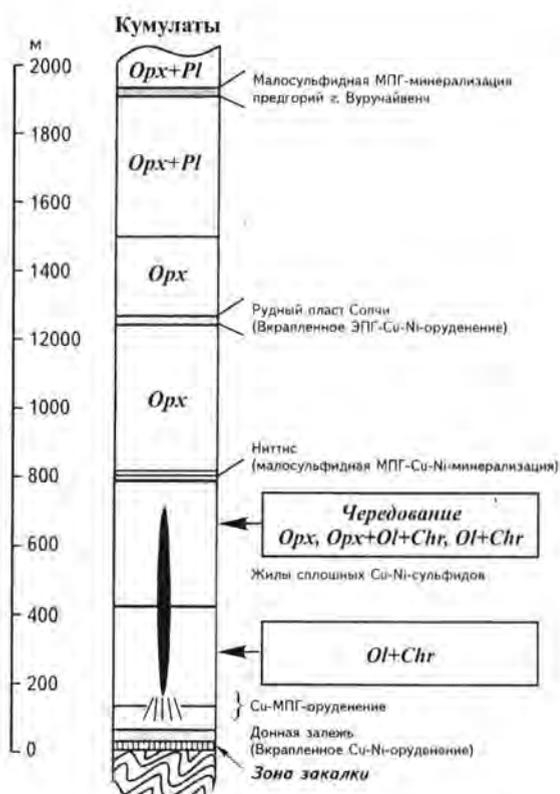


Рис. 2. Распределение рудной минерализации в Мончегорском расслоенном плутоне

горском плутоне [13] отмечается три таких уровня: два сближенных маломощных (~0,5 м) слоя в основании Пироксенитовой зоны г.Ниттис; “рудный пласт Сопчи” мощностью 2–3 м в средней части разреза Пироксенитовой зоны; г.Вурчуйавенч мощностью примерно 1 м в средней части Норитовой зоны.

Горизонты бронзититов с малосульфидной ММПГ-минерализацией содержат следующие минералы палладия и платины: сульфиды (бреггит – (Pt, Pd, Ni)S и висоцкит – (Pd, Pt, Ni)S); арсениды (арсенопалладинит – Pd<sub>8</sub>(As, Sb)<sub>3</sub>, палладоарсенид – Pd<sub>2</sub>As, гуанглинит – Pd<sub>3</sub>As, сперилит); арсениды-антимониды (мертнит I и II, изомертнит, палладобисмутарсенид – Pd<sub>2</sub>(As, Bi), ферроплатину (часто в ассоциации с самородными фазами Cu, Zn, Fe, Sn, Pb, Sb), теллуриды со стехиометрией 1:1. Редко, но встречаются станниды (атокит – (Pd, Pt)<sub>3</sub>Sn, паоловит – Pd<sub>2</sub>Sn). Сульфиды здесь присутствуют в качестве акцессорных минералов [1].

В “рудном пласте Сопчи” сульфиды образуют мелкую интерстициальную вкрапленность.

Рудная минерализация здесь представлена пентландитом, пирротином, халькопиритом, а также хромитом; минералы платиновой группы – висмутидами и теллуридами. Содержания МПГ в породах “рудного пласта” в среднем составляют 1,77 г/т; только в верхних грубозернистых бронзититах они возрастают от 2,4 до 8 г/т. Обращает на себя внимание, что концентрация МПГ в сульфидсодержащих микробронзититах и микроноритах “критического горизонта”  $\alpha$ . Нюд составляет от 1,8 до 12,15 г/т. Это согласуется с представлениями о том, что среди этих тел присутствует и подводящий канал дополнительного внедрения свежего расплава, обеспечившего формирование “рудного пласта Сопчи” [9].

В отличие от предыдущих, риф  $\alpha$ . Вуручуай-венч расположен среди сильно измененных норитов и габбро-норитов; для него характерна тесная ассоциация с актинолитом, карбонатами и хлоритом. Рудные тела имеют линзообразную форму при мощности от 10 см до 3 м [2]. Количество сульфидов (миллерит, халькопирит, пентландит и пирит) обычно составляет 1-3, редко до 5-10% об. МПГ формируют собственные минералы и твердые растворы в сульфидах и сульфоарсенидах. ММПГ представлены арсенидами и висмутоарсенидами палладия, редко холлингвортитом, ирарситом и др. Кроме того, найдены самородное золото и электрум. Особенностью минерализации является присутствие очень мелких (до микронов и субмикронных) включений благородных металлов в сульфидах, сульфоарсенидах и породообразующих силикатах. Предполагается, что МПГ-минерализация образовалась при метасоматическом изменении первичных сульфидных и силикатных парагенезисов остаточными магматическими флюидами на завершающих стадиях становления массива. По характеру оруденения рассматриваемый риф близок к установленному в Федорово-Панском массиве [17]. Особенностью участка Морошковое озеро является ранее неизвестное комплексное малосульфидное Au-Rh-Pt-Pd-оруденение [5].

Кроме того, ММПГ присутствуют в составе жил сплошных сульфидов, а также в маломощных, преимущественно халькопиритовых жилах “глубокого медно-платинового оруденения” в основании Перидотитовой зоны Монче-

горского плутона, содержащих до 20 г/т МПГ. Минералы платиновой группы здесь представлены в основном висмутидами и теллуридами палладия и платины: майченеритом, мончеитом, котульскитом, фрудитом, меренскитом и Pt-меренскитом, а также сопчеитом; арсенидами (сперрилитом), сульфидами (высоцкитом, куперитом, брэггитом) и менее распространенными золото- и серебросодержащими минералами: хесситом, электрумом и самородным золотом.

Для благороднометалльной минерализации сульфидных жил плутона характерны минералы платины и палладия со стехиометрией 1:2 и анионами  $Bi+Te$ : мончеит –  $(Pt,Pd)(Te,Bi)_2$ , майченерит –  $PdTeBi$ , фрудит –  $PdBi_2$ , меренскит –  $(Pd, Pt, Ni)(Te, Bi)_2$ . Из арсенидов характерен только сперрилит –  $PtAs_2$ . Эпизодически отмечаются соболевскит –  $Pd(Bi, Te)$  и высокоцит  $(Pd, Ni)S$ . Типичны для этого типа минерализации золото и серебро: золото присутствует в самородной форме (золото, электрум), а для серебра наиболее характерен гессит ( $Ag_2Te$ ), однако встречается и самородное серебро. При этом значительная часть палладия (в меньшей степени платины) заключена не в собственных минералах, а в виде изоморфной примеси в сульфидах меди и никеля [1].

В хромитах из хромитов Бураковского и Мончегорского комплексов встречаются тончайшие выделения сульфидов лаурит-эрлихманитовой серии. Для расслоенных интрузивов Балтийской провинции характерна преимущественно палладиевая специализация МПГ; собственно платина встречается в подчиненном количестве.

#### **Формирование крупных расслоенных интрузивов**

На ранних стадиях изучения расслоенных интрузивов предполагалось, что их кристаллизация проходила одновременно во всем объеме камеры, а происхождение расслоенности связывалось с гравитационной дифференциацией выделяющихся кристаллов. Однако сейчас большинство специалистов сходится в том, что процесс затвердевания центральных частей плутонов происходил путем продвижения снизу вверх сравнительно маломощной (около 3-4 м)

зоны кристаллизации, а их краевые части затвердевали от краев вовнутрь. В этом становление интрузивов ничем не отличается от формирования крупных промышленных отливок, процесс становления которых изучен значительно полнее. Для них установлено, что верхняя кромка зоны кристаллизации (фронт начала затвердевания) совпадает с изотермой ликвидуса расплава, ее нижняя граница (фронт конца затвердевания) – с изотермой его солидуса, а направленный характер затвердевания обусловлен конвекцией [9]. Детальные исследования расслоенных интрузивов свидетельствуют о том, что эта модель затвердевания вполне применима и для затвердевающих плутонов [8].

Как известно, расслоенные породы образованы двумя группами зерен – преобладающими по объему субидiomорфными зернами минералов кумулуса, которые слагают каркас породы, и расположенными в интерстициях между ними ксеноморфными выделениями минералов интеркумуляуса [6]. Очевидно, что первые из них выделялись на движущемся фронте начала затвердевания, а вторые – на фронте конца затвердевания из расплава зоны кристаллизации, оставшегося между кристаллами. Основной объем остаточного расплава выжимался из зоны кристаллизации при уплотнении осадка кристаллов и смешивался с главным объемом расплава, состав которого постоянно выравнивался конвекцией. Ритмичная расслоенность является побочным следствием такого направленного затвердевания, вызванного накоплением остаточного расплава перед фронтом начала затвердевания [8].

Таким образом, в процессе направленного затвердевания интрузива из магмы постоянно удалялись наиболее высокотемпературные фазы, а главный объем расплава непрерывно обогащался легкоплавкими компонентами; со временем это должно было приводить к смене выделяющихся твердых фаз и появлению горизонтов другого состава, т.е. к расслоенности. В терминах физической химии это означает, что кристаллизующийся расплав перемещался по котектикам физико-химической системы с выделением соответствующих минеральных фаз, а при переходе с одной котектики на другую происходила и смена фаз. С таких позиций каждый горизонт кумулятов в расслоенном интрузиве

является следствием движения расплава по одной из котектик, а набор минералов кумулуса отражает состав выделявшихся при этом твердых фаз.

Детальное изучение расслоенных пород показало, что слои не сложены случайным набором минералов, отсортированных по их физическим свойствам. Каждый слой образован ассоциацией минералов кумулуса, представляющей собой один из парагенезисов котектических минеральных фаз, а их смена по разрезу соответствует последовательности выделения этих фаз при фракционной кристаллизации родоначальных расплавов [8], как это и должно следовать из предложенной модели. Так, например, последовательность парагенезисов кумулятивных фаз в нижних частях разрезов рассматриваемых ранее палеопротерозойских интрузивов, которые произошли за счет насыщенных кремнеземом расплавов КВМС, описывается системой форстерит–анортит–кварц [16]:  $OI \rightarrow OI + Орх \rightarrow Орх \rightarrow Орх + Pl$ . В дальнейшем, при поступлении в интрузивную камеру сильно контаминированных, обогащенных глиноземом расплавов, тренд кристаллизации уходит из этой системы.

Ранее предполагалось, что крупные расслоенные массивы произошли в результате одноактного внедрения огромных объемов магмы в кору. Однако проведенные детальные геологические, петрологические, геохимические и изотопно-геохронологические исследования крупнейших в Европе Бураковского и Мончегорского [13], а также других расслоенных комплексов Кольского и Карельского регионов показали, что все они образовались в результате многократных поступлений отдельных порций свежего расплава в затвердевающие интрузивные камеры. Если новый расплав был более плотным по сравнению с расплавом в интрузивной камере, то он растекался по временному дну последней, оттесняя старый наверх и образуя самостоятельный горизонт. Если же он был близок по плотности к старому расплаву, то формировался горизонт сложного строения, с неравномерной зернистой структурой, с гнездами и шширами пегматоидных пород, многочисленными нарушениями расслоенности, следами оползания кристаллического осадка и т.д., как это, например, установлено в массиве Луккулайсваара в

Карелии [10]. Обычно объем этих новых порций был невелик, не превышал первых процентов общего объема, поэтому равновесие в камере восстанавливалось довольно быстро, и тренд кристаллизации возвращался в прежнюю позицию.

Из всего этого следует, что в процессе формирования рассматриваемые интрузивы должны были постепенно увеличиваться в объеме за счет периодически поступавших в затвердевающие магматические камеры свежих расплавов, и их окончательные размеры определялись в основном длительностью существования нижних, питающих частей магматических систем.

Второе важное обстоятельство, на которое уже обращалось внимание, – крупные расслоенные комплексы могут состоять из двух и более самостоятельных интрузивов, происшедших из однотипных расплавов, но различающихся своей кумулятивной стратиграфией, а также особенностями геохимии и изотопии. Примерами таких интрузивов являются упомянутые ранее Бураковский и Мончегорский комплексы.

Таким образом, крупные расслоенные комплексы являлись долгоживущими магматическими центрами, расположенными, по-видимому, над локальными выступами на поверхности кровли растекавшейся головной части суперплюма, обеспечивавшего существование Балтийской изверженной провинции. Интрузивные камеры этих центров являлись крупными промежуточными магматическими очагами, где происходили процессы накопления расплавов, их кристаллизационной дифференциации и смешения свежих и эволюционированных магм. Расплавы, поступавшие на поверхность из таких промежуточных очагов и формирующие лавовые покровы, уже были в разной степени дифференцированы; первичные мантийные выплавки в таких покровых являются большой редкостью.

#### **Процессы концентрирования благороднометалльной минерализации в расслоенных интрузивах**

Обращает на себя внимание состав исходных расплавов интрузивов, отвечающих магмам типичной для раннего палеопротерозоя кремнеземистой высокомагнезиальной серии. Эти расплавы по своим геохимическим особен-

ностям являются близкими аналогами магм бонинитовой серии фанерозоя, связанной с зонами субдукции. Однако здесь они развивались во внутриплитной обстановке, что предполагает совершенно другое их происхождение. Судя по изотопно-геохимическим данным, в их формировании важную роль играла крупномасштабная ассимиляция пород нижней коры высокотемпературными мантийными расплавами. По-видимому, она осуществлялась путем “всплывания” высокотемпературного магматического очага сквозь земную кору по механизму зонной плавки, обусловленного одновременно протекающими процессами расплавления кровли и кристаллизации у дна [12]. Такие новообразованные расплавы последовательно поступали в затвердевающую интрузивную камеру и смешивались с уже имеющимся эволюционированным расплавом, существенно меняя его состав (рис. 3).

Благороднометалльная минерализация в рассмотренных интрузивах не связана с процессами кристаллизационной дифференциации. Она появляется в связи с зонами эндоконтактов или с внедрениями новых порций расплавов, обогащенных рудными компонентами, в затвердевающие интрузивные камеры, приводивших к возникновению рифов. Как уже указывалось, ММПГ в них представлены висмутидами, теллуридами, арсенидами и другими, т.е. соединениями, не типичными для основных и ультраосновных пород и также свидетельствующими об ассимиляции корового материала высокотемпературными мантийными магмами. Вероятно, часть платиноидов, необходимая для появления рудных концентраций, также была извлечена из супракрустальных пород архейской коры типа метакоматиитов и черных сланцев при “всплывании” магматических очагов [10]. Различный состав МПГ и варьирующие отношения Pt/Pd в рифах одного и того же интрузива (например, в случае Мончегорского плутона) могут свидетельствовать о том, что по пути движения очага встречались разные МПГ-содержащие породы.

Обращает на себя внимание, что распределение платиноидов в изученных расслоенных интрузивах напоминает ситуацию в офиолитовых ассоциациях. Там сульфиды лаурит-эрлихманитовой группы развиты в хромититах рести-

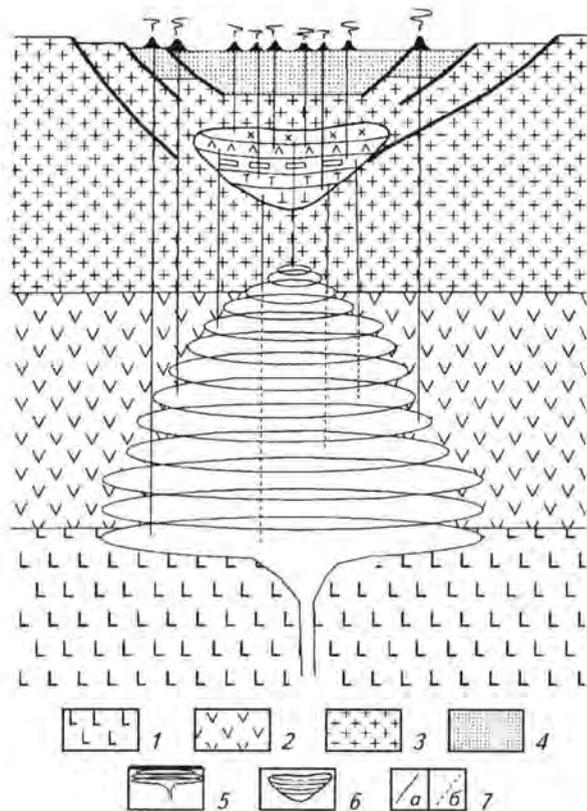


Рис. 3. Схема, иллюстрирующая строение магматической системы КВМС

1-3 – архейская литосфера: 1 – литосферная мантия, 2 – нижняя базитовая кора, 3 – верхняя сиалическая кора; 4 – вулканогенно-осадочные образования раннепалеопротерозойских рифтогенных структур; 5 – родоначальный магматический очаг, “всплывающий” через кору по принципу зонной плавки; 6 – промежуточный очаг (расслоенный интрузив); 7 – пути поступления магм КВМС на поверхность: а – действующие, б – старые

тового (ультрабазитового) комплекса, а более низкотемпературные платина и палладий уходили с магматическими расплавами и концентрировались в породах габбрового комплекса, часто при участии флюидов из метасадков. Из полной аналогии благороднометалльной минерализации хромитов, офилитов и изученных расслоенных комплексов, по-видимому, следует, что исходные расплавы последних произошли за счет плавления высокодеплетированной мантии, содержавшей подиформные месторождения хромитов. Платиноносные рифы, возможно, формировались за счет добавки платиноидов из супракрустальных пород нижней коры к уже содержащимся в расплавах МПГ.

Вероятно, только так можно объяснить различную обогащенность платиноидами однотипных расслоенных интрузивов и непредсказуемость появления в них платиноносных рифов.

Важную роль в перераспределении платиноидов магматического происхождения, по-видимому, играли различные метасоматические процессы, от высоко- до низкотемпературных. Они также могут приводить к появлению значительных концентраций МПГ, но в данной работе специально не рассматриваются.

### Выводы

1. Крупная раннепалеопротерозойская (2,55-2,3 млрд лет) Балтийская изверженная провинция кремнеземистой высокомагнезиальной серии (КВМС), связанная с подъемом мантийного суперплюма, занимает практически всю территорию Карело-Кольского региона.

2. Первичные магмы провинции, возможно, произошли за счет высокодеплетированных мантийных субстратов, вероятно, близких к мантийным комплексам некоторых офилитов, содержащих подиформные месторождения хромитов. Происхождение самих расплавов КВМС связывается с крупномасштабной ассимиляцией высокотемпературными первичными мантийными магмами нижнекорового материала при “всплывании” родоначальных магматических очагов сквозь кору по принципу зонной плавки.

3. В пределах провинции наблюдается 12 крупных и множество мелких расслоенных интрузивов, многие из которых содержат богатую МПГ-Cu-Ni-Cr-минерализацию. Благодаря этому восточная часть Балтийского щита представляет собой крупнейший платиноносный регион – Кольскую и Карельскую провинции Восточно-европейского пояса.

4. Повышенные вплоть до промышленных концентраций МПГ здесь обычно связаны с горизонтами малосульфидной минерализации (рифами), располагающимися на разных уровнях в разрезах плутонов. При этом даже в пределах одного интрузива может быть несколько рифов, различающихся характером ММПГ и отношениями Pt/Pd (например, Мончегорский плутон).

5. Формирование расслоенных плутонов происходило путем направленного снизу вверх продвижения маломощной зоны кристаллиза-

ции. В результате этого из расплава постоянно выводились наиболее высокотемпературные твердые фазы, а остающийся расплав обогащался низкотемпературными компонентами, что приводило к периодической смене выделяющихся минеральных фаз, т.е. к расслоенности. С точки зрения физической химии это означает, что каждый слой образован ассоциацией минералов кумулуса, представляющей собой один из парагенезисов котектических минеральных фаз, а их смена по разрезу соответствует последовательности выделения этих фаз при фракционной кристаллизации родоначальных расплавов КВМС.

6. Детальные исследования расслоенных комплексов Кольского и Карельского регионов показали, что все они образовались в результате многократных поступлений отдельных порций свежего расплава в затвердевающие интрузивные камеры. При этом крупные расслоенные комплексы могут состоять из двух и более самостоятельных интрузивов, происшедших из однотипных расплавов, но различающихся своей кумулятивной стратиграфией, а также особенностями геохимии и изотопии (например, Бураковский и Мончегорский плутоны).

7. Формирование платиноносных рифов не связано с внутрикамерной кристаллизационной дифференциацией в самих плутонах из-за невысоких концентраций платиноидов в расплавах КВМС. Их образование объясняется внедрением новых порций свежих МПГ-содержащих расплавов из глубинного внутрикорового очага в затвердевающие камеры плутонов. Обогащенность таких расплавов платиноидами, по-видимому, определялась наличием МПГ-содержащих супракристалльных пород на пути "всплывания" родоначального очага. Очевидно, такая добавка платиноидов из независимых источников необходима, поскольку большинство новых порций расплавов является безрудным.

8. Крупные расслоенные комплексы являлись долгоживущими магматическими центрами, расположенными, по-видимому, над локальными выступами на поверхности кровли растекавшейся головной части суперплюма, обеспечивавшего существование Балтийской изверженной провинции. Интрузивные камеры этих центров представляли собой крупные промежуточные магматические очаги, где происхо-

дили процессы накопления расплавов, их кристаллизационной дифференциации и смешения свежих и эволюционированных магм.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Галкин А. МПГ в разрезе НКТ – меридиональной ветви Мончегорского плутона (Кольский полуостров) / А.Галкин, В.Кнауф // URL: <http://www.natires.com/rnkt.htm>. – 2001.

2. Гроховская Т.Л. Платинометалльная минерализация в габброноритах массива Вуручайвенч, Мончегорский плутон (Кольский полуостров, Россия) / Т.Л.Гроховская, Г.Ф.Бакаев, Е.П.Шелепина, М.И.Лапина, И.П.Лапутина, Г.Н.Муравицкая // Геол. рудн. месторождений. – 2000. – Т. 42. – № 2.

3. Додин Д.А. Первая карта платиноносности России / Д.А.Додин, Э.А.Ланда, Н.В.Милегенко // Платина России. Т. III. – Кн. 1. – М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1999. –

4. Додин Д.А. Платинометалльные месторождения России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, Б.А.Яцкевич. – М.: Наука, 2002.

5. Митрофанов Ф.П. Основные результаты исследований платинометалльной рудоносности расслоенного ультрамафит-мафитового интрузива Федорово-Панских тундр / Ф.П.Митрофанов, А.У.Корчагин, Н.Л.Балабонин, Ю.В.Гончаров, С.М.Карпов, В.В.Субботин, П.В.Припачкин // Российская Арктика. Геол. развитие, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002.

6. Уэйджер Л. Расслоенные изверженные породы / Л.Уэйджер, Г.Браун. – М.: Мир, 1970.

7. Чалмерс Б. Теория затвердевания. – М.: Машиностроение, 1968.

8. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. – Л.: Наука, 1980.

9. Шарков Е.В. "Критический горизонт" Мончегорского плутона – дополнительная интрузивная фаза // Зап. ВМО. – 1982. – № 6.

10. Шарков Е.В. Петрологические аспекты механизмов концентрирования платиноидов в магматическом процессе / Е.В.Шарков, О.А.Богатиков // Платина России. – Т.4. – М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1999.

11. Шарков Е.В. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита / Е.В.Шарков, О.А.Богатиков, И.С.Красивская // Геотектоника. – 2000. – № 2.

12. Шарков Е.В. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита / Е.В.Шарков, В.Ф.Смолякин, И.С.Красивская // Петрология. – 1997. – Т. 5. – № 5.

13. Шарков Е.В. Геология и металлогения Мончегорского расслоенного комплекса / Е.В.Шарков, В.Ф.Смолякин, А.В.Чистяков и др. // Российская Ар-

тика. Геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002.

14. Яцкевич Б.А. Проблемы развития сырьевой базы платиновых металлов России / Б.А.Яцкевич, Н.В.Глухоедов, А.С.Филько и др. // Платина России. – М.: АОЗТ “Геонформмарк”, 1994.

15. Alapieti T.T. Early Proterozoic layered intrusions in the northeastern part of the Baltic Shield / N.N.Ala-

pieti, B.A.Filen, J.J.Lahtinen et al. // Miner. Petrol. – 1990. – Vol. 42, № 1-4.

16. Andersen O. The system SiO<sub>2</sub>-forsterite-anorthite. Amer. J. Sci., 4 Ser, 1915. – Vol. 39.

17. Balabonin N.L. Fedorovo-Pansky intrusion / N.L.Balabonin, A.U.Korchagin, R.M.Latypov, V.V.Subbotin // 7<sup>th</sup> Intern. Platinum Symposium. – Guide to the Pre-symposium field trip, July 27-31, 1994. – Apatity, 1994.

*Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
г.Москва*

УДК 553.491.8:552.3

**Т.Я.Корнев, А.П.Романов, А.Г.Еханин,  
В.Н.Князев, С.К.Шарифулин**

## **ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА**

Зеленокаменные пояса (ЗКП) являются важнейшим источником благородных металлов в Австралии (Калгурли и Камбалда), Индии (Колар), Южной Африке, Канаде, Китае. Месторождения золота и платиноидов связаны в них с базальт-коматиитовой ассоциацией, с расчлененными базитовыми и базит-ультрабазитовыми комплексами, железистыми кварцитами, углеродистыми сланцами. Наблюдается зависимость размещения и состава оруденения от стратиграфического и структурного его положения, химического состава вмещающих пород и их формационной принадлежности.

В Красноярском крае работы по изучению платиноносности ведутся уже не первый десяток лет, но лишь недавно комплекс металлов платиновой группы (МПП) выявлен в промышленно значимых запасах и содержаниях в геологической обстановке ЗКП в Кингашском рудном районе. Работами многих исследователей (Д.И.Байкалов, О.М.Глазунов, В.М.Даценко, А.Г.Еханин, А.П.Кривенко, В.А.Макаров, А.С.Мехоношин, В.В.Некос, А.М.Сазонов, М.Ю.Цыпуков, Г.И.Шведов и др.) выявлено

значительное количество проявлений МПП в разных геологических формациях в коренном залегании и в россыпях Восточного Саяна и Енисейского кряжа. Они упоминаются в работах И.А.Молчанова (1929), Душкевича (1925), Н.К.Высоцкого (1933), В.Ф.Донцова (1926), Н.Г.Дубинина (1958) и др.

Разработка концепции поиска месторождений МПП для промышленного освоения, проводимая в рамках реализации программы “Платина Красноярского края” на основе концептуальной программы “Платина России”, показала, что именно ЗКП обладают в регионе максимальным металлогеническим потенциалом в отношении благородных металлов [3, 9, 10]. Установлено, что крупные и уникальные месторождения МПП располагаются в структурах земной коры с длительной эволюцией; имеет место унаследованность металлогенической специализации от ранних этапов развития к поздним. Крупными структурами, перспективными на МПП на территории Красноярского края, являются Сибирская платформа, Таймыр, Енисейский кряж, Восточный и Западный

Саяны. Структурами более высокого порядка в них выступают ЗКП.

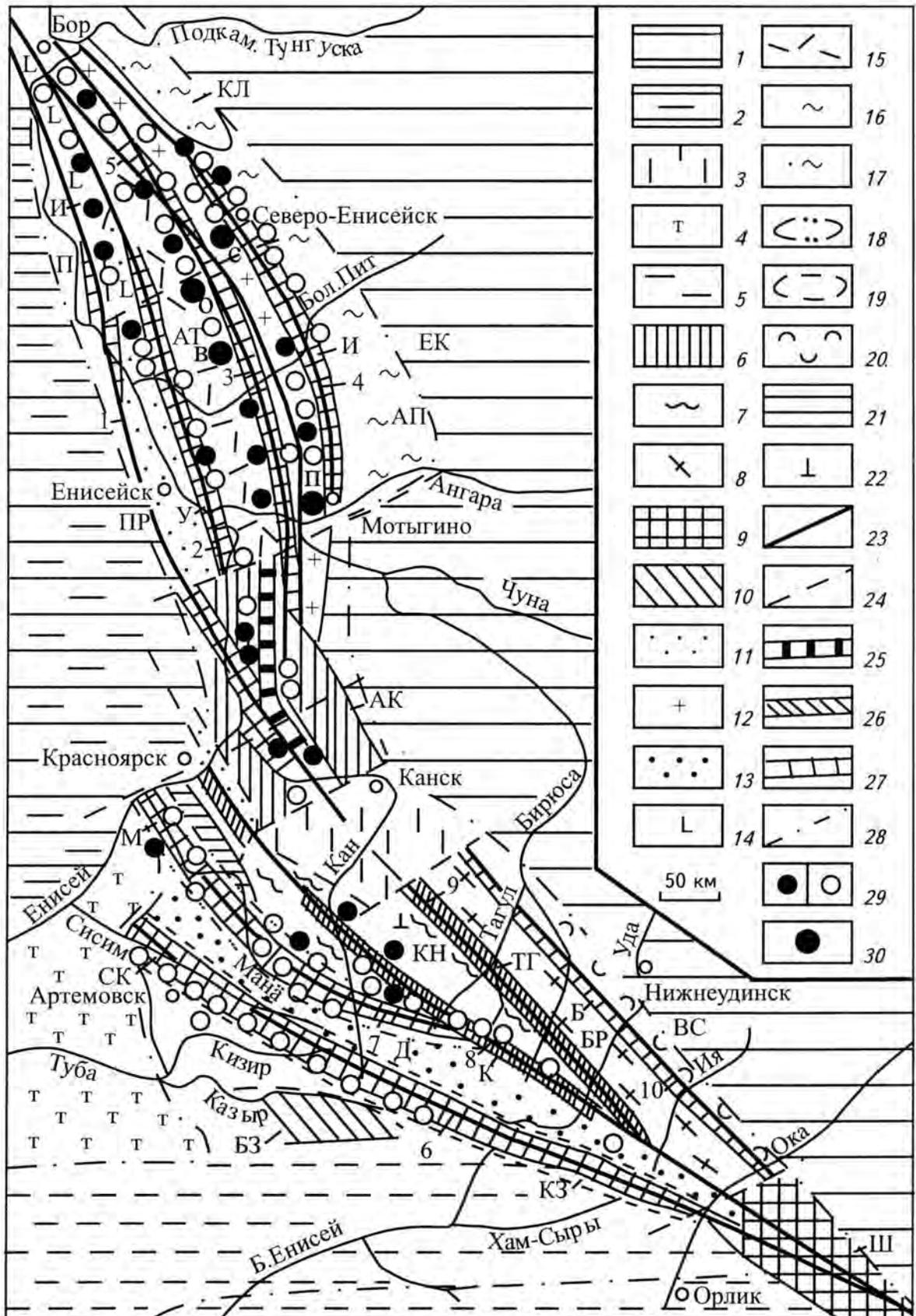
В юго-западном обрамлении Сибирской платформы, включающем Енисейский кряж и Восточный Саян, выявлены ЗКП трех возрастов – архейского, раннепротерозойского и рифейского [8]. Среди них наиболее перспективными представляются ЗКП: Кузеевский (архей), Канский, Нагатинский (ранний протерозой), Приенисейский, Устьянгарский, Татарский, Ишимбинский, Манский и Кизирский (рифей) (рис. 1).

Енисейский кряж и северо-западная часть Восточного Саяна разделяются наложенной Рыбинской впадиной палеозойского возраста. Они находятся в единой подвижной зоне и связаны едиными глубинными разломами с проявлением вдоль них однотипных магматитов от архея до палеозоя (табл. 1). Очевидно, что они представляют собой крупную складчатую Саяно-Енисейскую область северо-западного простирания с широким развитием метаморфитов докембрия. ЗКП данного региона следует рас-

Таблица 1

Схема корреляции магматических формаций (комплексов) докембрия Енисейского кряжа и Восточного Саяна

Формация, абсолютный возраст, млн лет, комплекс	Формация, абсолютный возраст, млн лет, комплекс
Енисейский кряж	Восточный Саян
<b>Архей</b>	
Коматиит-базальтовая (>2600), кузеевский (веснинский) Дунит-пироксенит-габбровая (>2600), кимбирский Чарнокитовая (2600), богунайский	Архейские базитовые и ультрабазитовые комплексы и прорывающие их чарнокитоиды и гранитоиды Шарьжалгайского срединного массива
<b>Нижний протерозой</b>	
Коматиит-базальтовая (1870-2300), шумихинский  Риолит-базальтовая (1970-2300), луговской Долерит-базальтовая (1985-2300) индыглинский Щелочно-габброидная (1740-1800), пенченгинский Гранитовая (1850-1900), таракский (гаревский)	Базальт-коматиитовая (2100-2300), кингашский Дунит-пироксенит-габбровая (>1900), кулибинский Дунит-гарцбургитовая (>1900), идарский Риолит-базальтовая (>1900), кузьянский  Мигматит-гранитовая (1750-2000), тукшинский (кирельский, саянский)
<b>Верхний протерозой (средний-верхний рифей)</b>	
Коматиит-базальтовая (1000-1300), юдинский (попутнинский, торжихинский) Риолит-базальтовая (1050-1200), предивинский, каменский Дунит-гарцбургитовая, глубокинский Дунит-пироксенит-габбровая, шиверский (борисихинский) Риолит-андезит-базальтовая (915-1020), орловский Перидотит-пироксенит-габбровая, лендахский Мигматит-гранитовая (930-1000), тейский Гранитовая (850), татарско-аяхтинский Лейкогранитовая (850), глушихинский	Коматиит-базальтовая, урманский  Риолит-базальтовая, манский (?)  Дунит-гарцбургитовая, акшепский Дунит-пироксенит-габбровая, лысанский, нижнедербинский Риолит-андезит-базальтовая (900-1300), кувайский Перидотит-пироксенит-габбровая, талажинский Гранитовая (670-930), дербинский



смагивать как единую систему древних структур, развитых в раме Сибирской платформы.

Осадочно-метаморфические и магматические комплексы (формации) докембрия юго-западного обрамления Сибирской платформы формировались в течение трех этапов – архейского, раннепротерозойского и рифейского, и представляют собой структурно-вещественные комплексы архейского, карельского и байкальского тектоно-магматических циклов. Результаты изучения (Корнев, Романов, 1998) показали, что выделение структурно-формационных зон в докембрии региона возможно по имеющимся материалам только в рифейском комплексе (сухопитская, тунгусикская, кувайская серии и связанные с ними магматиты), где картируются различия по латерали в составе и характере проявления геологических формаций. Выявлены различные палеогеографические и тектонические обстановки их проявления для разных зон; устанавливается, что формирование их происходило в условиях континентальной окраины, островной дуги, задуговой зоны, в син- и постколлизийной и внутриплитной рифтогенной и других обстановках. В архейском (шарыжалгайская и канская серии) и раннепротерозойском (караганская, снисейская и тейская серии) комплексах такой анализ проводить пока не представляется возможным.

Рифейские ЗКП (Приенисейский, Устьангарский, Татарский, Ишимбинский, Манский, Кизирский) также характеризуются широким развитием коматитов. С коматитами ЗКП связаны медно-никелевые и золотосульфидные рудопоявления и месторождения. При этом с

породами базальт-коматитовых комплексов связаны медно-никелевые руды с платиной и золотом, а с коматит-базальтовыми – золотосульфидное с МПГ оруденение.

Выделенные ЗКП архейского, раннепротерозойского и рифейского возраста имеют много сходных черт и представляют собой древние протяженные палеовулканические пояса, приуроченные к глубинным разломам. Эти своеобразные структуры докембрия характеризуются широким проявлением ультрамафитов и мафитов, в том числе коматитов.

Структурно-вещественные комплексы региона обнаруживают тенденцию циклического развития. На начальных этапах в условиях максимального растяжения земной коры происходило формирование ультрамафитов, сменяющихся во времени образованием базитов и кислых вулканитов. На конечных (коллизийных) этапах проявлялись процессы регионального метаморфизма и образование гранитоидов.

Анализ геологии докембрия региона показывает, что формирование архейского и раннепротерозойского комплексов происходило в менее мобильных геодинамических обстановках. Более активными они были в период формирования рифейского комплекса, что обусловило контрастную дифференциацию его вещества и более высокую металлогеническую продуктивность геологических формаций. Все это свидетельствует о том, что эпохи максимального проявления геодинамической активизации сопровождаются геологическими формациями, наиболее перспективными на поиски месторождений полезных ископаемых. Здесь с остро-

Рис. 1. Тектоническая схема юго-западного обрамления Сибирской платформы и положение в нем зеленокаменных поясов

1-4 – платформенные отложения палеозоя и мезозоя: 1 – Сибирской платформы, 2 – Западно-Сибирской плиты, 3 – Рыбинской, 4 – Минусинской впадин; 5 – осадочно-вулканогенные и метаморфические отложения и магматиты палеозоя; 6-10 – срединные массивы (глыбы): 6 – Ангаро-Канский (АК), 7 – Канский (КН), 8 – Бирюсинский (БР), 9 – Шарыжалгайский (Ш), 10 – Базыбайский (БЗ); 11-13 – антиклинории: 11 – Приенисейский (ПР), 12 – Татарский (Т), 13 – Дербинский (Д); 14-19 – синклинии: 14 – Исаковский (И), 15 – Ангаро-Тисский (АТ), 16 – Ангаро-Питский (АП), 17 – Кордо-Лебяжинский (КЛ), 18 – Манский (М), 19 – Сисимо-Казырский (СК); 20-22 – прогибы: 20 – Приенисейский, 21 – Манский, 22 – Агульский; 23 – зоны глубинных разломов: 1 – Приенисейский, 2 – Устьангарский, 3 – Татарский, 4 – Ишимбинский, 5 – Ангаро-Вилуйский, 6 – Кизирский, 7 – Манский, 8 – Канский, 9 – Тагульский, 10 – Бирюсинский; 24 – региональные зоны разломов; 25-27 – зеленокаменные пояса: 25 – архей (Кузеевский), 26 – раннего протерозоя (К – Канский, ТГ – Тагульский, Н – Нагатинский), 27 – позднего протерозоя (П – Приенисейский, У – Устьангарский, Т – Татарский, И – Ишимбинский, КЗ – Кизирский, М – Манский, Б – Бирюсинский); 28 – контур Енисейского кряжа и Восточного Саяна; 29 – коренные (а) и россыпные (б) месторождения и рудопоявления золота; 30 – месторождения золота; О – Олимпиада, С – Советское, В – Ведуга, П – Попутнинское

дужными зонами связаны проявления и месторождения полиметаллов, марганца и железа; с комплексами офиолитов – проявления хромитов, титана и благородных металлов; с коматитами – медно-никелевые с платиноидами и золотом.

Геологические формации ЗКП являются важным источником благородных, цветных и черных металлов [3]. Металлы платиновой группы в ЗКП приурочены к разным геологическим формациям – коматитовым сериям и ультрабазит-базитовым комплексам, в которых МПГ ассоциируют с сульфидными никелевыми и хромитовыми рудами, а также и золоторудными проявлениями, железистыми кварцитами, колчеданными рудами, углеродистыми сланцами.

По набору геологических формаций выделяются три типа ЗКП (Моралев и др., 1985). Для первого фельзического (барбертонский) типа характерно преобладание в разрезе базитов и ультрабазитов, в том числе коматитов, во втором фельзическо-салическом (западно-австралийский) – базиты и ультрабазиты играют заметно меньшую роль (меньше 50%), в третьем салическом (канадский) базиты и ультрабазиты развиты слабо или могут отсутствовать. Для первого типа ЗКП характерно развитие золоторудных месторождений (Южная Африка), для второго – медно-никелевых и золоторудных (Западная Австралия), в третьем типе широко проявлены железистые кварциты и железорудные месторождения (Канада, Индия).

Основные месторождения МПГ в мире сосредоточены в докембрийских структурах (исключая Норильский район). Платиноносность ЗКП представлена как собственно платинометалльными месторождениями, так и комплексными рудами. Наиболее значительным примером собственно платинометалльных месторождений являются месторождения комплекса Стиллоутер, приуроченного к выступу докембрийского фундамента Северо-Американской платформы. Наличие во вмещающих комплексах толщах железистых кварцитов, метавулканитов позволяет отнести условия проявления данного комплекса к обстановке ЗКП, хотя многими исследователями внедрение пород комплекса считается синхронным орогенной стадии. Платиноиды также присутствуют в комплексных рудах, связанных с многими формациями – малосульфидная в перидотит-пироксенит-габбро-

вых комплексах, сульфидная медно-никелевая в базальт-коматитовых и перидотит-пироксенит-габбровых, железистых кварцитов, золото-сульфидная в черносланцевых толщах, в титаноносных расслоенных габброидных массивах, в хромитовых рудах расслоенных комплексов, колчеданно-полиметаллических. Эти формации сосредоточены в ЗКП либо по их периферии. Анализ распространенных различных формаций позволяет говорить о схожести многих магматических и метаморфических комплексов ЗКП Восточного Саяна и Енисейского края с известными платиноносными объектами.

Изучение ЗКП Восточного Саяна и Енисейского края показало их сходство с подобными структурами в других регионах мира и достаточно высокую металлогеническую продуктивность на благородные металлы. Большинство месторождений золота, часто содержащих и МПГ, в том числе Олимпиада, Советское, Васильевское, Ведуга, Кингашское, а также Сисимо-Казырская и Манская группы россыпей и др., сосредоточены на площадях узких вытянутых ЗКП. За пределами ЗКП существенное благороднометалльное оруденение не обнаружено. Возникает вопрос о пересмотре моделей формирования этих месторождений, уточнении методики прогноза и поисков новых объектов.

В пределах северо-западной части Восточного Саяна наиболее перспективны площади трех ЗКП – Канского, Манского и Кизирского, где имеется ряд проявлений золота и платиновых металлов сульфидной медно-никелевой и золотосульфидной с платиноидами рудных формаций. С ними связано золото в россыпях и в корах выветривания; в ряде золотых россыпей установлены и МПГ. Наиболее полные материалы по платиноносности получены по Кингашскому сульфидному медно-никелевому месторождению [1, 9]. Здесь выявлены значительные ресурсы рудного поля по никелю, меди, платиноидам и золоту. Учитывая возможность переработки руд на металлургической базе г. Красноярска, дальнейшие специализированные исследования будут способствовать привлечению интереса к месторождению и коматитовой провинции в целом, а также расширению поисков на МПГ в смежных регионах.

### **Геология зеленокаменных поясов юго-западного обрамления Сибирской платформы**

Геологический разрез докембрия данного региона имеет мощность около 25 км; основу его составляют парапороды. Магматиты занимают до 30% от площади выходов докембрия.

**Поздний архей.** Позднеархейские отложения развиты в южной части Енисейского кряжа – в пределах Ангарского-Канского антиклинория. Это породы канской серии позднего архея, метаморфизованные в условиях до гранулитовой фации. Локально вдоль дизъюнктивов проявляются диафориты. Канская серия расчленяется на две толщи (снизу вверх) – кузеевскую, приуроченную к осевой части антиклинория, и атамановскую, распространенную на его крыльях. Возраст обоснован данными изотопных датировок – 2600-2700 млн лет.

Кузеевская толща мощностью до 4 км сложена гранат-полевошпатовыми, гранат-гиперстеновыми, пироксеновыми гнейсами, гранулитами, чарнокитами (богунитами). В разрезе толщи выделяются три уровня проявления вулканизов позднеархейского кузеевского (веснинского) комплекса коматит-базальтовой формации, представленной метаморфизованными базальтами, пикробазальтами, коматитами и их интрузивными комагматами. Атамановская толща, перекрывающая кузеевскую, сложена преимущественно породами метатерригенного состава (гранат-полевошпатовые, гранат-биотитовые, кордиеритовые, силлиманитовые, гиперстеновые, биотит-плагиоклазовые гнейсы, кварциты) с незначительным объемом метабазитов.

**Ранний протерозой.** Отложения раннего протерозоя проявлены на площадях Канского, Нагатинского и Тагульского ЗКП: караганская (Канский ЗКП), хайламинская (Тагульский ЗКП), тейская и енисейская (Нагатинский ЗКП) раннепротерозойские серии. Раннепротерозойский возраст серий подтвержден геологически и геохронологическими данными.

Породы караганской серии метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Караганская серия подразделяется на нижнюю кулижинскую свиту, существенно метатерригенную, и верхнюю кингашскую свиту карбонатно-вулканогенно-терригенного состава.

Мощность караганской серии составляет около 8 км. Вулканизы кингашской свиты относятся к вулканоплутоническому кингашскому базальт-коматитовому комплексу раннего протерозоя. Кулижинская свита нами коррелируется с хайламинской (Тагульский ЗКП), так как разрез последней полностью аналогичен кулижинской.

Тейская серия Нагатинского ЗКП подразделяется на две свиты – нижнюю, хр.Карпинского, и верхнюю – пенченгинскую. Свита хр.Карпинского имеет мощность 1-2 км и сложена метатерригенными породами – биотитовыми, гранат-биотитовыми, амфиболовыми, силлиманитовыми гнейсами, кварцитами и мигматитами. Пенченгинская свита сложена преимущественно гранат-биотитовыми, биотитовыми, амфиболовыми гнейсами, мраморами, ортоамфиболитами по пикробазальтам, базальтам и их туфам, габброидам, серпентинитами по коматитам. Мощность свиты составляет около 1,5-2 км. Вулканизы занимают в ее разрезе не менее 20% объема. Породы тейской серии метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Енисейская серия распространена вдоль западной и северной окраин Ангаро-Канского антиклинория. Породы енисейской серии метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Она расчленяется на две толщи мощностью по 3,5 км, сложена биотит-амфиболовыми, гранат-биотитовыми, амфиболовыми, силлиманитовыми гнейсами и сланцами, кварцитами, ортоамфиболитами по базальтам, пикробазальтам и их туфам, долеритам, габброидам, серпентинитами по коматитам. В ее средней и верхней частях развиты прослой и линзы мраморов до 10 м мощностью. Енисейская серия может быть скоррелирована с тейской, распространенной на площади Нагатинского ЗКП.

Как видно по разрезам раннего протерозоя этих ЗКП, в них выдерживается последовательность – основания имеют существенно терригенный состав, выше – проявляются карбонатные породы и вулканизы основного и ультраосновного составов. Взаиморасположение Нагатинского и Тагульского ЗКП, их геологическое строение, а также площадь распространения енисейской серии указывают на единство систе-

мы раннепротерозойских ЗКП в юго-западном обрамлении Сибирской платформы.

**Верхний протерозой (средний-верхний рифей).** Отложения эти широко распространены на площадях Енисейского кряжа и северо-западной части Восточного Саяна. Они подразделяются на сухопитскую, тунгусикскую, широкинскую и кувайскую серии. На подстилающих отложениях они залегают несогласно с конгломератами в основании и перекрываются часто тоже несогласно орогенными отложениями позднерифейского – вендского возрастов.

Сухопитская серия развита на Енисейском кряже. Она распространена на всей его территории и характеризуется выдержанным составом и мощностью. Серия подразделяется на свиты (снизу): кординскую, горбилковскую, удерейскую и погорюйскую. Все свиты, за исключением удерейской, сложены преимущественно метатерригенными отложениями – сланцами, образованными в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций. В удерейской свите наряду с метаморфическими сланцами широко развиты известняки, известковистые сланцы, лавы и туфы ультраосновного, основного и кислого составов. Также в ней распространены углеродистые сланцы, кремнистые и сульфидизированные породы. Среднерифейский возраст серии определен по строматолитам, геологическим и геохронологическим данным.

Тунгусикская серия представлена вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями мощностью 1-4 км, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и реже эпидот-амфиболитовой фаций. Серия подразделяется (снизу вверх) на сосновскую и потоскуйскую свиты. В приенисейской части Енисейского кряжа в серии широко (до 15%) развиты вулканиты ультраосновного, основного и кислого составов. Сосновская свита сложена кварц-серицит-хлоритовыми, известковистыми, алевроито-глинистыми сланцами, известняками, доломитами, песчаниками и вулканитами основного, ультраосновного и кислого составов. В потоскуйской свите преобладают кварц-хлорит-серицитовые сланцы, песчаники, кварциты, доломиты, известняки, вулканиты основного и кислого составов.

Широкинская серия ограничено распространена в заангарской части Енисейского кряжа. Мощность ее до 4 км. Она расчленяется

(снизу вверх) на шунтарскую, горевскую и сухохребтинскую свиты. Шунтарская свита сложена преимущественно черными углеродсодержащими сланцами, алевроито-глинистыми сланцами (кварц-хлорит-серицитовыми). Горевскую свиту составляют преимущественно известняки с прослоями углеродистых сланцев, алевролитов и доломитов. Сухохребтинская свита представлена углеродистыми, алевроито-глинистыми, кремнистыми и хлорит-серицитовыми сланцами, известняками, песчаниками, кварцитами, лавами и туфами основного, среднего и кислого составов. Возраст серии позднерифейский на основании определения строматолитов и данных абсолютных датировок в пределах 1000-900 млн лет.

Кувайская серия. Породы кувайской серии метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Она подразделяется (снизу вверх) на жайминскую, урманскую, манскую и бахтинскую свиты. Жайминская свита сложена черными сланцами с прослоями метакоматиитов и metabазальтов. Урманская свита существенно черносланцевая, сложена алевроито-глинистыми, кварц-хлорит-серицитовыми, кварц-хлорит-биотитовыми сланцами с прослоями песчаников, известняков и доломитов, кремнистых пород и вулканитов урманского коматиит-базальтового комплекса среднего рифея (метаморфизованные базальты, пикробазальты, коматииты). В манской свите более широко развиты известняки с прослоями сланцев и алевроитов; присутствуют metabазальты и метариолиты манского риолит-базальтового комплекса. Бахтинскую свиту слагают лавы и туфы основного, среднего и кислого составов кувайского риолит-андезит-базальтового комплекса с прослоями известняков, песчаников и кремнистых пород.

**Платиноносные магматические комплексы и формации.** Платиноносные магматические комплексы представлены докембрийским вулканоплутоническим и плутоническими формациями – базальт-коматиитовой, коматиит-базальтовой, дунит-пироксенит-габбровой, дунит-гарцбургитовой, риолит-андезит-базальтовой, щелочно-габброидной. Локально отмечаются повышенные содержания МПГ в зонах контакта вмещающих пород докембрия (черных сланцев, metabазитов и базитов) с гранитоидами докембрия и фанерозоя.

*Базальт-коматиитовая формация* позднесархейского возраста распространена на площади Кузеевского ЗКП. Метаморфизованные коматииты, пикробазальты и базальты, а также туфы этих пород залегают среди отложений кузеевской свиты.

В раннепротерозойских ЗКП присутствует базальт-коматиитовая формация (Канский и Тагильский (?) ЗКП), коматиит-базальтовая – Нагатинский ЗКП. Базальт-коматиитовая формация Канского ЗКП (кингашский комплекс) распространена среди пород кингашской свиты. Породы формации представлены высокомагнезиальными коматиитами ( $MgO > 30\%$ ), низкомагнезиальными коматиитами ( $MgO$  от 20 до 30%), пикробазальтами, базальтами и ассоциирующими с ними интрузивами – перидотитами, пироксенитами, габброидами. Коматиит-базальтовая формация Нагатинского ЗКП залегает в породах тейской серии. В ее составе преобладают metabазальты (ортоамфиболиты).

В позднепротерозойских ЗКП выделяется *коматиит-базальтовая формация*. В Приенисейском, Татарском и Устьянгарском ЗКП породы юдинского (попутнинского, торжихинского) коматиит-базальтового комплекса залегают в отложениях удерейской и сосновской свит соответственно сухопитской и тунгусикской серий. На площади Манского и Кизирского ЗКП Восточного Саяна породы урманского коматиит-базальтового комплекса приурочены к одноименной свите кувайской серии.

Стратиграфически выше коматиитовых ассоциаций в раннем протерозое и позднем рифее находятся породы *риолит-базальтовой формации*, имеющейся в Канском (кузьинский комплекс) и Нагатинском ЗКП (луговской комплексе). В Приенисейском ЗКП породы предвинского и каменского риолит-базальтовых комплексов залегают среди верхов сухопитской и низов тунгусикской серий. В Манском ЗКП им соответствует манский риолит-базальтовый комплекс, распространенный среди манской свиты кувайской серии.

*Риолит-андезит-базальтовая формация* следует с небольшим перерывом за риолит-андезитовой. В Устьянгарском ЗКП эта формация представлена орловским комплексом, залегающим среди пород широкинской серии. В Восточном Саяне на территории Манского ЗКП

данная формация представлена кувайским риолит-андезит-базальтовым комплексом.

*Дунит-пироксенит-габбровая формация*. Позднесархейский интрузивный магматизм этой формации проявлен в Кузеевском ЗКП. Кимбирский комплекс данной формации составляют габбро, габбронориты, нориты, пироксениты с небольшим объемом перидотитов. С кимбирским комплексом связано титановое оруденение. Также в небольшом объеме проявлены зоны сульфидизации. Данная формация отмечена в раннем протерозое и среднем рифее. В Канском ЗКП она представлена кулибинским комплексом, в Приенисейском – борисихинским, в Манском – нижнедербинским, в Кизирском – лысанским. Для борисихинского и лысанского комплексов, так же как и для кимбирского, характерно наличие титанового оруденения. В породах нижнедербинского и кулибинского комплексов отмечено проявление сульфидной медно-никелевой минерализации.

*Дунит-гарцбургитовая формация* проявлена в раннем протерозое (идарский комплекс Канского ЗКП), среднем рифее (Приенисейский ЗКП – глубокинский комплекс, Манский ЗКП – акшепский комплекс). В ее строении участвуют дуниты, гарцбургиты с резко подчиненным объемом пироксенитов и габброидов; с ней связано хромитовое оруденение.

*Перидотит-пироксенит-габбровая формация* представлена талажинским комплексом среднего(?) рифея, породы которого прорывают кулижинскую свиту Канского ЗКП и лендахским комплексом Татарского ЗКП. Массивы последнего прорывают отложения широкинской серии.

Сравнительный анализ разновозрастных ЗКП региона указывает на эволюцию их вещественного состава и химизма базальт-коматиитовых и коматиит-базальтовых комплексов от древних к молодым эпохам. Для наиболее древнего в регионе Кузеевского ЗКП характерен большой объем в геологическом разрезе базальтов и коматиитов с подчиненными горизонтами терригенных осадков при полном отсутствии карбонатных отложений. Для раннепротерозойских ЗКП (Канского, Нагатинского) характерны увеличение роли метатерригенных отложений и появление в заметном объеме карбонатных отложений. Для геологических разрезов рифейских ЗКП характерны еще большее увеличение

терригенных отложений, повышение роли карбонатов при уменьшении роли базальтов и коматитов от древних поясов к молодым. Такое закономерное направленное изменение объема и состава рассматриваемых магматитов коматитовой серии связано с эволюцией мантии, земной коры и слагающих последнюю геологических формаций.

### Характеристика платиноносности отдельных зеленокаменных поясов

Канский ЗКП прослеживается вдоль Канского глубинного разлома от р. Анжи на северо-западе до р. Уды на юго-востоке (рис. 2) на расстоянии свыше 300 км. Ширина пояса до 40 км. Отложения ЗКП метаморфизованы в условиях

амфиболитовой фации. На его площади расположены Кингашское месторождение и ряд рудопроявлений никелево-благороднометалльных руд, известны проявления МПГ в золото-сульфидной рудной формации, в россыпных месторождениях золота отмечается присутствие МПГ.

Платиноносная сульфидная медно-никелевая формация представлена Кингашским месторождением, рудопроявлениями Верхнекингашским, Кусканакским, Прямое Кусе, рядом точек минерализации и связана с кингашским базальт-коматитовым комплексом. Рудоносные объекты располагаются в основании кингашской свиты в флексуобразных перегибах кулижинской толщи. Минералы платины, палла-

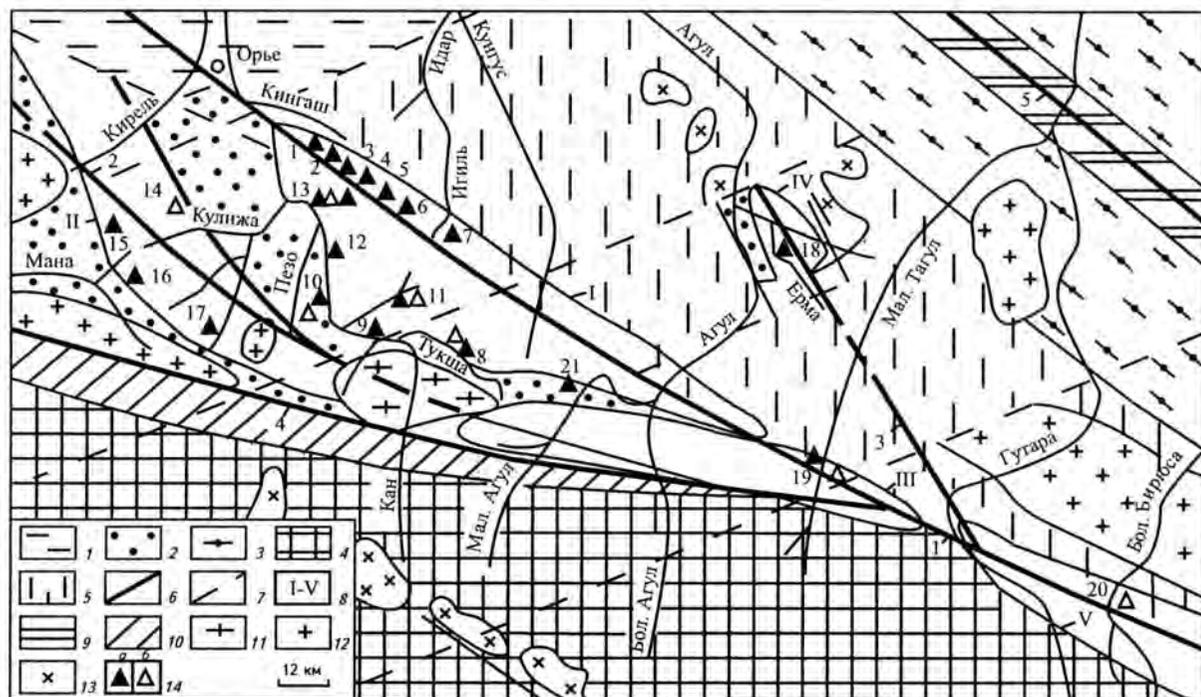


Рис. 2. Тектоническая схема Канского зеленокаменного пояса и распространение в нем платинового оруденения

1 – платформенные отложения палеозоя и мезозоя Рыбинской впадины; 2–4 – основные докембрийские структуры: 2 – Канская и 3 – Бирюсинская глыбы, 4 – Дербинский антиклинорий; 5 – Агульский прогиб; 6 – зоны глубинных разломов: 1 – Канский, 2 – Кирельский, 3 – Агульский, 4 – Манский, 5 – Тагульский; 7 – зоны региональных и прочих разломов; 8 – Канский зеленокаменный пояс (нижний протерозой) и выделяемые в его пределах рудные зоны: I – Кингашская, II – Кирельская, III – Малотагульская, IV – Агульская, V – Бирюсинская; 9 – Тагульский зеленокаменный пояс (нижний протерозой); 10 – Манский зеленокаменный пояс (рифей); 11–13 – гранитоиды: 11 – раннего протерозоя, 12 – раннего палеозоя, 13 – среднего-позднего палеозоя; 14 – участки проявления платинового оруденения в коренном залегании (а), в россыпях (б): 1 – Итыгинский, 2 – Кингашский, 3 – Верхнекингашский, 4 – Среднекуинский; 5 – Кусканакский, 6 – Очагинский, 7 – Игыльский, 8 – Демидовский, 9 – Хайдажинский, 10 – Малмынский, 11 – Горелокуинский, 12 – Надеждинский, 13 – Караганский, 14 – Майножинский, 15 – Кулибинский, 16 – Майножинский (Минский), 17 – Борынский, 18 – Кахтарминский, 19 – Малотагульский, 20 – Бирюсинский, 21 – Малоагульский

дия, осмия, иридия выявлены на Кингашском месторождении и Кусканакском рудопроявлении в сульфидных рудах и во вмещающих породах. Они ассоциируют с сульфидами, отмечаются в силикатной матрице и в хромшпинелидах. Концентрации платины и палладия в сульфидных медно-никелевых рудах достигают 12,5 г/т. Обычно содержание этих платиноидов варьирует в пределах 0,1-1 г/т.

Платиносодержащая золотосульфидная рудная формация также связана с кингашским комплексом. Рудная минерализация распространена в ортоамфиболитах, железисто-кремнисто-терригенных породах. Содержания платины и палладия в них обычно составляют менее 0,1 г/т, изредка достигая 1 г/т. В россыпях золота МПГ отмечались еще в начале XX в. По данным В.В.Некоса, концентрация сперрилита в россыпи р.Караган составляет местами до 20% от объема золота. Также отмечались находки минералов системы Os-Ir-Ru, которые могут быть связаны с идарским дунит-гарцбургитовым комплексом.

**Манский ЗКП** находится в западной части Восточного Саяна и протягивается полосой вдоль Манского глубинного разлома от устья р.Мана на северо-западе до рек Малый Тагул и Бирюса на юго-востоке [8]. Протяженность его около 300 км при ширине от 10 до 40 км. С юго-востока Манский ЗКП ограничен Канским глубинным разломом, с запада он прослеживается вплоть до Красноярска, где перекрывается аллювиальными отложениями и породами палеозоя. Породы Манского ЗКП представлены карбонатно-вулканогенно-терригенными отложениями кувайской серии среднего- верхнего рифея.

Магматические комплексы Манского ЗКП: урманский коматиит-базальтовый, комагматичный ему акшепский дунит-гарцбургитовый, манский риолит-базальтовый, кувайский риолит-андезит-базальтовый и нижнедербинский перидотит-пироксенит-габбровый.

На площади Манского ЗКП платиноиды обнаружены (по материалам В.В.Некоса и др., 2000) в россыпях долины рек Кувай, Сухой Лог, Левая Жайма, верховьев р.Мана, а также в породах нижнедербинского комплекса и Кувайского проявления золота. Имеющаяся информация указывает на перспективность проявлений золота в черносланцевых толщах и МПГ.

**Кизирский ЗКП** протягивается вдоль юго-западного крыла дербинского антиклинория от устьевой части р.Сисим на северо-западе до верхней р. Казыр на юго-востоке. Протяженность пояса свыше 500 км при ширине 5-30 км. Кизирский ЗКП контролируется одноименным глубинным разломом и оперяющими его дизъюнктивами.

Геологическое строение Кизирского ЗКП определяется развитием в его пределах пород кувайской серии, в составе которой присутствуют и железистые кварциты, магматитов урманского, акшепского, лысанского, нижнедербинского, манского, кувайского комплексов и в целом аналогично геологическому строению Манского ЗКП.

Среди отложений кувайской серии преобладают кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые, кварц-карбонат-хлоритовые сланцы, мраморизованные известняки, доломиты, основные и ультраосновные лавы и их туфы. Эффузивы занимают до 30% объема серии и сопровождаются комагматичными интрузивами, чередуются с парасланцами и карбонатными породами.

По данным некоторых авторов, МПГ присутствуют в рудах золотокварцевого типа Константиновского и Лысогорского месторождений Артемовского района, в титаносных породах лысанского комплекса, с которыми, возможно, связывается платиновая минерализация в россыпях рек Ко и Сисим.

**Приенисейский ЗКП** располагается в западной части Енисейского кряжа. В пределах пояса широко распространены метавулканиты базальт-коматиитовой формации среднего рифея и связанные с ними метатифы, железисто-кремнистые и сульфидно-кремнистые образования удерейской и торжихинской свит. Часто они содержат повышенные (до 0,1 г/т) содержания золота и вмещают проявления золотосульфидного и золотокварцевого типов. В связи с ними известны россыпи золота по рекам Порожная, Кутукас, Нижняя и Верхняя Сурниха. В ассоциации с золотом отмечены платина (до 0,2 г/т по р.Нижняя Сурниха) и палладий. Коренные проявления золота с содержанием до 5 г/т зачастую располагаются в метавулканитах основного и ультраосновного составов и ассоциирующих с ними железистых кварцитах, кремнистых и углеродистых сланцах (реки Иса-

ковка, Летняя, Столбовая, Фирсова, Верхняя Сурниха). С ультрабазитами В.А.Макаров (1999) связывает платиноносность Сымского месторождения песчано-гравийных смесей.

Вопрос о золото-платиноносности железистых кварцитов этого железорудного пояса, который прослеживается вдоль Енисея от р.Вороговка до р.Кимбирка на расстоянии свыше 500 км и контролируется зоной Енисейского глубинного разлома, обойден вниманием, хотя данный тип оруденения считается перспективным и обсуждался (Корнев и др., 1998).

С железистыми кварцитами в протерозойских ЗКП многих стран мира ассоциируют золотосульфидные месторождения. В Южной Африке на долю данного типа месторождений приходится значительная часть золота, добываемого из россыпных и коренных месторождений. Проявления золота в железистых кварцитах, связанных с ЗКП Африки, во многом аналогичны Енисейскому кряжу. Они приурочены к горизонтам железистых кварцитов в карбонатной и сульфидных фациях. Характерной особенностью месторождений золота в железистых кварцитах являются их стратифицированность, выдержанность на больших площадях и значительные запасы металлов. В докембрийских вулканогенно-осадочных толщах Зимбабве известны золотоносные месторождения в железистых кварцитах Вандерер (36,4 т золота), Джаянт (17,4 т), Вубачикве (15,1 т) и др. Эти месторождения локализованы в железистых кварцитах, ассоциирующих с вулканитами ультраосновного, основного и кислого составов, с тальковыми сланцами, серпентинитами, либо располагаются в непосредственной близости от них. Наряду с гематитом и магнетитом в рудах присутствуют сульфиды и карбонаты, что наблюдается и на Енисейском кряже в районе Исаковского железорудного месторождения. Ассоциативность железорудных формаций с коматитами ЗКП продемонстрировали В.Я.Федчук с соавторами (1998) на примере Костомукшского железорудного района. Золото- и платиноносность формаций железистых кварцитов раннедокембрийских ЗКП в пределах КМА установлена различными исследователями (Чернышов, Мясников, 1992). Содержания золота и МПГ в отвалах железорудных месторождений Кривого Рога, КМА и других достигают промышленных

величин и рассматриваются рядом авторов как техногенные месторождения благородных металлов. В Швеции нижнепротерозойские вулканогенные отложения зеленокаменного пояса Гарпенберг вмещают железистые кварциты с линзообразными телами сульфидных руд, являющимися наиболее важными продуцентами свинца, цинка, меди, серебра и золота. Золоторудные месторождения в железистых кварцитах известны в Канаде (Ручкин, Дерюгин, 1988).

Характер отложений верхнего протерозоя Приенисейского ЗКП сходен с другими зеленокаменными поясами мира. Распространенные здесь вулканиты коматит-базальтовой и риолит-базальтовой формаций, с которыми ассоциируют железистые кварциты, относятся к рудоносным вулканоплутоническим образованиям, специализированным на железе, никель, МПГ, золото. С ними связываются три рудные формации: медно-никелевая с платиной и золотом, собственно золотосульфидная и железисто-кварцитовая.

Пластообразные залежи железистых кварцитов залегают согласно среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ среднего рифея (верхи сухопитской серии). Мощность рудных тел от 1 до 30 м, протяженность от 0,1 до 7 км. Они приурочены к пачке кварц-хлорит-биотит-карбонат-магнетитовых сланцев удерейской свиты, мощностью свыше 0,5 км, прослеженной на протяжении 150 км от р.Вороговка до р.Верхняя Сурниха. Прогнозные ресурсы в Исаковском синклинии оцениваются не менее 1 млрд т железа. В районе пос.Предивинска железистые кварциты залегают в метаморфизованных осадочно-вулканогенных отложениях юкеевской серии среднего рифея.

С кварц-гематитовыми и кварц-магнетитовыми рудами железисто-кварцитовых формаций Исаковского, Енашиминского и Лендахского месторождений часто ассоциируют сульфидные пирит-халькопирит-арсенопиритовые руды. Целенаправленное опробование их на золото и МПГ не проводилось, но в единичных пробах отмечались повышенные содержания золота (до 10 г/т) и МПГ (до 0,2 г/т). На площади распространения формации железистых кварцитов в Приенисейском районе имеются шлиховые ореолы золота с единичными знаками платины (р.Верхняя Сурниха и др.), а также геохимиче-

ские аномалии золота. Тонкий состав исходных частиц благородных металлов в железистых кварцитах не благоприятствует формированию россыпей и снижает эффективность шлихового метода поиска их источника.

Отсутствие целенаправленных исследований железистых кварцитов Енисейского кряжа в качестве возможного источника золота и МПГ обусловило выпадение их из ряда опосредованных объектов. Это во многом вызвано нетрадиционностью данного генетического типа золотоносных месторождений на Енисейском кряже и многолетней ориентацией на поиски кварцево-жильных месторождений и на шлиховой метод поисков золота. Стратифицированность месторождений золота и МПГ в железисто-кварцитовых формациях позволяет предполагать значительность параметров рудных объектов и локализовать поисковые площади.

**Кузеевский ЗКП** приурочен к ядерной части Ангаро-Канского антиклинория. Пояс прослеживается от р.Шилка на севере до р.Кан на юге на расстояние около 170 км при ширине до 20 км. Пояс контролируется одноименным глубинным разломом и оперяющими его дизъюнктивами. В плане он представляет собой слабоизогнутую полосу с ответвлениями вдоль оперяющих Кузеевский глубинный разлом тектонических нарушений. Магматические образования Кузеевского ЗКП представлены позднеархейскими кузеевским (веснинским) коматиит-базальтовым, титаноносным кимбирским дунит-пироксенит-габбровым и богунайским мигматит-гранитовым комплексами.

Платиноносность Кузеевского ЗКП связана с образованиями кузеевского коматиит-базальтового, кимбирского комплексов и месторождениями золота золотосульфидной и золотокварцевой формаций. С ними связаны платиносодержащие россыпи золота по рекам Кузеевой, Посольная, Богунай. Золотосульфидный тип оруденения известен в верховье рек Малый и Большой Кузеевой, Малая Веснина, Кимбирка, Богунай, Кан. Рудоносные сульфидизированные и диафторированные метавулканиды коматиит-базальтовой формации слагают слои мощностью до нескольких метров и протяженностью до 0,5 км. Содержание в них золота от 1 до 5 г/т. В породах кимбирского комплекса Зимовейнинского массива, по данным Л.П.Никулова

и др., установлены повышенные концентрации платины и палладия: до 0,98 г/т в анортозитах, до 0,13 г/т в пироксенитах.

В пределах **Нагатинского ЗКП** в составе метаморфизованных вулканитов коматиит-базальтовой формации раннепротерозойского возраста, развитых в составе тейской серии, известны коренные проявления и месторождения (Николаевское, Ерудинское, Чингасанская группа проявлений) и россыпи золота. Большого внимания заслуживает площадь в верховьях р.Удереи с развитием ортоамфиболитов и метакватиитов шумихинского коматиит-базальтового комплекса в пенченгской свите, содержащих золото до 4 г/т. По мнению авторов, данный ЗКП является перспективным на МПГ, связанными с сульфидными медно-никелевыми рудами.

**Устьянгарский ЗКП** протягивается вдоль Енисейского кряжа от р.Чапа на севере до р.Нижняя на юге на расстояние около 300 км. В пределах пояса известны проявления золото-кварцевого и золотосульфидного типов оруденения и связанные с ними россыпи в современном аллювии (реки Белокопытовка, Зырянка, Большой Пит, Тис, Гаревка, Вороговка). Содержание золота в них варьирует в пределах 1-17 г/т. Проявления золота расположены в сульфидизированных метавулканидах и вмещающих их кремнистых и углеродистых сланцах удерейской свиты, являющейся наиболее золотоносной в Енисейском кряже. По платиноносности Устьянгарского ЗКП исследования практически не проводились, единичные пробы, взятые в бассейне р.Нижняя показали присутствие платины в количестве 0,001 г/т. Золоторудные месторождения Татарского ЗКП, расположенные среди отложений удерейской свиты, содержат МПГ (Сазонов и др., 1997), что дает основания относить золоторудные месторождения Устьянгарского ЗКП к перспективным на платинометалльную минерализацию. В верховье р.Гаревка МПГ отмечены в россыпи золота.

**Татарский ЗКП** протягивается вдоль центральной части Енисейского кряжа от р.Осиновая на севере до р.Кан на юге. На его площади известны многочисленные коренные и россыпные проявления и месторождения золота – Олимпиада, Ведуга, Панимбинское, известны промышленные россыпи (реки Боль-

шая Мурожная, Ведуга, Енашимо). В этих месторождениях работами А.М.Сазонова, А.Ф.Коробейникова установлено присутствие МПГ. В метавулканитах распространенного здесь попутнинского коматиит-базальтового комплекса выявлены повышенные содержания платины (0,01-0,5 г/т). Развитие метавулканитов попутнинского комплекса и ассоциирующих с ними сульфидизированных карбонатных, карбонатно-кремнистых, кремнисто-углеродистых, кварц-хлорит-серицитовых, серицит-кварцевых сланцах позволяет определить этот ЗКП как перспективный на МПГ. В золотоносных россыпях пояса неоднократно отмечались платиновые минералы.

**Ишимбинский ЗКП** несет в основном золотое оруденение. Подавляющая часть проявлений золота в нем располагается в терригенных и карбонатно-вулканогенно-терригенных отложениях удерейской свиты, содержащей в том или ином объеме продукты вулканической деятельности попутнинского коматиит-базальтового комплекса – метакоматииты, метабазациты, ортоамфиболиты, карбонатно-кремнистые, углеродистые, сульфидно-кремнистые, серицит-кварцевые сланцы и кварциты. Устанавливается стратиграфический и магматический контроль оруденения золотосульфидного и золотокварцевого типов. В северной части пояса широко проявлено золотокварцевое оруденение (Советское месторождение), в южной – золотосульфидное (Попутнинское месторождение). Оруденение в Попутнинском месторождении представлено сульфидизированными метакоматиитами и ортоамфиболитами мощностью от 1 до 30 м и протяженностью до 1 км с содержанием золота от 1 до 15 г/т.

**Тагульский ЗКП** расположен в северо-восточной части Восточного Саяна. На его площади развиты породы коматиит-базальтовой формации раннего протерозоя. Данный ЗКП изучен слабо, но имеющиеся материалы говорят о его перспективности на платиновое оруденение.

**Бирюсинский ЗКП** расположен в северо-восточной части Восточного Саяна и прослеживается вдоль Бирюсинского глубинного разлома. Породы этого ЗКП имеют среднерифейский возраст и сопоставляются с Ишимбинским ЗКП Енисейского кряжа. На его площади в бассейне

р.Бирюса М.Ю.Цыпуковым установлены минералы системы Os-Ir-Ru, связанные с дунит-гарцбургитовым комплексом.

### **Благороднометалльное оруденение Канского ЗКП**

Канский ЗКП – золотоносная провинция, открытая в середине XIX в. и до сих пор имеющая значительные перспективы обнаружения как коренных, так и россыпных месторождений золота. Из россыпей здесь извлечено порядка 3,6 т металла (Нескос и др., 1999); добыча золота проводится до сих пор. В генетическом плане важна платиноносность большинства золотых россыпей района. Известны в пределах ЗКП мелкие проявления коренного золота и точки минерализации золотокварцевого и золотосульфидного типов; золото выявлено в сульфидных медно-никелевых рудах Кингашского месторождения и в ряде рудопроявлений, таких, как Кусканак, Горелое Куче [5, 9]. Такая роль Канского ЗКП не случайна – эти раннепротерозойские образования являются значительными продуцентами благородных металлов в мире.

Исследование благороднометалльного оруденения выявило наличие двух основных формаций в Канском ЗКП – золотоплатиновой в сульфидных медно-никелевых рудах и золотосульфидной с МПГ, имеющих, по нашему мнению, важное значение в промышленном отношении. Наличие этих формаций, генетически связанных с формированием кингашского базальт-коматиитового комплекса и ассоциирующих с ними эксгальационно-осадочных сульфидно-кремнисто-терригенных образований, определяет золото- и платиноносность ЗКП.

В Канском ЗКП площади, перспективные на никель, золото и МПГ, приурочены к нижней вулканической толще кингашской свиты. Кингашское месторождение медно-никелевых руд с золотом и МПГ по этим особенностям сходно с месторождениями рудного поля Камбалда в Западной Австралии, что определяет стратификацию оруденения. Аналогичны размещения золоторудных объектов и в Кингашском рудном районе, где большинство медно-никелевых проявлений с золотом и МПГ приурочено к нижним частям вулканических ритмопачек кингашского базальт-коматиитового комплекса, а золото-

сульфидные объекты – чаще к верхним. Отнесение Кингашского месторождения и развитых здесь рудопроявлений к западно-австралийскому типу важно в плане перспектив золото- и платиноносности района. Особенности руд Кингашского месторождения позволяют сопоставлять его с месторождениями платиноидов Печенгской группы Кольского полуострова – Ждановским и др., а также Федорово-Панским.

Золотосульфидная с МПГ и сульфидная медно-никелевая с золотом и МПГ формации имеют важное промышленное значение в разработке золоторудных месторождений. Эти рудные формации иногда сопряжены в пространстве и имеют парагенетическую связь. Примером этого является размещение в пределах медно-никелевого рудного поля Камбалда золотосульфидного месторождения Калгурли. Обе рудные формации связаны с ультрабазит-базитовым вулканизмом. В Кингашском рудном районе проявления сульфидной медно-никелевой формации с золотом и МПГ связаны обычно с лавами и субвулканическими телами магнезиальных коматиитов и ассоциирующих с ними пикробазальтов, а проявления золотосульфидной – приурочены зачастую к туфам метакоматиитов и metabазальтов, вулканогенно-осадочным и осадочным породам.

Попытки обнаружить коренные источники золота, продуцирующие россыпи Канского ЗКП, проводились достаточно долго. В участках развития золотых россыпей выявлено наличие редких кварцевых жил с содержаниями золота от сотых долей до 2,0 г/т, в единичных случаях до 17,5 г/т (Некос и др., 1999; Макаров и др., 2000). Такие кварцевые жилы с сульфидами отмечены в районе россыпей рек Караган (Майская, Осенняя, Золотая, Сомнительная), Малмын, Туманжа, Тукша. Вблизи ряда россыпей известны кварцевые жилы с сульфидами (пирит, галенит, халькопирит, сфалерит, шеелит, реже – арсенопирит) мощностью от 0,1 до 5 м. При обследовании участков развития кварцевых и кварц-сульфидных жил выявлены их незначительная распространенность по площади и малый объем рудоносного материала, не способный обеспечить формирование россыпей рек Тукша и Караган. Не исключено, что ряд этих проявлений ошибочно отнесен к кварцево-жильному ти-

пу, а является проявлением кремнисто-(железисто)-сульфидной формации.

Анализ материалов по золотоносности Кингашского рудного района показывает возможность различных источников золота. Присутствие в Караганской россыпи слабо окатанных МПГ с кристаллографическими формами является надежным индикатором ближнего источника россыпи. В МПГ отмечено наличие включений пирротина, магнетита, титаномагнетита и породообразующих минералов, что указывает на базит-ультрабазитовый их источник. По пробности золото россыпных и рудных объектов Канского ЗКП сопоставимо с металлом из золоторудных проявлений Олоднинского ЗКП, залегающих среди отложений базальт-коматиитовых формаций.

Метавулканиты Канского ЗКП базальт-коматиитового состава и содержащиеся в них рудные образования близки базальт-коматиитовым сериям многих ЗКП мира. Эти рудоносные вулканоплутонические образования специализированы на никель, МПГ, золото. Породы кингашского комплекса характеризуются повышенными содержаниями Au и МПГ, поэтому вполне закономерны пространственная и генетическая связи с породами комплекса благороднометалльного оруденения в сульфидных медно-никелевых рудах и золотосульфидного оруденения. Вероятно, с зонами окисления этих типов руд связаны россыпи золота, часто содержащие и МПГ. В регионе установлены три основные группы золоторудных формаций: жильных золотокварцевых и золотосульфидных руд в метавулканитах, благороднометалльная в сульфидных медно-никелевых рудах и золото-кремнисто-терригенная в кварцитах.

Данные о распределении золота и МПГ в породах кингашского комплекса фрагментарны и получены преимущественно в Кингашском рудном районе. Перспективы золотоносности коматиитовых формаций определяются повышенным кларком золота в мафических сериях этих пород. Для коматиитов среднее содержание золота 4-5 мг/т, в основных породах 4 мг/т, а в кислых породах содержания золота снижается. Материалы по Канскому ЗКП подтверждают эту закономерность и объясняют приуроченность золотого оруденения к ультрабазит-базитовым породам. Нами установлено повышенное

содержание золота в породах кингашского базальт-коматитового комплекса. На отдельных участках среднее содержание золота достигает десятых долей грамма на тонну.

Золоторудная минерализация с промышленными концентрациями золота в Кингашском рудном районе связана с халькопирит-пентландит-пирротиновыми рудами в метакоматитах и в metabазальтах, с кварцевыми жилами и прожилками в коматитовых толщах и с кварц-полиметаллическими жилами. Максимальное содержание золота (до 3,0 г/т) в рудах Кингашского месторождения установлено в интервалах сплошных и брекчиевых руд (Тарасов и др., 1994). Высокие концентрации металла выявлены также в измененных разностях рудовмещающих пород. В кварцевых жилах и прожилках содержание золота здесь достигает 8,2 г/т. В метагаббро (амфиболитах) содержание золота до 1-2 г/т связано с малосульфидным оруденением преимущественно пирротинового состава.

В Кингашском рудном районе золоторудная минерализация в основном приурочена к флексурным изгибам складок, вдоль которых развиваются разрывные деформации. Рудные интервалы с промышленным содержанием золота в пределах Кингашского месторождения и его аналогов практически не индивидуализированы. Оценка прогнозных ресурсов золота района позволяют предполагать здесь среднее по запасам месторождение (Некос и др., 1999).

Кингашская рудная зона характеризуется наличием золоторудных проявлений, относящихся преимущественно к сульфидной медно-никелевой с золотом и платиноидами формации. Кингашское медно-никелевое месторождение, Итыгинское, Верхнекингашское, Кусканакское, Игильское и другие рудопроявления в значительных количествах содержат МПГ и Au. Перспективная площадь вытянута полосой от р.Кингаш до верховий р.Малый-Агул на расстояние свыше 100 км при ширине 3-20 км.

Кингашский участок в верховье р.Кингаш включает Кингашское месторождение сульфидных медно-никелевых руд с золотом и МПГ и ряд перспективных рудопроявлений этой рудной формации. Коренное золото выявлено в медно-никелевых рудах Кингашского месторождения. Медно-никелевое оруденение локализуется в нижних и средних частях ритмопа-

чек. Золотое оруденение часто оторвано от собственно никелевых руд. Более вероятно, что золоторудная минерализация сосредоточена не только в ультраосновных породах, но и в амфиболитизированных базитах и во вмещающих парапородах. Золото устанавливается во всех типах метавулканитов кингашского комплекса и в связанных с ним рудах. Содержание в рудах золота и МПГ от 0,01 до 3 г/т. Сульфидные комплексные медно-никелевые руды Кингашского месторождения содержат (в среднем) золота 30 мг/т, платины 80, палладия 60. Наиболее высокие содержания золота установлены в серпентинизированных коматитах с обильным углеродистым веществом и пленочными образованиями сульфидов (Тарасов и др., 1994). В северо-западной части Кингашской РЗ известны проявления шлихового золота в аллювии р.Тугусик. В верховьях рек Кингаш и Прямое Куе сульфидные медно-никелевые руды содержат зерна сперрилита и самородного золота. Содержания Pt до 0,04 г/т, Pd до 0,02. В верховьях р.Среднее Куе и руч.Горелый повышенные концентрации благородных металлов отмечены в сульфидных рудах в низкомагнезиальных коматитах и в ортоамфиболитах (г/т): Pt до 0,5; Pd 0,14; Au 0,154; Ag 0,1. В амфиболитах содержание Pt до 1,14 г/т и Pd до 0,27. В истоках р.Среднее Куе обнаружены сульфидизированные амфиболиты, содержащие Pt до 0,524 г/т, Pd до 0,21. В сульфидизированных метакоматитах по р.Малый Агул Pt до 0,3 г/т, Pd до 0,2.

Как попутные компоненты МПГ присутствуют в рудах Кингашского медно-никелевого месторождения и отмечены в многочисленных рудопроявлениях по площади. Отдельные находки платиновых минералов имеются в ряде пунктов минерализации и в россыпных месторождениях золота. Заслуживающие внимания данные о наличии МПГ в коренном залегании получены в последние годы в результате изучения Кингашского месторождения, Кусканакского и других рудопроявлений в пределах Канского ЗКП от устья р.Кингаш на северо-западе, до р.Малый Агул на юго-востоке.

В Кингашском районе выявлено наибольшее количество точек минерализации и рудопроявлений платины, в том числе в пределах Кингашского медно-никелевого месторождения. Установлена повсеместная повышенная

платиноносность пород коматиитовой формации по правобережью р.Кан. В породах комплекса отмечается наличие МПГ 0,01-1,0 г/т; в отдельных проявлениях от 0,2 до 2,4.

В вулканитах кингашского комплекса в Караганской рудной зоне по данным спектральных анализов установлены содержания платины (г/т): в метакоматиитах от 0,01 до 0,2 (среднее 0,034), палладия от 0,005 до 0,08 (среднее 0,024); в метапикробазальтах платины от 0,01 до 0,02 (среднее 0,011), палладия от 0,005 до 0,01 (среднее 0,06). Повышенное содержание палладия, до 0,1 г/т, установлено по данным атомно-адсорбционного анализа в сульфидизированных (пирротин, пентландит, халькопирит) метакоматиитах по р.Караган, в устье руч.Васильевский, в верховьях р.Большое Кузье. Наиболее высокие содержания МПГ наблюдаются в сульфидизированных метакоматиитах и метапикробазальтах, имеющих повышенное количество магния, никеля, меди и золота.

По данным сцинтилляционного анализа проб из проявлений Среднекуинское, Очагинское, Куинское, Пачинское, Игильское установлено повсеместное наличие МПГ при содержаниях от 0,01 г/т до 2,3 г/т. В отдельных пробах из этих проявлений определено повышенное суммарное содержание МПГ (платина, палладий, г/т): по Куинскому – 2,04, при устойчивых содержаниях – 0,2-0,5; по Очагинскому – 1,05; по Среднекуинскому – 1,41; по Кусканакскому – 1,5. Количество зерен МПГ от единиц до 185; размер зерен платиновых минералов 3-25 мкм.

К 1998 г. на площади Кингашского РР, за пределами собственно самого Кингашского месторождения, было установлено несколько точек минерализации платины в коренном залегании; содержания МПГ в них достигают: по району р.Караган – 0,4 г/т, рек Большое и Горелое Куе – 0,1 г/т. Все они приурочены к серпентинитам по коматиитам кингашского базальт-коматиитового комплекса.

В Кусканакском проявлении сульфидных медно-никелевых руд в метакоматиитах установлено наличие МПГ от 0,1 до 1,5 г/т, в ассоциации с золотом до десятых г/т (Богнибов и др., 1995). Содержания МПГ коррелируют с концентрациями никеля, меди и золота и с магнетиальностью пород. Платиновые минералы пред-

ставлены сперрилитом, ирарситом, майченеритом, меренскинитом (Цыпуков, 1994).

В 1998-2000 гг. было проанализировано на золото и МПГ почти 600 проб коматиитов кингашского комплекса и ассоциирующих с ними пород, пород и руд из рудопроявлений и точек минерализации за пределами Кингашского месторождения. Из них в 20% установлено содержание МПГ от 0,1 до 0,7 г/т; часть содержит вековые (от 1,0 до 2,4 г/т) количества МПГ.

Золотоносные россыпи Канского ЗКП часто содержат платиновые минералы (Некос В.В. и др., 1999). Так, Н.К.Высоцкий в 1933 г. отмечал их в золотоносных россыпях рек Кан, Большая Бирюса, Адралка и Караган; в последней им указана “черная губчатая платина”. Обычно не установлен источник как золота, так и платиноидов, однако большинство россыпей находится вблизи выходов пород коматиитовой формации. В ряде россыпей Верхнеканского района (Караган, Тукша), Агульско-Тагульского и Бирюсинского районов с невыявленными коренными источниками золота (предположительно – базальт-коматиитовые формации) отмечены минералы МПГ.

Большинство находок платиновых минералов выявлено в участках развития метабазитов и метаультрабазитов базальт-коматиитового комплекса и ассоциирующих с ним метагаббровых комплексов с повышенными содержаниями меди, никеля и золота и включающими нередко в своем составе залежи сульфидных медно-никелевых руд.

В тесной пространственной и генетической связи с породами кингашского комплекса развиты рудопроявления золота и МПГ другой рудной формации – золотосульфидной с платиноидами. МПГ и золото в этих рудах на рудопроявлениях по рекам Караган, Малмын, Тукша и Малый Агул содержатся от долей до первых граммов на тонну. Золотосульфидное с МПГ оруденение устанавливается чаще в низкомагнетизальных коматиитах, пикробазальтах, базальтах и их метаморфизованных производных тремолит-актинолитовых породах и ортоамфиболитах.

Руды Кингашского месторождения комплексные; наряду с никелем и медью в них отмечаются значительные содержания кобальта, золота и платиноидов. Эти особенности руд зна-

чительно повышают его промышленную значимость [6]. На месторождении выделяются сингенетичные интерстиционно-вкрапленные руды и эпигенетические вкрапленно-прожилковые, брекчиевидные и массивные руды, а также рассеянная минерализация в дайках. В ограниченном количестве развиты вторичные окисленные и силикатные руды.

Вкрапленные руды распространены широко и представлены рассеянно-вкрапленными, густо-вкрапленными и гнездово-вкрапленными разностями, преобразованными в зонах разрывных нарушений и приконтактных частях даек в шлирово- и прожилково-вкрапленные руды. Содержание сульфидов меняется от 1 до 20%, увеличиваясь с глубиной. Вкрапленные руды месторождения представлены пирротином (до 50%), пентландитом (до 20%) с подчиненным количеством халькопирита и магнетита (до 10%). Второстепенные минералы – хромит, валлериит, виоларит, кубанит, маккинавит, ильменит, сфалерит, борнит. К редким относятся марказит, пирит, халькозин, титаномагнетит, молибденит, самородная медь и платиновые минералы.

Из эпигенетических сульфидных руд месторождения наиболее распространены массивные руды, представленные жилами мощностью от первых сантиметров (в пережимах) до 80 см (в раздувах). Текстуры руд преимущественно флюидально-полосчатые, массивные, реже пятнистые, полосчатые. Руды сложены пентландитом, халькопиритом, пирротином (главные), магнетитом, ильменитом, кубанитом, маккинавитом, валлериитом, виоларитом, пиритом, сфалеритом (второстепенные), миллеритом, ковеллином, халькозином, борнитом, молибденитом, сульфоарсенидами и арсенидами никеля и кобальта – герсдорфитом, маухеритом, никелином (редкие). Наряду с массивными рудами отмечаются и эпигенетические брекчиевидные руды, развитые в зонах тектонических нарушений. Мощность их меняется от 0,8 до 3,1 м. По текстурным признакам среди них выделяются брекчиевидно-полосчатые и брекчиевидно-пятнистые. По минеральному составу они наиболее богаты и разнообразны. Главными рудными минералами являются: пирротин (10-35%), пентландит (15-20%), халькопирит и кубанит (по 10%); второстепен-

ными – маккинавит, пирит, магнетит, борнит, ильменит, валлериит, виоларит, сфалерит; к редким относятся – титаномагнетит, гематит, халькозин, герсдорфит, маухерит, никелин, теллуриды никеля, свинца и серебра (мелонит, алтаит, гессит), самородное золото, электрум, кюстелит и минералы группы платины.

Сульфидная медно-никелевая минерализация в габброидах представлена тонко-вкрапленной, рассеянной минерализацией, составляющей не более 5-7% от общего объема пород, в редких случаях количество ее достигает 15%. Руды сложены пирротином и магнетитом, пентландит и халькопирит редки. Минерализация в ортоамфиболитах представлена рассеянной вкрапленностью пирротина, пентландита, халькопирита, ильменита, сфалерита.

Главные рудные минералы Кингашского месторождения – пирротин, пентландит, халькопирит и магнетит. Соотношения между ними меняются в зависимости от текстурных типов руд. Пирротин в рудах присутствует в виде трех модификаций – троилита (преобладает), гексагонального и реже моноклинного. Пирротин в гипогенных условиях, как правило, замещается магнетитом, валлериитом, пиритом и марказитом. Пентландит также образует несколько генераций. Ранний пентландит встречается во вкрапленных рудах в виде пламенивидных мелких выделений в составе пирротина. Пентландит-2 образует порой крупные гнезда (до 2 см в поперечнике); в гипогенных условиях часто замещается магнетитом, реже – маккинавитом или виоларитом. По данным С.М.Козырева (1996), в рудах Кингашского месторождения обнаружен кобальтпентландит (19,8% мас. Со), а также редкий медистый пентландит, содержащий до 8,3% мас. меди. К второстепенным минералам месторождения отнесены валлериит, кубанит, хромшпинелиды, пирит, марказит, маккинавит, борнит, графит, сфалерит, ильменит, молибденит, касситерит, миллерит. В некоторых типах руд содержание валлериита может достигать значительных концентраций. В слабо развитой зоне окисления месторождения к этой же группе отнесены халькозин, ковеллин, виоларит, самородная медь, различные гидрооксиды железа. К мало распространенным минералам рудного комплекса относятся теллуриды (алтаит, мелонит), вольфрамит, ильваит, гале-

нит, никелин, маухерит, герсдорфит, брейтгауптит, паркерит, самородный висмут. Минералы висмута и сурьмы обнаружены в галените среди вмещающих гнейсов экзоконтакта. Также разнообразны, но встречаются в очень мелких выделениях (не более 250 мкм) минералы благородных металлов: высокопробное золото, электрум, кюстелит, амальгама золота и серебра (с содержанием ртути до 12% мас.), аурикуприд, тетрааурикуприд, гессит и МПП.

Кингашское месторождение медно-никелевых руд с золотом и МПП по геологическому строению, условиям залегания, рудоносным породам во многом схоже с месторождениями рудного поля Камбалда в Западной Австралии, считающимися крупными по запасам и достаточно богатыми по содержанию никеля из месторождений подобного типа [9].

Технологические испытания, проведенные в институте "Типроникель" (Санкт-Петербург) по пробам из керна скважин 12, 13 и 14, показали, что медно-никелевые руды Кингашского месторождения пригодны для переработки на металлургической базе Красноярска. Разработана технологическая схема, обеспечивающая получение кондиционного медно-никелевого концентрата, сопоставимого с подобными рудами ГМК "Печенганикель"; в концентрат в высоких количествах переходят платина, палладий, серебро, золото (Козырев и др., 1996). Следует отметить и экологичность рудопереработки.

МПП, золото и серебро распространены в Кингашском месторождении повсеместно, но степень концентрации их различна. Практически все благороднометалльное оруденение приурочено к ультраосновным породам. Распределение продуктивной сульфидной минерализации и МПП сложное. Это объясняется блоковым строением месторождения и интенсивными метаморфическими процессами, что привело к перераспределению и преобразованию основных рудных и сопутствующих минералов (Корнев и др., 1997).

На стадии поисковых работ (Тарасов и др., 1994) по результатам кернового опробования скважин 1, 4 и 9 среди ультраосновных пород было выделено от 3 до 5 уровней повышенного содержания Pt и Pd мощностью 4-30 м, которые объединялись в общую пачку мощностью до 125-150 м. По скв. 4 выделено четыре платино-

носных горизонта (интервала), совпадающих с локализацией густовкрапленных сульфидных руд:

34,0-47,0 м с устойчивым содержанием платины и палладия (0,6-1,0 г/т);

79,0-98,0 м с концентрацией палладия 0,8-2,5 г/т;

120,0-134,0 м – 0,6-1,4 г/т палладия и платины;

149,0-159,0 м – 0,8-1,7 г/т палладия и платины.

В коматитах Кингашского месторождения платина коррелирует с никелем, а распределение палладия – с медью и кобальтом. Эти данные согласуются с минераграфическими исследованиями руд: палладиевые минералы ассоциируют с халькопиритом и кубанитом эпимагматических руд, а сперрилит – ведущий на месторождении минерал платины – обособляется от других минералов и характерен в основном для первично-магматических вкрапленных, пирротин-пентландитовых руд (Еханин и др., 1999; Корнев и др., 2001).

На основе оценочных работ ОАО "Красноярскгеология" в 2000-2001 гг. (данные И.Г.Резникова, А.И.Третьякова) на месторождении по распределению МПП выделяются две неравные части: северная и южная. В северной части (скв. 30-38) содержания МПП составляют от 0,04 до 7,01 г/т платины и 0,03-5,42 г/т палладия. В южной части максимальное содержание платины в групповой пробе составляет 0,7 г/т, палладия – 0,59 г/т (скв. С-19). Распределение МПП в разрезе многоуровневое (табл. 2), и их содержание увеличивается к нижним частям месторождения, что близко распределению никеля, кобальта, меди.

Геохимические особенности МПП в породах и рудах Кингашского месторождения следующие.

1. Содержание МПП, хрома, никеля и меди повышается к нижним частям разреза.

2. По изоконцентрате суммы Pt и Pd, равной 0,25 г/т, выделяется пачка в 150 м, в которой выявлено пять горизонтов мощностью 5-25 м по изоконцентрате 0,5 г/т. Максимальные содержания МПП – первые граммы на тонну.

3. Благороднометалльное оруденение в рудах установлено в количестве до первых десят-

Концентрация МПГ по скважинам Кингашского месторождения

Интервал, м	Мощность, м	Содержание, г/т		
		Pt	Pd	Pt+Pd
1	2	3	4	5
Скв. 31				
14,7-57,0	42,3	<u>0,056-0,93</u> 0,40	<u>0,11-1,15</u> 0,57	<u>0,166-2,08</u> 0,97
Скв. 32				
15,0-98,0	83,0	<u>0,23-1,83</u> 0,64	<u>0,19-1,03</u> 0,79	<u>0,42-2,86</u> 1,43
114,0-142,4	28,4	<u>0,73-7,01</u> 1,91	<u>1,01-5,42</u> 2,04	<u>1,74-12,43</u> 3,95
Скв. 33				
9,9-100,2	90,3	<u>0,048-0,36</u> 0,15	<u>0,11-2,03</u> 0,36	<u>0,158-2,39</u> 0,51
106,0-159,1	53,1	<u>0,096-0,65</u> 0,31	<u>0,16-0,98</u> 0,51	<u>0,256-1,63</u> 0,82
Скв. 35				
4,3-51,0	46,7	<u>0,10-0,22</u> 0,15	<u>0,095-0,30</u> 0,22	<u>0,195-0,52</u> 0,37
56,7-74,0	17,3	<u>0,17-0,28</u> 0,21	<u>0,26-0,38</u> 0,34	<u>0,43-0,66</u> 0,55
78,0-83,2	5,2	<u>0,17</u> 0,17	<u>0,32</u> 0,32	<u>0,49</u> 0,49
87,4-124,9	37,5	<u>0,11-0,41</u> 0,27	<u>0,27-0,77</u> 0,44	<u>0,38-1,18</u> 0,71
140,0-208,3	68,3	<u>0,14-0,54</u> 0,36	<u>0,15-0,71</u> 0,45	<u>0,29-1,25</u> 0,81
Скв. 36				
5,0-186,0	181,0	<u>0,12-1,01</u> 0,37	<u>0,19-1,09</u> 0,47	<u>0,31-2,1</u> 0,84
Скв. 38				
14,2-23,0	8,8	<u>0,053-0,11</u> 0,08	<u>0,05-0,1</u> 0,08	<u>0,013-0,21</u> 0,016
31,0-37,0	6,0	<u>0,031-0,05</u> 0,04	<u>0,026-0,044</u> 0,035	<u>0,057-0,094</u> 0,075
48,0-98,0	50,0	<u>0,033-0,55</u> 0,146	<u>0,005-0,12</u> 0,082	<u>0,038-0,67</u> 0,228
107,0-151,1	44,1	<u>0,029-0,25</u> 0,145	<u>0,029-0,33</u> 0,193	<u>0,058-0,58</u> 0,338
156,6-181,0	24,4	<u>0,047-0,31</u> 0,21	<u>0,045-0,33</u> 0,26	<u>0,09-0,64</u> 0,47

1	2	3	4	5
194,3-228,4	34,1	$\frac{0,21-0,83}{0,53}$	$\frac{0,26-0,79}{0,60}$	$\frac{0,47-1,62}{1,13}$
Скв. 44				
17,3-69,1	51,8	$\frac{0,067-1,06}{0,54}$	$\frac{0,084-1,04}{0,61}$	$\frac{0,151-2,1}{1,15}$
81,1-87,5	6,4	$\frac{0,43-0,66}{0,53}$	$\frac{0,59-0,72}{0,65}$	$\frac{1,02-1,38}{1,18}$
93,5-98,9	5,4	$\frac{0,18-0,32}{0,27}$	$\frac{0,23-0,49}{0,41}$	$\frac{0,41-0,81}{0,68}$
105,0-111,5	6,5	$\frac{0,46-0,56}{0,51}$	$\frac{0,80-0,89}{0,85}$	$\frac{1,26-1,45}{1,36}$
120,2-152,0	31,8	$\frac{0,31-0,52}{0,39}$	$\frac{0,48-1,11}{0,70}$	$\frac{0,79-1,63}{1,09}$

Примечания. 1. Данные И.Г.Резникова, А.И.Третьякова по результатам kernового опробования поисково-оценочных скважин ОАО "Красноярскгеология", 2000-2001 гг.

2. В числителе – пределы изменения, в знаменателе – среднее значение.

ков граммов на тонну для серебра, первых граммов – для платины, палладия и золота, десятых долей грамма – осмия, сотых – рутения и родия и тысячных – иридия. В среднем по месторождению МПГ распределены в соотношении: Pd : Pt : Os : Ru : Rh : Ir как 48 : 46 : 16 : 9 : 4 : 1 (рис. 3).

4. Максимум содержаний платины, осмия и иридия характерен для первично-магматических сидеронитовых медно-никелевых руд, а палладия, родия и рутения – для эпигенетических густо-вкрапленных, массивных и брекчиевидных руд.

5. Платина коррелирует преимущественно с никелем и железом, а палладий – с медью, кобальтом и серой.

6. Содержания платины, никеля и, менее контрастно, меди уменьшаются, а кобальта возрастают с северо-запада Кингашского месторождения на юго-восток.

7. Отношения Ni/Co, Cu/Co и Pd/МПГ в юго-восточном направлении по ультрабазитовой зоне уменьшаются соответственно от 33 до 17, от 18 до 6, от 0,46 до 0,17, а Ni/Cu – возрастает от 2,0 до 3,6.

8. В целом по месторождению соотношение Ni/Cu составляет (2-3):1, Ni/Co – (20-40):1, а Pt/Pd колеблется от 4:1 до 1:2, в среднем составляя 1:1.

На Кингашском месторождении обнаружено порядка 20 платиновых минералов: самородные металлы и сплавы – тетраферроплатина (?), паоловит, кабриит; интерметаллические соеди-

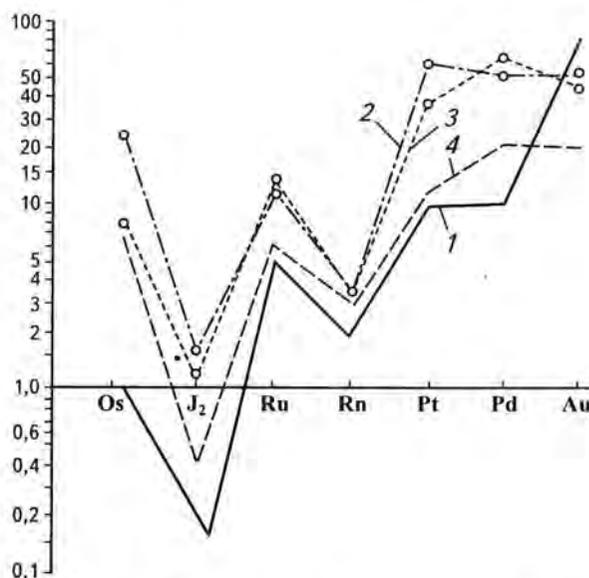


Рис. 3. Распределение платиноидов в породах Кингашского месторождения

1, 2 – коматиты соответственно высоко- и низкомagneзиальные; 3 – сульфидизированные низкомagneзиальные коматиты; 4 – амфиболитизированные габбро

нения – Pd-содержащий мелонит, мончеит, меренскиит, майченерит, котульскит, соболевскит, фрудит, стибнопалладинит, мертиит; сульфиды – эрлихманит; арсениды – сперрилит, иридарсенит; сульфоарсениды – ирарсит. Ниже приведенная их характеристика дана по материалам различных авторов, преимущественно по данным Г.И.Шведова [11] и С.М.Козырева и др. (2001), а также О.М.Глазунова и др. [2], А.Г.Еханина [5] и др.

*Тетраферроплатина (?) – PtFe.* Известна одна находка (с-14-44,7) в виде нескольких мелких зерен неправильной формы (0,005 мм) внутри пентландита. Минерал содержит повышенные концентрации меди и никеля, поэтому может оказаться ферроникельплатиной –  $Pt_2FeNi$  или туламинитом –  $Pt_2FeCu$ .

*Паоловит –  $Pd_2Sn$ .* Найдено единичное зерно с хорошо выраженными прямоугольными очертаниями и размером  $0,007 \times 0,0065$  мм (с-4-96,0) в пирротине брекчиевидных руд. Характеризуется примесью Os (до 0,14% мас.) и Ir (до 0,15% мас.). По данным С.М.Козырева, во вкрапленных рудах скважины с-12-54-102 обнаружен кабринит –  $Pd_2CuSn$ .

*Pd-содержащий мелонит –  $(Pd,Ni)Te$ .* Распространенный минерал, часто образующий сростки с другими МПГ. Г.И.Шведовым отмечен в богатых эпигенетических рудах скв. 12 (интервал 160,5 м) в ассоциации со сперрилитом и гесситом. Размеры зерен мелонита небольшие, до 0,09-0,10 мм. Форма зерен правильная, прямоугольная. По мнению С.М.Козырева, мелонит и меренскиит составляют непрерывный изоморфный ряд.

*Мончеит –  $PtTe_2$ .* Малораспространенный минерал. Обнаружен О.М.Глазуновым в скв.4 в интервале 149,0 м, а также С.М.Козыревым в технологической пробе интервалов 54,0-102,0 м скв.12. Отмечается высокая примесь висмута (16,0% мас.) и палладия (1,0% мас.).

*Меренскиит –  $PdTe_2$ .* Наиболее распространенный минерал системы Pd-Bi-Te богатых эпигенетических вкрапленных (с-12-160,75; с-13-368; с-32-122,5 и др.) и брекчиевидных руд (с-4-95,5). Зерна округлые либо эллипсоидные размером до 0,25 мм. Часто сростается с майченеритом, гесситом, алтаитом, сперрилитом, редко – с электрумом; обнаружен в сростании с

эрлихманитом, гесситом и герсдорфитом в пентландитовом агрегате в гнейсах (с-35-252,6). Имеет значительные вариации примеси Ni.

*Майченерит –  $PdBiTe$ .* Частый в богатых брекчиевидных (с-4-57,3; с-4-95,5; с-4-96,5 и др.) и во вкрапленных, прожилково-вкрапленных рудах (с-12-160,75; с-32-114,5; с-34-193,7; с-34-196,9 и др.). Размеры зерен до 0,2 мм, часты двойники. Обычно в ассоциации с меренскиитом, реже – с котульскитом, сперрилитом. Сопровождается гесситом, реже – алтаитом и электрумом. Примеси Pt (9,8% мас.), Os (0,23%), Ir (0,27%) и Ru (0,13% мас.).

*Котульскит –  $PdTe$ .* Редкие сростания с майченеритом в халькопиритовых брекчиевидных рудах (с-4-95,5). Размер 0,01 мм. Отмечена примесь висмута (38,4% мас.). Совместно с другими МПГ выделен в технологической пробе из скв. с-12-54-102 и во вкрапленных рудах скв. с-4-149.

*Соболевскит –  $PdBi$ .* Малораспространенный минерал в халькопирит-кубанитовых брекчиевидных рудах (скв. 4, интервалы 95,5; 134,0 м), (скв. 9, интервалы 55,0; 89,0 м), (скв. 34, интервалы 193,7; 196,9 м). Мелкие (0,015-0,10 мм) зерна прямоугольных очертаний в сростании с гесситом, алтаитом, майченеритом. Иногда примесь сурьмы до 7,67% мас.

*Фрудит –  $PdBi_2$*  – редкий минерал (скв. 4, глубина 96,0 м) в сростании с алтаитом, гесситом, меренскиитом и ирарситом в пирротиновых брекчиевидных рудах. Размер зерен 0,006 мм.

*Стибиопалладинит –  $Pd_5Sb_2$ .* Распространенный минерал вкрапленных (с-12-54-102) и эпигенетических богатых руд (с-9-89,0), а также в зоне окисления месторождения (к-15). Форма зерен изометричная, эллипсоидная, неправильная, размеры 0,025-0,55 мм. Часто в сростании с тетраурикупридом и аурикупридом. Обычна примесь (до 1,63% мас.) мышьяка.

*Мертиит –  $Pd_8Sb_3$ .* Редкие зерна изометричной формы размером до 0,15 мм (в канаве к-15, интервал 87,0 м). Примесь мышьяка до 3,23% мас.

*Сперрилит –  $PtAs_2$ .* Самый распространенный МПГ всех типов руд: вкрапленных, брекчиевидных и массивных. Крупные кристаллы (до 0,25 мм) обычно изометричной формы. Ранняя генерация во вкрапленных рудах в сроста-

нии с хромшпинелидами (с-13-228,4; с-14-60,5) или магнетитом (к-15-87). Поздняя генерация в ассоциации с майченеритом (с-12-160,75), меренскиитом (с-12-160,7; с-35-252,6) или в сростании халькопиритом (с-13-368), пентландитом (с-12-160,5) и др. Отмечаются сростание сперилита с редким иридарсенитом – Ir(As,S)<sub>2</sub> и повышенные содержания Os (до 0,18% мас.) и Ir (до 4,4% мас.), а также родия до 1,38% мас.

*Ирарсит* – IrAsS. Редкий в зернах с прямоугольными сечениями размерами 0,005 × 0,010 мм. Отмечен в технологической пробе из скв. с-12 (интервал 54,0-102,0 м), в брекчиевидных рудах скв. с-4 (интервал 96,0 м, в сростании с фрудитом и алтаитом). По данным С.М.Козырева, содержание Ir от 38,1 до 54,18% мас., Rh – 2,1-4,32% мас., Ru – 1,53-1,56% мас.; присутствует примесь Ni, Co, и Fe. Известен на Кусканакском рудопроявлении [18].

Кроме описанных МПГ, по данным С.М.Козырева, на месторождении имеются: эрлихманит – (Os,Ru)S<sub>2</sub> (с-35-252,6), иридарсенит – Ir(As,S)<sub>2</sub> (с-35-252,6), кабриит (с-12-54-102) и неназванные фазы – Pd<sub>2</sub>(Bi,Sb) и Pd<sub>7</sub>Sb<sub>2</sub> (технологическая проба с-12-54-102).

### Выводы

Анализируя распространенность, геологическое строение месторождений и проявлений МПГ в зеленокаменных поясах юго-западного обрамления Сибирской платформы и других регионов мира можно выделить несколько наиболее перспективных на платиноиды в описываемом регионе рудных формаций.

1. Сульфидная медно-никелевая платино-металльная связана с породами базальт-коматиитовых комплексов. Наиболее значительные перспективы платиноносности этой рудной формации имеют раннепротерозойские зеленокаменные пояса (Канский, Нагатинский, Тагульский). Для нее характерна приуроченность к интрузивам и эффузивам базальт-коматиитовых комплексов, расположенным в нижних частях разреза.

2. Малосульфидная платиносодержащая в расслоенных перидотит-пироксенит-габбровых комплексах. Наиболее перспективными являются титаносные кимбирский комплекс позднеархейского возраста и позднепротерозойские

лысанский и нижнедербинский. В их породах отмечены повышенные содержания МПГ, с ними связаны россыпные проявления золота и платиновой минерализации.

3. Имеются предпосылки выявления МПГ в золотосульфидной формации, в железистых кварцитах и черносланцевых толщах.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Богнибов В.И. Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири / В.И.Богнибов, А.П.Кривенко, А.Э.Изох и др. – Новосибирск: Наука, 1995.
2. Глазунов О.М. Кингашское сульфидное платиноидно-медно-никелевое месторождение (Восточный Саян) / О.М.Глазунов, А.В.Валетов, В.И.Богнибов и др. // Платина России. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 2000. – Т. III. – Кн.2.
3. Гровс В. Медно-никелевые сульфидные месторождения Западной Австралии // Минеральные месторождения докембрия. – Новосибирск: Мир, 1979.
4. Додин Д.А. Новая концепция расширения и комплексного освоения сырьевой базы платиновых металлов (программа “Платина России”) / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, О.А.Дюжиков и др. // Платина России. – М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1994.
5. Еханин А.Г. О геологическом строении и рудоносности Кусканакского ультрабазитового массива (Восточный Саян) / А.Г.Еханин, В.В.Некос, Г.И.Шведов // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – Красноярск: КНИИГиМС, 1998.
6. Еханин А.Г. Перспективы медно-никелевого оруденения в коматиитах зеленокаменных поясов Восточного Саяна / А.Г.Еханин, Т.Я.Корнев, А.П.Романов и др. // Проблемы геологии, рудогенеза и минерагении Сибири. – Новосибирск: СНИИ-ГиМС, 2000.
7. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. – М.: Мир, 1983.
8. Корнев Т.Я. Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения // Геология и полезные ископаемые Центральной Сибири. – Красноярск: КНИИГиМС, 1997.
9. Корнев Т.Я. Перспективы рудоносности Канского зеленокаменного пояса / Т.Я.Корнев, А.Г.Еханин, И.Г.Резников // Разведка и охрана недр. – 1997. – № 10.
10. Корнев Т.Я. О необходимости разработки программы “Платина Красноярского края” / Т.Я.Корнев, А.Г.Еханин, А.П.Романов, В.Н.Князев // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – Красноярск: КНИИГиМС, 1999.

11. Шведов Г.И. Минералы элементов платиновой группы в сульфидных медно-никелевых рудах Кингашского массива (Восточный Саян) / Г.И.Шве-

дов, Н.Д.Толстых, В.В.Некос, Л.Н.Поспелова // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 11.

*Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья (КНИИГиМС)*

*Комитет природных ресурсов по Красноярскому краю, г.Красноярск*

УДК 552.33:553.492:553.491

**О.М.Гринев**

## **МОРФОТЕКТОНИКА РИФТОГЕННЫХ СИСТЕМ И РУДОНОСНОСТЬ ФОРМАЦИЙ ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

К 50-60 годам ушедшего века накопившиеся данные по региональной геологии пояса гор Южной Сибири и прилегающих территорий Центральной Азии со всей очевидностью свидетельствовали о том, что существует целый класс сходных между собой структур, которые не вписываются в каноны классической геологии, базирующейся на учениях о платформенном и геосинклинально-складчатом (аккреционном) геодинамических режимах формирования земной коры. Данные структуры рассматривались как производные процессов отраженной, сопряженной, автономной тектономагматических активаций, ревивации, дейтероорогенеза, сибиретипной тектоники, сводово-глыбового тектогенеза, структур дива (коробления) и континентального рифтогенеза. К структурам такого типа, например, относились девонские прогибы АССО, мезозойские впадины Монголии, Забайкалья, Алдана и подобные им образования в других регионах.

По важности проблема континентального рифтогенеза получила международный статус и приоритет, многократно обсуждалась на международных форумах, отражена в целой серии монографий, среди которых в первую очередь необходимо отметить цикл работ Е.Е.Миланов-

ского [12-14], посвященных описанию рифтовых зон Земли в глобальном плане.

Осознавая крайнюю актуальность проблемы, автор предпринял комплексное сравнительное изучение ряда разновозрастных рифтогенных систем, расположенных в обрамлении Сибирской платформы, чтобы на их примере выявить и классифицировать их основные морфоструктуры, состав стратифицированных и магматических формаций, схему развития и минералогению. С единых методических позиций в этом плане были изучены раннедевонская Тувинско-Минусинско-Западносибирская, раннетриасовая Хатангско-Западносибирская и проявленная дважды в рамках одних и тех же региональных структур раннеюрско-раннемеловая Хэнтэйско-Забайкальско-Алданская рифтогенно-континентальные системы (РКС). Объективно условия для проведения подобного исследования созрели лишь к концу 80-х годов XX в. благодаря достижению достаточно глубокой генерализации данных по региональной геологии Сибири, публикации результатов о всестороннем изучении рифтовых структур, погребенных под мезозойско-кайнозойским чехлом палеозойских платформенных структур и другим рифтовым зонам Земли.

Методика исследований включала в себя проведение следующих операций и видов анализа:

составление структурно-тектонических карт регионов проявления рифтогенеза соответствующих возрастных уровней в масштабах 1:1 500 000 и 1:1 000 000, на которых отображались все составляющие рифтогенной тектоники;

структурный анализ этих карт с выявлением основных элементов строения, характера сопряженности, соподчиненности и общей геометрии рифтовых систем;

структурно-формационный анализ разрезов стратифицированных толщ и ареалов развития интрузивно-субвулканических массивов;

анализ данных по вещественному и минералого-геохимическому составу продуктов магматизма;

анализ геофизических данных по глубинному строению исследуемых регионов;

воспроизведение на полученной основе главных этапов и стадий развития РКС;

анализ материалов по минерагении составных структурных элементов рифтовых систем.

Для более детального изучения отдельных частей РКС, прослеживания структурной соподчиненности их основных элементов на мезоуровне по изложенной выше схеме проводился анализ ряда опорных районов в масштабах 1:200 000 и 1:100 000, а также серии своего рода эталонных интрузивных массивов и рудных полей в масштабах 1:50 000-1:10 000.

Первичные геологические материалы, подвергнутые анализу по приведенной методике, и первые результаты исследования, касающиеся его отдельных аспектов, изложены в ряде работ [3-7].

#### **Морфоструктуры рифтогенно-континентальных систем и их классификация**

Анализ схем структурно-тектонического строения девонского, триасового и юрско-мелового этапов развития соответствующих региональных структур, в пределах которых получили развитие исследованные РКС, показал, что их представляют следующие элементы, перечисленные в соответствии с установленной для них последовательностью заложения и формирования: система сопряженных продольных и

поперечных разломов; совокупность депрессий, выполненных вулканогенно-терригенной континентальной молассой; обрамляющие поднятия; совокупность ареалов (комплексов) интрузивно-субвулканических тел; ареалы и пояса развития дайковых тел; совокупность рудных полей месторождений полезных ископаемых; плитно-синеклизный чехол.

По масштабам развития, объему, площади распространения и структурной соподчиненности перечисленные элементы строения РКС классифицируются как структуры первого, второго, третьего, четвертого и более мелких порядков. В пределах площадей развития рифтовых систем они обладают явно структурированным пространственным расположением, в соответствии с которым и формируется внутренняя структура систем. Особенности их проявления характеризуются следующим образом.

*Система сопряженных продольных и поперечных разломов.* Во всех исследованных случаях определяющее значение в заложении и последующем развитии морфоструктур РКС имели разломы, среди которых по масштабам развития устанавливаются нарушения I-IV порядков.

Доминирующее развитие, определяющее структурный план систем, принадлежит продольным разломам, представленным либо трансрегиональными линеаментами многократной активизации, либо крупными региональными нарушениями. Они ортогонально пересекаются поперечными разломами, имеющими трансформный характер, которые по масштабам развития редко выходят за пределы рассекаемых ими региональных структур. В совокупности данные нарушения образуют своеобразный разломный каркас РКС и являются структурами первого порядка.

Оперяющие их и менее масштабные разломы, характеризующиеся примерно такой же пространственной ориентировкой, представляют собой структуры второго порядка. По масштабам развития они имеют внутрорегиональный характер или соответствуют структурно-формационным зонам регионов.

Помимо отмеченных разломов, в пределах составных частей региональных структур, подвергшихся рифтогенной тектономагматической активизации, имеется весьма значительное ко-

личество нарушений, локального характера проявления. Их структурный план заметно более разнообразен, чем у структур более высоких порядков, но те из них, которые участвуют в контроле над размещением продуктов рифтогенного тектогенеза, субсогласны по простиранию с разломами первого и второго порядков. По масштабам развития эти мелкие (продольные и поперечные) сопряженные разломы отнесены к структурам третьего и четвертого порядков.

**Совокупность депрессионных структур.** Наиболее ярко выраженной чертой в геологическом или морфотектоническом строении РКС является система разномасштабных приразломных депрессий, выполненных молассоидными вулканогенно-терригенными отложениями преимущественно континентального происхождения. Типы, конфигурация в плане, пространственная ориентировка, особенности размещения этих депрессий, а также состав и характер выполнения стратифицированными толщами определяют их синтетектонический стиль и основные элементы морфоструктуры исследованных РКС.

По масштабам и типу структур среди депрессий выделяются линейные грабены и мульды, грабенообразные прогибы и впадины и крупные прогибы. Наиболее крупные структурные формы состоят из слившихся воедино более мелких. Как правило, наиболее крупные депрессии контролируются межрегиональными зонами сочленения сопоставимых по масштабам составных структур АССО, зонами соответствующих по масштабам разломов, разграничивающих гетерогенные региональные структуры, а также узлами их пересечений.

Общая иерархия отрицательных структур рифтогенного тектогенеза определяется естественным рядом: грабен, приразломная мульда → приразломная впадина → прогиб (структуры четвертого – второго порядков). Дополнительно при анализе структурно-тектонических схем, отражающих характер размещения продуктов рифтогенного тектогенеза, была установлена еще одна существенная черта в строении РКС. Она заключается в зонально-структурированном расположении разноранговых депрессий в пределах территорий, подвергшихся рифтогенной активизации. В результате депрессии концентрируются в структурно-сопряжен-

ные совокупности их максимального сгущения, получившие название *депрессионных зон*. Эти зоны являются элементами строения первого ранга и достраивают структурный ряд отрицательных структур РКС последним звеном. В качестве разновидности депрессионной зоны выделены *фрагментарно проявленные депрессионные зоны*, характеризующиеся прерывистым по простиранию, но структурно сопряженным расположением отрицательных структур.

В соответствии с имеющимися возрастными датировками стратифицированных формаций депрессионные зоны являются структурами наиболее раннего заложения и длительного развития в пределах РКС.

В вертикальном разрезе наиболее крупных отрицательных структур депрессионных зон – прогибов, дополнительно выделены *грабеновый комплекс отложений* и несогласно перекрывающий его *комплекс отложений надрифтовых впадин*. По времени формирования разрезы этих структурных элементов для Тувинско-Минусинско-Западносибирской РКС, например, соответственно отвечают раннему и среднему-верхнему девону, а нижняя граница отложений надрифтовых впадин отбивается по положению в разрезе предживетского (эйфельского) перерыва.

**Обрамляющие поднятия.** Депрессионные зоны разделены между собой пространствами, сложенными породами дорифтового цоколя, в пределах которых почти отсутствуют рифтогенные отрицательные структуры или присутствуют лишь их мелкие формы. Анализ разрезов депрессий показывает, что при заложении РКС на фоне поднятия и расчленения рельефа этих пространств шли прогибание и заполнение депрессионных зон молассоидными отложениями, поэтому они получили наименование *обрамляющих поднятий* или “плеч и рифтов”.

В процессе тектономагматической активизации обрамляющие поднятия были расчленены на серии жестких блоков по системе новообразованных и унаследованных межблоковых зон. Границы этих блоков зачастую совпадают с контурами региональных структур АССО и слагающими их сооружениями структурно-формационных зон.

**Ареалы развития интрузивно-субвулканических пород.** Подобно вулканитам в де-

прессиях, ареалы развития магматитов данной фации являются важнейшей составной частью в структуре обрамляющих поднятий РКС и также имеют отчетливо структурированный характер пространственной локализации. Располагаются они, как правило, либо в пределах ослабленных (часто межрегиональных или межблоковых) зон обрамляющих поднятий РКС, либо в областях сочленения депрессионных зон с этими поднятиями.

Интрузивно-субвулканические образования редко представлены единичными телами, обычно это совокупность тел, группирующихся в линейные (точечные) зоны, пояса, а также ареалы и ареал-плутоны.

Весьма характерно, что вулканы депрессионных зон и интрузивно-субвулканические образования обрамляющих поднятий относительно разведены не только в пространстве, но и во времени. К примеру, формирование вулканических депрессий у Тувинско-Минусинско-Западносибирской РКС завершилось в эмском веке раннего девона, а внедрение интрузивно-субвулканических комплексов, судя по имеющимся датировкам, началось в раннем-среднем, продолжалось в среднем и закончилось в позднем девоне.

**Ареалы и пояса развития дайковых пород.** Данные образования для исследованных РКС являются производными заключительного этапа магматической деятельности и составными элементами структуры. Обычно они формируют серии типичных дайковых или дайкообразных тел, реже мелкие штоки. Однако в силу малых размеров тел и неравномерного по площади распространения они до настоящего времени остаются наименее исследованной частью систем.

Ареалы, интенсивно насыщенные дайковыми породами, сопровождают массивы интрузивно-субвулканических пород. Обычно ареалы их развития намного превышают площади выходов самих массивов. Нередко за их пределами дайки сливаются в единые пояса, хотя достаточно часто наблюдаются и пространственно автономные пояса, непосредственно не связанные с интрузивными массивами.

Количественная роль дайковых образований представляется весьма значительной. Судя по геологическому строению ряда опорных районов, они могут составлять от 10-15 до 30-50%

общего объема пород, развитых в пределах этих районов.

В соответствии с геологическими данными дайковые породы прорывают вулканогенные толщи и массивы интрузивно-субвулканических пород и являются самыми молодыми магматическими образованиями в составе РКС. Наблюдаемая возрастная иерархия разнофациальных магматитов систем соответствует последовательности: эффузивы → плутоны → дайки.

Характеризуя регионально развитые ареалы и пояса дайковых пород как результат заключительного этапа рифтогенного магматизма, следует отметить, что помимо них имеются и другие – синэффузивные дайки, а также силлы, пространственно и генетически тесно ассоциирующие с толщами эффузивных пород и являющиеся неотъемлемым элементом их строения.

**Плитно-синеклизный чехол.** Перечисленные структурные элементы исследованных рифтовых систем последовательно и сопряженно формировались на активном этапе проявления рифтинга. Впоследствии в результате прекращения проявлений эндогенной активности в пределах РКС они в той или иной мере перекрывались *плитно-синеклизным чехлом*, установленным и наиболее детально исследованным в триасовой Хатангско-Западносибирской (Сурков, Жеро, 1981) и практически отсутствующим в юрско-меловой Хэнтэйско-Забайкальско-Алданской РКС. Плитно-синеклизный чехол плащеобразно перекрывает грабенный комплекс отложений, толщи, выполняющие надрифтовые впадины, а также ложится на плечи рифтов. В вертикальном разрезе он завершает эволюционный структурный ряд: грабенный комплекс → комплекс надрифтовых впадин → плитно-синеклизный чехол. Подобная генеральная стратификация сводного и наиболее полного разреза РКС (с присущими особенностями внутреннего строения каждого из его перечисленных членов) позволяет выделить в строении РКС нижний (комплексы грабенов, надрифтовых впадин и обрамляющие поднятия) и верхний (плитно-синеклизный чехол) структурные ярусы. Данные ярусы структурно и тектонически соответствуют двум различным этапам формирования РКС.

**Совокупность рудных полей.** Существенной составной частью охарактеризованных вы-

ше элементов строения нижнего и верхнего структурных ярусов РКС являются рудные поля и связанные с ними околорудные изменения.

Для нижнего яруса в пределах рудных полей характерны точки минерализации, рудопроявления, рудные тела, связанные с ними околорудные метасоматиты и гидротермальные жильные образования, а также их совокупности. Рудные поля возникали в связи с проявлением какого-либо одного элемента рифтогенной тектоники (например, развитие сопряженной системы разрывных нарушений или формирование скарновой залежи в экзоконтакте гранитоидного плутона), но чаще в местах совокупного действия целого ряда процессов – заложения разломов, проявления магматизма, связанного с ним метаморфизма, гидротермальной деятельности и т.д.

Пространственная, генетическая или парагенетическая связь оруденения с элементами строения рифтовых систем, обладающих определенной последовательностью формирования, структурным положением и соподчиненностью, является основой для определения его структурно-тектонической позиции в рамках рифтогенно-континентального режима. По аналогии с Тувинским регионом [11] в пределах исследованных структур нижнего яруса РКС выделяются рудоносные площади следующих рангов: I – металлогенические области; II – металлогенические зоны; III – рудные районы; IV – рудные зоны и рудные узлы; V – рудные поля. В общих чертах эти элементы строения РКС соответствуют понятиям, вкладываемым в них в работах С.С.Смирнова (1962), Е.Г.Шаталова (1964), А.Д.Щеглова (1976), Д.А.Додина [8] и других авторов, но применительно к РКС.

Для верхнего яруса РКС, представленного структурно-литологическими образованиями плитно-синеклизного чехла, характеризующимися наличием месторождений флюидно-гидротермального, гидротермально-осадочного и осадочного происхождения (например, месторождений стратиформных полиметаллических или железных руд, угля, нефти, газа и т.д.), применим тот же принцип структурно-металлогенического районирования, что и для нижнего яруса, но со своими особенностями в терминологии. Обычно здесь выделяются бассейны, провинции, пояса, узлы и залежи, представленные

теми или иными типами месторождений. Структурно-тектоническое положение этих элементов определяется по их положению в стратиграфическом разрезе и приуроченности к определенным структурным формам данного яруса – антиклинальным ловушкам, надразломным зонам и т.д.

*Морфоструктура РКС.* Основу элементарного парагенезиса изученных континентальных рифтов составляет характерная триада, представленная разломом, приуроченной к нему депрессией (грабеном) и обрамляющими поднятиями (горстами или горстом), которая прослеживается в мезо- и макроструктурных масштабах (в IV-I рангах).

В самых общих чертах РКС представляют собой крупные межрегиональные морфоструктуры, достигающие по простиранию 2,5-3,0 тыс. км, при ширине от 300 до 1200 км. Главными морфоструктурами РКС являются депрессионные зоны и обрамляющие поднятия, отличающиеся противоположными по знаку движениями, проявлявшимися во время их формирования (“клавишные” структуры). Первые из них представлены структурно сгруппированными в пространстве грабенами, грабенообразными прогибами, мелкими и крупными впадинами и прогибами, форма, размеры и характер расположения которых сильно зависят от строения дорифтового субстрата (рис. 1).

Обрамляющие поднятия или “плечи” рифтов подразделяются на внешние, отличающиеся слабой тектонической активностью в период формирования РКС, и внутренние, среди которых выделены продольные и поперечные типы.

В составе каждой из систем установлено по три структурно сопряженных депрессионных зоны, характеризующихся в разной степени проявленным кулисным расположением по отношению друг к другу (см. рис. 1). В зависимости от этого признака системы классифицируются как площадная (триасовая, со слабо проявленным кулисным расположением зон), линейно-площадная (девонская, с отчетливо проявленным кулисным расположением) и линейная (юрско-меловая, с максимально проявленным кулисным расположением депрессионных зон).

Депрессионные зоны и обрамляющие их поднятия в той или иной степени перекрыты

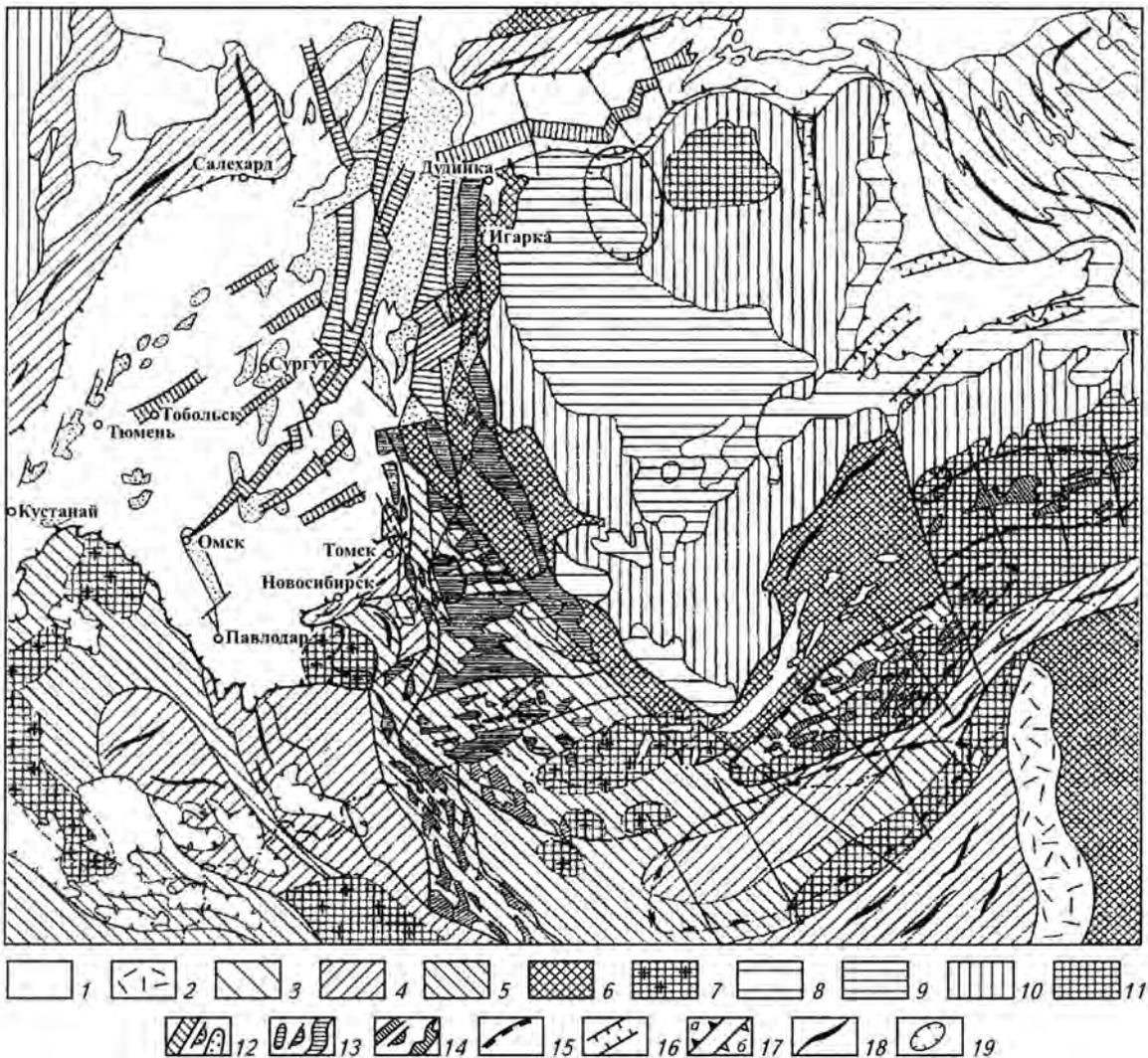


Рис. 1. Схема размещения и структуры рифтогенно-континентальных систем раннедевонского, раннетриасового и юрско-мелового возраста в обрамлении Сибирской платформы

1 – плитный и платформенно-синеклизный чехол; 2 – позднемезозойский вулканический пояс (Б. Хинган); 3–7 – области разновозрастной складчатости: 3 – киммерийской, 4 – герцинской, 5 – каледонской, 6 – байкальской (метаплатформенные области), 7 – архей-раннепротерозойские блоки фундамента, подвергшиеся наложенным складчатым деформациям и гранитизации; 8–11 – Сибирская платформа: 8 – юрские, 9 – триасовые, 10 – палеозойско-протерозойские отложения чехла, 11 – выступы архейского основания; 12–16 – депрессионные структуры рифтовых систем: грабеновые трого, грабены, приразломные впадины, впадины и прогибы девонской (12), триасовой (13), юрско-меловой (14) систем, 15 – контуры депрессионно-сегментарных зон (палеоподнятий) юрско-меловой системы, 16 – фрагменты троговых рифтовых зон (авлакогенов) фундамента Сибирской платформы; 17 – границы Западно-Сибирской плиты (а) юрско-меловых отложений Хатангского прогиба и Вилюйской синеклизы (б); 18 – направление простирания складчатых структур; 19 – контуры исследованных провинций щелочных пород

плитно-синеклидным осадочным чехлом, максимальным по площади распространения и мощности у площадной, средним – у линейно-площадной и минимальным или отсутствующим – у линейной РКС.

Закономерно-структурированный характер пространственного размещения основных мор-

фоструктурных элементов систем подтверждается наличием присущей им нестройной (не зеркальной) продольной и поперечной симметричной зональности.

Особенно отчетливо симметричная зональность, запечатленная в рисунке депрессионных зон, проявлена у триасовой РКС, основной аре-

ной проявления которой явился палеозойский фундамент Западно-Сибирской плиты (ЗСП). Следует отметить, что черты грубой структурной симметрии западной и восточной половин ЗСП в значительной степени обусловлены ее структурно-тектонической позицией – расположением между двумя древнейшими платформами Северной Евразии, от которых она отделена на западе Уральской складчатой системой, а на востоке – Турухано-Норильской складчатой зоной и Енисейским кряжем. Также грубо симметрично расположены разновозрастные структуры в дорифтовом фундаменте плиты и этими же особенностями характеризуется рисунок расположения депрессионных зон триасовой РКС, в плане напоминающий гигантскую букву “Ж” (см. рис. 1).

Основа нелинейной симметрии триасовой РКС заключается в наличии трех протяженных депрессионных зон – восточной, осевой и западной, и в их близком к зеркальному пространственном расположении с плоскостью симметрии, проходящей через осевую зону (Колтогорско-Уренгойской грабен-рифт).

Элементы превалирующей симметрии стали еще более очевидными, когда были дополнены фрагментарно проявленными депрессион-

ными зонами, представляющими собой своего рода недоразвитые продолжения основных грабен-рифтов системы. Фронтальные части этих зон обнажены в южном обрамлении ЗСП (Казахстане, Алтае-Саянской складчатой области, Енисейском кряже) в виде совокупности дайковых поясов, вулканоплутонических морфоструктур центрального типа и систем сопряженных разломов [5, 9].

Учитывая важность возможных следствий из наблюдаемых элементов симметричного строения триасовой РКС, автор предпринял попытку подобного структурного анализа и для двух других исследованных рифтогенных систем, отличающихся от триасовой временем заложения и структурно-тектоническим положением. Одна из этих систем пространственно частично сопряжена, а другая автономна по отношению к триасовой РКС. Результаты этого изучения отражены на рис. 2. Кратко они могут быть прокомментированы следующим образом. Все три системы обнаруживают превалирующие черты сходства в строении, выраженные в наличии в каждой из них трех депрессионных зон и соподчиненном их расположении. В совокупности системы образуют своеобразный структурный ряд, в составе ареально-полосовой

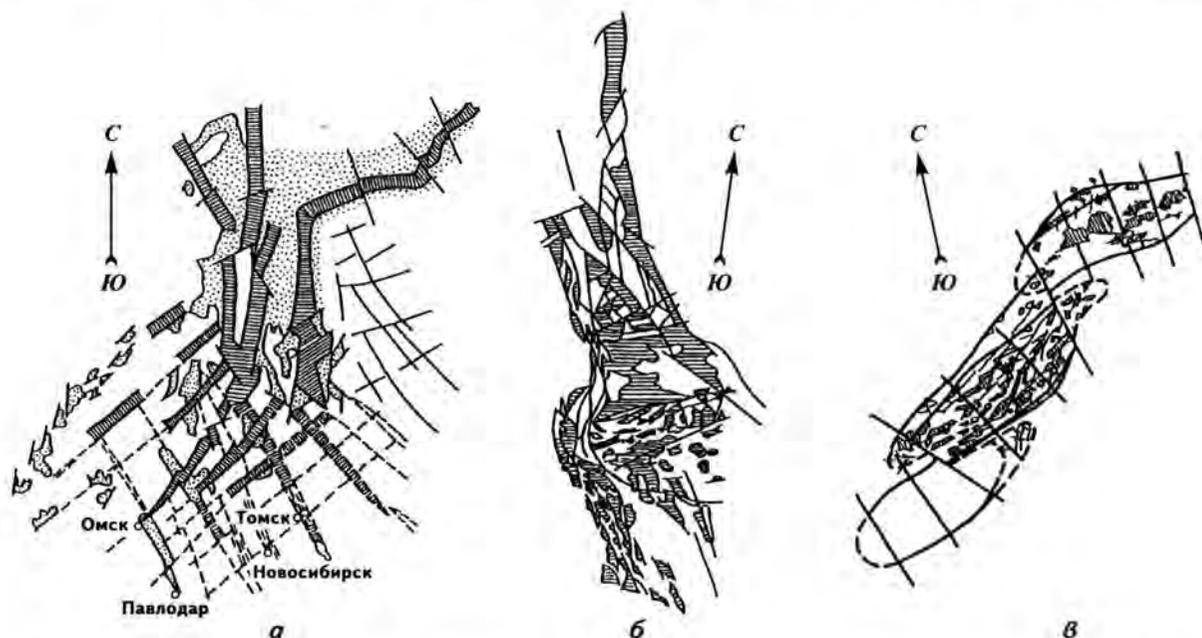


Рис. 2. Схема расположения и морфоструктуры депрессионных зон рифтогенно-континентальных систем: а – триасовая Хантайско-Западносибирская РКС; б – девонская Тувинско-Минусинско-Западносибирская РКС, в – юрская и меловая Хантайско-Забайкальско-Алданская РКС

(раннетриасовая Хатангско-Западносибирская РКС), полосовой (раннедевонская Тувинско-Минусинско-Западносибирская РКС) и линейно-полосовой (юрско-меловая Хэнтэйско-Забайкальско-Алданская РКС) трансрегиональных структур. Как можно видеть, в каждой из систем проявлена характерная ("тройная") делимость литосферы, обеспечивающая симметричность расположения их приразломных депрессионных зон в виде в разной степени суженной и растянутой по простиранию буквы "Ж". Таким образом, факт наличия нелинейной симметрии, первоначально установленный у раннетриасовой РКС, получил подтверждение в структуре еще двух рифтогенных систем и, следовательно, может рассматриваться в ранге важной закономерности их строения.

#### **Основные закономерности развития рифтогенно-континентальных систем**

Синтез обширных материалов по структурно-геологическим особенностям систем, составу и размещению их стратифицированных, интрузивно-субвулканических, дайковых и рудных (металлических и неметаллических) формаций показывает, что все они являются достаточно строго структурированными и закономерно развивающимися трансрегиональными элементами строения континентальной земной коры. Это позволило установить одну из важнейших закономерностей проявления рифтогенного режима – схему развития РКС, являющуюся единой для всех систем. Эта схема включает активный (дейтероорогенный) и пассивный (плитно-синеклизный) этапы, разделенные на ряд последовательно сменяющих друг друга стадий (или фаз) (табл. 1).

На дейтероорогенном этапе сводово-глыбового тектогенеза под действием "прилива" эндогенных сил и в активном взаимодействии с экзогенными факторами формируется протяженная горная страна, "скелетом" которой является приведенный в соответствующем разделе настоящей работы структурный парагенезис, проявленный на мегауровне закономерно структурированным сочетанием депрессионных зон и обрамляющих их поднятий. Не менее закономерным является состав вулканогенно-терригенных, интрузивно-субвулканических, дайковых и производных от них рудных форма-

ций, а также и характер их пространственно-временной приуроченности к морфоструктурам определенного типа.

Плитно-синеклизный, или постдейтероорогенный, этап развития РКС отличается от предыдущего постепенным сокращением объема подкорových аномально разогретых мантийных астенолитов, угасанием их энергетики и сменой массообмена с флюидно-магматического, на активном этапе, на флюидно-гидротермальный. Это сопровождалось параллельной сменой знака положительных вертикальных движений на отрицательные в пределах всего контура развития структур РКС, с особо интенсивным их проявлением в пределах осевых депрессионных зон систем.

Постепенно эти процессы приводили к формированию надрифтовых осадочных бассейнов озерно-болотного и озерно-морского типов, накоплению в них терригенно-осадочных толщ плитно-синеклизного чехла и, как результат, к частичному или полному захоронению сглаженного и преобразованного дейтероорогенного рельефа.

Следует отметить, что у юрско-меловой РКС после завершения юрского этапа активного развития практически не проявился плитно-синеклизный этап. В пределах площадей развития ее структур после некоторого периода тектонического затишья вновь проявился, но уже более мощный меловой этап активного развития системы. И лишь в кайнозойе в пределах ее хэнтэйского сегмента, расположенного в юго-восточной Монголии, началось формирование плитно-синеклизного чехла.

Опираясь на установленные закономерности, автор попытался количественно оценить наиболее важные структурно-тектонические параметры проявления исследованных рифтогенных систем (см. табл. 1).

Анализ таблицы показывает, что при всей условности количественной оценки индикаторных признаков РКС выстраиваются в единый уже известный нам структурный ряд: раннетриасовая, раннедевонская и юрско-меловая системы. Состав магматитов в этом ряду явно коррелирует со структурно-тектоническими характеристиками изученных зон. Важнейшее значение при этом имеют степень разрыва литосферы, амплитуда вертикальных и горизонтальных

Схема развития и количественная оценка основных структурно-тектонических параметров проявления рифтогенно-континентальных систем

Этап	Фаза развития и оцениваемые признаки проявления рифтов	Время проявления и количественная оценка признаков			
		ХЗС	ТМЗС	ХЗА	
		(T <sub>1</sub> )	(D <sub>1</sub> )	(T <sub>3</sub> -J <sub>1</sub> )	(J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> )
1	2	3	4	5	6
Дейтеро-орогенный	<b>I фаза. Формирование обширной пенепленезированной поверхности</b>	C-P	S-D	T <sub>3</sub>	J <sub>3</sub>
	Площадь развития рифтовых систем	0	o	•	•
	<b>II фаза. Сводовое поднятие, заложение осевого трога, рифтогенный вулканизм</b>	T <sub>1</sub>	D <sub>1</sub>	T <sub>3</sub> -J <sub>1</sub>	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub>
	Развитие системы продольных разломов	0	o	•	•
	Горообразовательные движения	•	o	0	0
	Интенсивность формирования и ширина трогов	0	o	•	•
	Разрыв сплошности литосферы и коры	0	o	•	•
	Интенсивность вулканизма	0	o	•	•
	Площадь развития ареалов эффузивных пород и их мощность	0	o	•	•
	<b>III фаза. Образование “плеч” рифтов и синрифтовый интрузивный магматизм</b>	T <sub>1-2</sub>	D <sub>1-2</sub>	J <sub>1-2</sub>	K <sub>1-2</sub>
	<i>Обрамляющие поднятия</i>				
	Горообразовательные движения	•	o	0	0
	Размеры плутонов и площадь ареалов их развития	•	o	0	0
	Интенсивность базит-гипербазитового магматизма	0	•	•	•
	Интенсивность габброидного магматизма	0	0		
	Интенсивность гранитоидного магматизма	•	o	0	0
	Интенсивность эрозионных процессов	•	o	0	0
	Масштабы развития системы поперечных разломов	0	o	•	•
	<i>Депрессионные зоны</i>	T <sub>2</sub>	D <sub>2</sub>	J <sub>2</sub>	
	Мощность молассоидных терригенно-осадочных толщ	0	o	•	
	Площадь развития депрессий	0	o	•	
	Интенсивность приразломных складчатых дислокаций	•	o	0	0
	<b>IV фаза. Дайковый магматизм и затухание режима</b>	T <sub>2-3</sub>	D <sub>2-3</sub>	J <sub>2-3</sub>	K <sub>2-3</sub>
<i>Обрамляющие поднятия</i>					
Восходящие движения “плеч” рифтов	•	o	0	0	
Распространенность дайковых пород, протяженность поясов и площадь ареалов их развития	0	0	•	•	
Эрозия и структурные преобразования рифтов	•	•	•		

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5	6
Дейтеро-орогенный	<i>Надрифтовые впадины и прогибы депрессионных зон</i>	T <sub>3</sub>	D <sub>3</sub>	J <sub>3</sub>	
	Дифференцированные нисходящие движения притроговых долин	O	o	•	
	Накопления терригенно-осадочных толщ	O	o	•	
	Образование широких осадочных бассейнов	O	o	•	
	Накопление озерно-болотных или мелководно-морских терригенно-осадочных толщ	O	o	•	
	Горизонтальные движения, пликвативная тектоника	•	o	O	
Плотно-синеклизный	<b>V фаза. Образование плитно-синеклизного чехла</b>	J-K	C-P	K	KZ
	Накопление мощных осадочно-морских толщ	O	o		
	Соляная тектоника	O			
	Эрозия обнаженных поднятых сегментов	•	o	O	O

*Примечание.* ХЗС – Хатангско-Западносибирская система; ТМЗС – Тувинско-Минусинско-Западносибирская система; ХЗА – Хэнтэйско-Забайкальско-Алданская система; O – максимально-проявленный признак; o – ограниченно проявленный признак; • – минимально проявленный признак.

движений, объем изверженных горных пород, а также динамика подъема мантийных плюмов. В свою очередь, степень разрыва сплошности литосферы, особенно верхней части коры, в значительной степени зависит от изначальной эндогенной энергетики процесса и согласных или дискордантных взаимоотношений формирующихся рифтогенных структур со структурами дорифтового фундамента.

При анализе схемы развития РКС необходимо иметь в виду, что во время проявления третьей фазы рифтогенного режима образование “плеч” рифтов и синрифтовый интрузивный магматизм вначале заметно опережали, а лишь затем происходили параллельно с формированием нижней части разреза комплекса отложений надрифтовых впадин и прогибов. То же самое касается и четвертой фазы развития рифтогенного режима, но в менее контрастном варианте.

Очень интересные закономерности по скорости формирования РСК вскрываются при попытке оценить временные рамки проявления исследованных рифтогенных режимов. По началу времени проявления они приурочены к ранним отделам соответствующих периодов

геологической истории Земли. Продолжительность проявления начальной фазы их активного этапа развития, например, охватывающего ранний и частично средний отделы, примерно составляет (млн лет): у раннетриасовой системы 17; раннедевонской 34; раннеюрской 50; раннемеловой 46. По продолжительности этот период времени ближе всего соответствует циклу Штилле (40-45 млн лет). Но важнее другое. Из временных рамок всего активного этапа примерно треть приходится на формирование свода, депрессионных зон и процессы вулканизма, а две другие трети – на внедрение интрузивно-субвулканических и дайковых комплексов обрамляющих поднятий. И самое главное – временные рамки проявления рифтогенных режимов коррелируют с установленным автором структурным рядом: раннетриасовая, раннедевонская, юрско-меловая РКС. При этом получается так, что наиболее масштабная раннетриасовая рифтогенная система с максимальным расколом коры сформировалась за наиболее короткий промежуток времени и, наоборот, наименее масштабная юрско-меловая система возникла в течение наиболее продолжительного времени. То есть даже такая грубая прикидка

временных координат дает возможность сравнительно оценить энергетику, динамику и кинетику рифтогенного тектогенеза, что само по себе является очень важным фактом.

Проведенные исследования, на наш взгляд, вносят определенную ясность в формирующиеся представления о характере проявления континентального рифтогенеза и позволяют сравнить его со значительно более полно охарактеризованными и своего рода канонизированными геодинамическими режимами основ классической геологии. Тем не менее они требуют обсуждения и проверки со стороны специалистов. Однако уже сейчас можно утверждать, что охарактеризованные параметры проявления РКС и порождающего их режима являются надежной основой для идентификации подобных структур, в том числе и погребенных под пострифтовым осадочным чехлом, в других регионах, а также для металлогенических построений и прогнозных оценок обширных территорий Сибири.

#### **Минерагения рифтогенно-континентальных систем**

**Сравнительная минерагения рифтогенных формаций.** Отсутствие детального анализа строения континентальных рифтов, результатами которого должны были бы явиться парагенезис структур в их пространственно-временной иерархии и схема развития рифтовых систем, до настоящего времени препятствовали созданию логически законченной минерагенической характеристики континентальных рифтов. Кроме того, контрастность строения и состава формаций дейтероорогенного и плитно-синеклизного ярусов РКС долгое время являлась основанием к невозможности их объединения и рассмотрения в качестве производных хотя и разных этапов развития, но единого геодинамического режима.

После проведенного сравнительного структурно-тектонического исследования трех конкретных и масштабных РКС Сибири была создана реальная основа для разработки схемы их минерагении. Теоретической основой для этой схемы послужила флюидодинамическая концепция [20].

Согласно данной концепции, формирование рудных и углеводородных месторождений происходит по принципиально единой схеме.

Общая направленность генерационных процессов при этом отражена в этапах мобилизации вещества исходных горных пород и переходе части их составов в природные расплавы и растворы, перемещении (миграции) и аккумуляции этих расплавов и растворов посредством ступенчатого, пульсационного концентрирования.

В верхней части земной коры флюидодинамические системы реализуются в форме двух групп региональных геологических структур: рудно-магматических систем [8, 9] и осадочных нефтегазородных бассейнов [20]. Для рудообразования, в традиционном его понимании, преобладают эндогенные энергетические силы и эндогенное вещество при подчиненной роли мобилизованного; для нефтегазообразования энергия остается глубинной, а вещество главным образом является биосферным. Очаги нефтегазогенерации представляют собой погруженные части обогащенных органическим веществом отложений, попавших в зоны нефте- и газообразования с температурой 100°C и более.

Данная концепция может быть удачно проиллюстрирована приведенной выше схемой рифтогенного тектогенеза, которая включает в себя два основных этапа – собственно рифтогенный (активный) и плитно-синеклизный (пассивный). Нетрудно видеть, что первому из этих этапов соответствуют рудно-магматические, а второму – осадочные нефтегазородные очаги генерации полезных ископаемых.

В 1998-1999 гг. автор предпринял первую попытку очертить полный круг осадочных, магматических и рудных формаций, по возрасту и структурному положению отвечающих этапам и стадиям проявления исследуемых рифтогенных активизаций. В качестве основы в этой работе была использована классификация рудоносных и рудных формаций [1], которая характеризует девонский этап развития АССО. Достаточно высокая степень изученности рудогенных образований данного этапа в регионе вполне оправданно позволяет использовать его в качестве сравнительно надежного, датированного по времени эталона.

В результате предпринятого синтеза структурно-тектонической основы РКС, схема металлогении девонского этапа АССО, а также триасовой и юрско-меловой активизаций соответ-

ствующих регионов в подавляющем большинстве случаев органично соединились в единую табличную конструкцию, в которой рудные формации девонской РКС нашли своих аналогов в соответствующих структурах триасовой и юрско-меловой систем. Это явилось одним из важнейших доказательств принципиальной верности проведенных сопоставлений (табл. 2).

Обобщенное металлогеническое "лицо" активного этапа развития РКС согласно проведенным исследованиям представлено месторождениями Fe, Ti, Al, Mn, Mo, W, Sn, Cr, Ni, Co, Cu, полиметаллов РЗЭ, U, Th, Ag, Au и МПГ. Они являются результатом длительного полистадийного развития рудно-магматических систем, отличительной чертой которых является повышенная (до аномальной) флюидонасыщенность восстановительного (мантийного) характера. Зарождение и развитие этих систем реализовывались в обстановке трансрегионального растяжения и преобладающей эндогенной активности.

Четкие пространственно-временные и вещественные связи составных компонентов РКС (начиная от трансрегионально проявленных самих систем и кончая внутренней структурой отдельных ареалов магматических комплексов и связанных с ними рудно-магматических узлов) позволяют с высокой степенью достоверности прогнозировать наличие того или иного типа оруденения в пределах различных, в том числе слабоизученных, частей систем.

На пассивном этапе развития рифтов, в случае его достаточно масштабного проявления, разогретые потоки мантийных флюидо-гидротермальных систем восстановительного характера поднимались к поверхности Земли в основном по той же совокупности каналов, что и на активном этапе, но уже преодолевали на своем пути накопившиеся и накапливающиеся осадочно-биогенные толщи и интенсивно растворяющую и окисляющую их водную среду. Тем самым создавались благоприятные обстановки для пышного расцвета разнообразных форм биоты (бактериальных, растительных и др.), массово перерабатывавших повышенные флюидопотоки и способствовавших накоплению соответствующих отложений. В конечном итоге совокупность процессов мантийной дефлюидации, приповерхностного биогенеза, седиментогенеза, литификации и метаморфизма пород

плитно-синеклизного чехла приводили к формированию закономерного набора месторождений полезных ископаемых. Ведущее значение среди них имеют уголь, нефть, газ, оолитовые железные руды, каменные соли, золото, серебро, платиноиды (цехштейновый тип), уран, минеральные воды и ряд других полезных ископаемых.

**Золото-платиноносность рифтогенных рудоносных формаций.** Актуальность данного направления заметно возрастала по мере осознания рифтогенной природы таких уникальных объектов мирового значения, как Бушвельдский комплекс, Великая дайка, Таймыро-Норильская группа и ряд других крупных месторождений [4, 8, 9].

Систематизация опубликованных и полученных автором данных по золото-платиноносности рудных формаций исследуемых систем и их аналогам из других регионов показала, что их истинное металлогеническое значение в отношении благородных металлов до конца еще не раскрыто. Тем не менее и на данной стадии изученности очевидно, что благородные металлы имеют почти сквозной характер в рядах рудных рифтогенных формаций, в которых формируют как комплексное, так и собственное оруденение (Гринев, 1999).

Отмечая близкий к сквозному характер распределения благороднометалльного оруденения рудных формаций РКС, следует отметить наличие определенной специализации на эти металлы, наблюдающейся у каждой из систем. Так, ограниченно распространенным является серебряное и золото-серебряное оруденение, в основном присущее Хэнтэйско-Забайкальско-Алданской РКС. В рамках данной системы значимое платинометалльное оруденение известно лишь в Алданской сегментарной зоне (Инаглинский и Кондерский массивы). Наиболее распространенным является золотое оруденение. Оно в большей степени, чем все остальные, имеет сквозной характер. Среднее положение между ними по распространенности имеет золото-платиноидное оруденение, присущее главным образом Тувинско-Минусинско-Западносибирской и Хатангско-Западносибирской системам. Собственно платиноидное оруденение наиболее выражено у последней системы и по распределению близко к золото-серебряному. И, наконец, достаточно редким типом является

Парагенезис рудных формаций рифтогенно-континентальных систем и их золото-платиноносность

Этап и фаза развития РКС		Генетический ряд рудных формаций		Время проявления формаций				Благородное-талльное оруденение
1	Ассоциация рудоносных формаций	Ассоциация рудных формаций	Рудоносная структура, район, месторождение, рудопроявление и их минералогия	ХЗС	ТМЗС	ХЗА		
				T <sub>1</sub>	D <sub>1</sub>	J <sub>1</sub>	K <sub>1</sub>	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Активный, или собственно рифтогенный тип	<b>1 фаза. Формирование обширной неплененизированной поверхности</b>	Рудная формация кор выветривания		C-P	S-D <sub>1</sub>	T <sub>3</sub>	J <sub>3</sub>	
	Бурожелезняковая-мартитовая	Линейные зоны окисления гематит-магнетитовых руд	Восточный Саян – Краснокаменская гряда; Горная Шория – Казское, Сухаринское	+	+	+	+	⊗⊕
	Гетит-гидрогетит-лимонитовая	Линейные зоны окисления барит-флюоритовых руд	Тува-Ултай – Чозская гряда		+		+	+
	Силикатно-никелевая	Коры выветривания гипербазитовых массивов	Салаир-Белнинское, Тягун – Таловское		+	+	+	⊕
	Оксидно-марганцевая (псиломелан-вандатовая, псиломелан-пирролюзитовая)	Линейные зоны окисления Mn-руд и повышено Mn-пород	Енисейский кряж – Мазульское, Караульная горка, Порожинское	+	+			+
	Бокситовая (D <sub>1</sub> )	Первичные и пересотложенные коры выветривания в карстах	Салаирская гряда; Енисейский кряж – Татарское, Ивановское	+	+			⊗
	Фосфоритовая	Коры выветривания фосфоритовых формаций (карстовый и другие типы)	Кузнецкий Алатау – Тамалыкское, Телекское; Енисейский кряж – Редкое II, Верхнекиргитейское	+	+			⊗⊕
	Магнетитовая	Линейные зоны дезинтеграции апогипербазитовых серпентинитов	Тува – Хопсекское, Шагонарское		+			+
	Каолиновая (каолин и каолиновые глины)	Коры выветривания на гранитных и метаморфических породах	Енисейский кряж – Бельское, Покровское, Черновское; Кузнецкий Алатау	+	+			
	<b>2 фаза. Сводное поднятие, заложение осевого трога и грабеновых депрессий, рифтогенный вулканизм</b>	Вулканогенная и вулканогенно-осадочная рудные формации депрессионных структур		T <sub>1-2</sub>	D <sub>1-2</sub>	J <sub>1-2</sub>	K <sub>1</sub>	
Красноцветная терригенная молассовая (D <sub>1</sub> )	Медистых конгломератов и песчаников и меденосных лав	Западная Тува – Хонделенское; Минусинский прогиб – Казановское, Тустуджуйское, Ворошиловское и др	+	+	+	+	⊗⊕	
Терригенно-карбонатная (D <sub>1</sub> )	Бокситовая	Салаир		+			⊗	

Эффузивная базальт-трахитовая, трахитобазальтовая, базальт-андезит-дацит-риолитовая, базальт-риолитовая (D1)  Щелочно-ультраосновная, щелочно-базальтовая и щелочно-салическая (Na и K) вулканогенные формации  Зоны березитизации и других изменений в вулканитах базальт-липаритовой формации в ареалах палеовулканов           Пестроцветная терригенно-андезит-липаритовая полиформационная, трапповая	Антраксолитовых базальтов Радиогеохимически специализированных вулканитов	Минусинский прогиб Минусинский прогиб; U,Th, Zr, Nb, Be, Y	+	+	+	+	⊗	
	Нефелиноносных или псевдолейцитиноносных лав	Назаровская впадина; Кузнецкий Алатау – з.Сокол		+	+	+	+	
	Барит-гематит-сидеритовая, жильная	Минусинский прогиб, Назаровская впадина		+	+	+	+	
	Барит-стронционитовая, редкоземельная, апатитовая, редкометаллическая	Западно-Забайкальская провинция; Sr, Ba, PЗЭ, P, Fe		+		+	+	
	Медно-редкометаллическая пятиэлементная	Юго-восток Горного Алтая – Аютинское и др.	+	+	+	++	⊗ ⊕	
	Золото-полиметаллическая	Западная Тува, Забайкалье, Алдан; Таймыр, Горный Алтай	+	+	+	+	⊗ ⊕ •	
	Золоторудная	Алтай, Тува; Забайкалье, Алдан		+	+	+	⊗	
	Золото-сурьмяно-вольфрам-ртутный ряд	Таймыр; Забайкалье – Балейское Au-Ag рудное; Итаткинское (Au-Sb); Солнечное (Sb) и др.	+			+	⊗ •	
	Флюоритовая	Забайкалье, Таймыр	+			+	+	
	Фтор-молибден-урановая	Вулкано-тектонические структуры Забайкалья, Монголии; Восточный Саян	+	+		+	⊗	
	Редкометаллическая кварцевожильная	Забайкалье; Mo, W ± Au				+	+	⊗
	Железорудная кремнисто-гематитовая вулканогенно-осадочная	Горный Алтай – Коргонско-Кумирская гряда; Тунгусская провинция	+	+			+	
	Агальматолитовая	Тува – Сарыханское			+		+	
	Гематитовая осадочная (D <sub>2</sub> )	Горный Алтай – Калгутинское					+	
Железорудная сидеритовая вулканогенно-осадочная (?), осадочная	Западная Сибирь, Забайкалье	+			+	+		
Марганцевая	Горный Алтай – Прозрачное, Северо-Холзунское и др.	+	+			+		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Активный, или собственно рифтогенный тип	<p><b>III фаза. Оформление "плеч" рифтов, синрифтовый интрузивно-субвулканический магматизм.</b>  <i>Эрозия "плеч" рифтов, начало накопления толщ надрифтовых впадин</i></p> <p><b>"Обрамляющие поднятия"</b></p> <p>Дифференцированных ультрабазит-базитовых (трапповых) интрузивов</p> <p>Дифференцированных базитовых интрузивов</p> <p>Габбро-сиенитовых, сиенитовых интрузивов</p> <p>Ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов; (Маймеча-Котуйская, Алданская и другие щелочные провинции)</p> <p>Основных, щелочных пород и карбонатитов Na и K специализаций (щелочные провинции ТМЗС и ХЗА РКС)</p>	Магматическая и магматически-метасоматическая рудные формации		T <sub>1,2</sub>	D <sub>1,2</sub>	J <sub>1,2</sub>	K <sub>1</sub>		
		Сульфидные норильского типа	МПП, Cu, Ni, Co (Au, Ag, As)	+				⊗ • ⊕	
		Окисно-малосульфидные	Норильский и Таймырский районы – МПП, Fe, Cr	+				⊗ ⊕	
		Скарновые	Там же – Pt-малосульфидные	+				⊗ ⊕	
		Графитовые	Там же – Pt-Fe-металлы	+				⊕	
		Магматогенные титаномагнетитовые с сульфидами	Горный Алтай, Харловский интрузив – Ti, V, Fe	+	+			+	
		Осадочно-гидротермальные, диатремные (Si, Pb, Zn, Cu, B, Sr), скарновые	Тунгусский и Ангаро-Илимский районы; магнетитовые, сульфидно-магнетитовые руды	+				⊗	
		Магматогенные апатит-титаномагнетитовые, магматического замещения	Кузнецкий Алатау – Таксылынский, Ю-3 Забайкалье – Ошурковский массивы				+	+	+
		Комплексное магматогенное оруденение ультраосновных пород	Маймеча-Котуйская и Алданские провинции; Титаномагнетитовое оруденение со специализацией на Cr, V, Mn ± МПП	+				+	⊗ ⊕
		Комплексное магматогенное оруденение щелочных пород	Глиноземно-редкометалльно-радиоактивно-благороднометалльные	+				+	⊗ ⊕
Комплексное магматогенно-метасоматическое оруденение карбонатитов	Редкометалльно-редкоземельно-радиоактивное, апатит-магнетитовое ± благородные металлы	+				+	⊗ ⊕		
Контактово-реакционное скарновое	Флогопит-apatит-ильменитовое ± благородные металлы	+				+	⊗		
Комплексное магматогенное оруденение основных пород	Титаномагнетит-ильменит-apatитовое с сульфидами ± МПП, Au, Ag	+	+			+	• ⊗ ⊕		
Комплексное магматогенное оруденение щелочных пород	Глиноземно-редкоземельно-радиоактивно-благороднометалльное	+	+			+	• ⊗ ⊕		

Средних (салических), щелочных пород и карбонатитов К-специализации (Алданский щит, Монголия)	Комплексное магматогенно-метасоматическое оруденение карбонатитов	Апатит-магнетитовое, стронций-бариевое, ± сульфиды	+	+	+	+	•	
	Контактово-реакционное скарновое	Апатит-магнетитовое, сульфидное ± МПП		+			⊗	
	Комплексное магматогенное оруденение биотитовых пироксенитов	Титаномагнетит-apatит-сульфидное ± МПП	+	+	+	+	⊕	
	Комплексное магматогенное оруденение щелочных пород	Калийное сырьё: редкометалльно-редкоземельно-радиоактивное оруденение ± благородные металлы	+	+	+	+	• ⊗	
	Комплексное магматогенно-метасоматическое оруденение карбонатитов	Редкометалльно-редкоземельно-радиоактивное с повышенными содержаниями Au и Ag	+			+	• ⊗ ⊕	
	Контактово-реакционное скарновое	Редкоземельно-редкометалльное, сульфидное, золотосульфидное				+	• ⊗	
	Контактово-метаморфическое экзоконтактовых ареолов	Сульфидное, золотосульфидное				+	• ⊗	
	Редкоземельно-редкометалльное, редкоземельно-радиоактивное, золоторудное, медно-порфировое оруденение ± МПП	Восточный Саян, Восточная Тува, Кузнецкий Алатау – Богатырское; Алдан – Куронах, Лебединское, Рябиновое и др.	+	+	+	+	⊗ ⊕	
	Скарновая и гидротермально-метасоматическая рудные формации, связанные с гранитоидами							
	Щелочно-сиенитовая ± нефелиновые сиениты (апосиенитовые метасоматиты; кварц-сульфидное, штокверковое, прожилково-вкрапленное оруденение)	Полиметаллическая скарновая аллохтонная	С-В. Тува – Скарновое; Алдан – 2.Мурун		+	+		⊗
Железорудная магнетитовая (авто- и аллохтонная), иногда кобальтсодержащая		Кузнецкий Алатау – Тейское; Горная Шория – Кондомская группа; Восточный Саян – Краснокаменная группа; Горный Алтай – Инское, Белорецкое		+			⊗	
Железорудная магнетитовая (апатитсодержащая) автохтонная		Горный Алтай – Холзунское		+			+	
Гранит, граносиенит-сиенитовые интрузивы (контактово-метасоматические преобразования в экзо-контактах интрузивов) (D <sub>2</sub> )	Пегматитовые, грейзеновые, гидротермальные рудные формации с устойчивой связью с гранитоидными комплексами							
	Гидротермальный метаморфизм кремнисто-осадочных руд в зонах влияния гранитных интрузивов (D <sub>1,2</sub> )	Медно-порфировая	С-В. Тува – Кизи – Хемское, Аксугское и др.		+		⊗ ⊕	
Габбро-диорит-гранодиоритовых интрузивов (D <sub>1,2</sub> ; J <sub>1,2</sub> )	Зоны грейзенизации, серицитизации и окварцевания; кварцевозильные, рудных жил	Месторождения Mo, W, редких металлов; золоторудное, золотополиметаллическое – Забайкалье, Становой блок, Тува, Алтай		+	+	+	⊗	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Активный, или собственно рифтогенный тип	Габбро-диорит-гранодиоритовых интрузивов (D <sub>1-2</sub> ; J <sub>1-2</sub> )	Молибден-порфировая штокверковая	Кузнецкий Алатау – Ипчульское, Агаскырское; Восточный Саян – Улуч-Кадых-Осское, Забайкалье		+	+		⊗ ⊕	
	Гранит-граносиенитовых интрузивов (D <sub>1-3</sub> ; J <sub>1-3</sub> ; T <sub>1</sub> )	Комплексное редкометалльное оруденение Восточного Саяна	Месторождения магнетита, Мо, Мо-W ± PЗЭ ± Pb-Zn, Cu, Mo	+	+	+		+	
	Гранит-лекогранитовых интрузивов (D <sub>1-2</sub> ; J <sub>1-2</sub> ; J <sub>1-3</sub> )	Шеелитовая апогранитовая	Восточный Саян – Улуг-Алымское			+	+		+
		Редкометалльно-штокверково-грейзеновая	С-В. Тува, Восточный Саян, Забайкалье, Тува; W, Mo, Nb, ± Pb, Zn, Cu, Au			+	+		⊗
		Грейзеновая кварц-касситеритовая, кварц-вольфрамитовая, кварц-молибденитовая, редкометалльная ± Pb-Zn- и Au-оруденение	Забайкалье, Даурская зона; Тува, Восточный Саян			+	+		⊗
		Березитовая, кварцево-жильная золоторудная	Тува, Забайкалье			+	+		⊗
		Формация мобилизат-плутонов (J <sub>2-3</sub> )	Редкометалльные и камнецветные грейзены, гидротермальные жилы и пегматиты. Шерловогорско-Спокойнинско-Ималкинская и Борщевочная зоны Забайкалья	Оловоносные пегматиты и кварцевые жилы, кварц-флюоритовые жилы, воробьевит, аквамарин, топаз, морион, полихромный турмалин				+	
	Комплекс щелочных гранитов и сиенитов (D <sub>2</sub> ; J <sub>2</sub> )	Флюоритовая редкометалльно-редкоземельно-радиоактивная жильная и метасоматическая	Месторождения и рудопроявления редкометалльных жил и альбититов. Восточный Саян, Тува, Забайкалье и Монголия		+	+	+	+	+
	<b>Депрессионные зоны</b>	Осадочно-рудноносные формации, возникшие при участии эксгалацион-но-гидротермальных процессов			T <sub>2-3</sub>	D <sub>2-3</sub>	J <sub>2-3</sub>	K <sub>1-2</sub>	
	Группа пестроцветных континентальных моласоидных формаций: вулканогенно-терригенная; известково-алеurit-песчаниковая; туффитовая и др.	Бокситовая	Салаир – Обуховское, Бердско-Майское, Октябрьское и другие месторождения				+		+
Стратиформные месторождения сидерита гидротермально-метасоматические (?)		Забайкалье, Северо-Аргунская впадина, месторождение Березовское и др.					+	+	
Железорудная кремнисто-гематитовая		Ю-В Горного Алтая – Калгутинское				+		+	
Медистых песчаников		Минусинский прогиб – Печищенское и др., Центральная Тува			+	+		+	



1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Активный, или собственно рифтогенный тип	Депрессионная зона Ряд формаций от прибрежно-морских, озерно-болотных до моласоидных и сероцветных континентальных	Гидротермально-осадочная и осадочная рудные формации		T <sub>3</sub>	D <sub>3</sub>	J <sub>3</sub>	K <sub>2</sub>		
		Флюоритовая (ратовкитовая)	Минусинский прогиб – Журское и др.		+			+	
Пассивный этап	V фаза. Образование плитно-синеклизного чехла  Сероцветные озерно-континентальные терригенно-осадочные формации  Группа континентальных аллювиальных, озерно-болотных, прибрежно-морских и морских формаций Западной Сибири	Редкометалльно-фосфатная с битуминоидами, уранорудная	Группа проявлений Минусинского, Тувинского и других прогибов		+	+	+	+	
		Цеолитовая	Минусинский прогиб		+			+	
		Каменноугольная	Минусинский прогиб и др.	+	+	+	+	+	
		Нефтегазопроявлений	"-	+	+	+	+	+	
		Осадочная рудная формация		J-K	C <sub>2</sub> -K	K	KZ		
		Бентонитовая (C <sub>2</sub> )	Минусинский прогиб		+			+	
		Каменноугольная (C <sub>2</sub> -P)	Минусинский бассейн – Черногорское, Изыхское; Кузбасс, Ю. Якутия, Забайкалье		+	+		⊗	
		Каменноугольная (J <sub>1,2</sub> )	Улуг-Хемский бассейн; месторождения Кузбасса		+	+		⊕	
		Буроугольная (J <sub>2,3</sub> )	Канско-Ачинский бассейн		+	+	+	⊗⊕	
		Железородная сидерит-бурожелезняковая (J <sub>3</sub> )	"-		+	+	+	⊗⊕	
		Бокситоносная, каолиновых глин (K <sub>1</sub> )	Прибортовые части ЗСП	+				+	
		Битуминозная нефтепроизводящая	ЗСП	+				⊗⊕	
Буроугольная (J <sub>2,3</sub> )	ЗСП и ее прибортовые части	+				⊕			
Нефтегазоносная (J-K)	ЗСП, Хатангский прогиб	+				⊗⊕			
Железородная сидерит-бурожелезняковая (K <sub>2</sub> )	ЗСП	+		+	+	⊗⊕			
Циркон-ильменитовых россыпей	Прибортовые части ЗСП, группа Забайкальских впадин	+			+	+			

Примечание. ХЗС – Хатангско-Западносибирская; ТМЗС – Тувинско-Минусинско-Западносибирская; ХЗА – Хэнтэйско-Забайкальско-Алданская рифтогенно-континентальные системы; ЗСП – Западно-Сибирская плита; • – серебро, ⊗ – золото, ⊕ – платиноиды, + – (в сводной колонке) признаки благороднометалльного оруденения проявлены, тип не определен.

оруденение, включающее в себя серебро, золото и платиноиды, которое в основном характерно для нефелиновых пород Тувинско-Минусинско-Западносибирской системы (см. табл. 2).

Особого внимания заслуживают данные по так называемым нетрадиционным типам золото-платиноидной минерализации. В первую очередь речь идет о комплексах щелочных пород и образований типа цехштейн.

В этом отношении следует подчеркнуть, что если для АССО наличие благородных металлов в щелочных породах явление нетрадиционное, то для месторождений Крипл-Крик (США), Ыллымахского вулканоплутона Алданского щита (Шнай, Орлова, 1977) и других щелочных провинций мира, это уже непреложный факт. В рамках разработанной автором схемы минерагении данные месторождения формировались на активном этапе развития соответствующих структур.

В том случае, когда речь идет о рифтогенных металлизированных и углеродистых осадках – цехштейнах, формировавшихся на пассивном этапе развития рифтов, нетрадиционность их еще более проблематична. Так, в месторождениях медистых песчаников Люблин (Польша), локализованных в красноцветных отложениях цехштейна, в битуминозном прослое, мощностью в несколько сантиметров, установлены аномальные содержания Au – 3000 г/т, Pt – 340 и Pd – 1000 (Полуаршинов, Константинов, 1994). Комплексная рудоносность подобных отложений в рифтовых структурах Западной Европы, в основном отработанных, давно уже история. Более того, золото-платинометалльные месторождения подобного типа в последнее десятилетие обнаружены в Китае, Индии, Вьетнаме и ряде других стран, где рассматриваются в составе так называемых черносланцевых формаций.

В свете этих данных не кажутся удивительными сообщения о высоких (до промышленных) концентрациях благородных, редких, радиоактивных и других металлов в битумоидах, нефти, нефтепроизводящих породах, углях и рассольных водах различных районов России и мира [8, 9, 22], в том числе и для Западно-Сибирской плиты и ее обрамления (Шор и др., 1999).

Установленные в процессе настоящего исследования стратиграфические уровни накопления часто металлизированных “черносланцевых

толщ” в составе рифтогенных стратифицированных формаций и их вполне определенное структурное положение в пределах исследованных РКС позволяют и в Сибири прогнозировать открытие золото-платинометалльных месторождений цехштейнового типа.

В завершение данного раздела, в подтверждение мысли о не до конца раскрытом истинном “лице” исследованных РКС в отношении золото-платиноносности, необходимо отметить следующее. В АССО еще каких-то 10-15 лет назад в металлогенических схемах золотоносность девонского этапа развития либо не значилась вообще, либо серьезно оспаривалась. В настоящее время это положение изменилось в корне. Согласно ряду сообщений в девонских структурах Тувы [11], Горного Алтая (Гусев, 2001; Монид, Гусев, Данилов, 2001), Кузнецкого Алатау (Широких, Акимцев и др., 2001) выявлен целый ряд месторождений нескольких новых для региона формационных типов – золотопорфировый, золото-мышьяк-ртутный (тип Карлин) и др.

### Выводы

1. Отсутствие фактурно обоснованной модели проявления континентального рифтогенеза для регионов Сибири приводило к тому, что на протяжении нескольких десятилетий за пределами системного анализа геологов оставался целый класс широко развитых структур со специфическим строением, историей формирования и минерагенией. Без наличия подобной, пусть даже дискуссионной модели невозможно корректно проводить картирование территорий, прогноз и поиски весьма широкого спектра месторождений полезных ископаемых.

2. Предложенная модель континентального рифтогенеза, разработанная на основе анализа обширных геологических данных по трем конкретным РКС обрамления Сибирской платформы, способна изменить существовавшую донныне ситуацию. Несмотря на то, что ей необходимо еще получить оценку специалистов и пройти проверку временем, уже сегодня она может служить рабочим инструментом, позволяющим закрыть существенный пробел в области систематизации данных по одному из ведущих процессов преобразования зрелой континентальной коры.

3. Одним из ярких примеров возможностей предложенной модели является органичное соединение ею данных по минерагении активного и пассивного этапов развития континентально-рифтогенного режима, которые как нельзя лучше совпали с положениями современной флюидодинамической концепции рудогенеза. Модель позволила в рамках единой схемы структурно-тектонического развития трансрегиональных РКС обрамления Сибирской платформы органично систематизировать обширнейший минерагенический материал и установить ряд закономерных связей между тектоно-, магмо- и рудогенезом обширных территорий Сибири, которые ранее ускользали от внимания исследователей.

4. Заслуживают внимания систематизированные данные по уже выявленной и потенциальной золото-платиноносности рудоносных формаций РКС. В представленном в работе виде они отчетливо свидетельствуют о специализации целого ряда этих формаций на сопутствующее и собственное благороднометалльное оруденение. Кроме того, наличие в составе триасовой и юрско-меловой РКС таких уникальных и крупных месторождений благородных металлов, как Таймыро-Норильская группа, Лебединское, Куронахское, Балейское, Дарсунское и другие и их вполне закономерное структурно-тектоническое положение, позволяют прогнозировать открытие их аналогов и в связи с девонским рифтогенезом в АССО. Весьма перспективным является также выявление руд цехштейнового типа.

5. Предпринятое сравнительное изучение трех трансрегиональных РКС и разработка модели их формирования позволяют в значительной степени решить застаревшую проблему структурно-тектонического положения щелочного магматизма в Сибири. Несомненно интересными являются также данные по золото-платиноносности щелочных пород трех изученных опорных районов РКС – Маймеча-Котуйской, Кузнецко-Алатаусской и Западно-Алданской щелочных провинций, которые заставляют совершенно по-новому относиться к минерагеническому потенциалу щелочного магматизма [6-9].

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых* Т.7. Алтай-Саянский и Забайкало-Амурский регионы, Кн. 1. Алтай, Саяны, Енисейский край / Ред. П.С.Матросов, Г.Н.Шапошников. – Л.: Недра, 1988.
2. *Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири*. Т.1. Геологическое строение / Ред. А.В.Каныгин, В.Г.Свиридов. – Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999.
3. *Гринев О.М.* Эволюция щелочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау: Автореф. дис.... к. г.-м. н. – Томск, 1990.
4. *Гринев О.М.* Особенности структурно-тектонической позиции и эволюции магматизма Маймеча-Котуйской провинции и Хатангского палеорифта / О.М.Гринев, Г.Г.Лопатин, М.М.Гончаров // Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. – Томск: НТЛ, 1997.
5. *Гринев О.М.* Сравнительная характеристика морфотектоники рифтогенных систем обрамления Сибирской платформы // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. – Томск: ТПУ, 1998.
6. *Гринев О.М.* Структурно-формационный анализ Томского рудного района как основа прогнозно-поисковых работ на золото и платину / О.М.Гринев, Н.М.Поздняков, В.В.Туров // Структурный анализ в геологических исследованиях. Материалы междунар. семинара. – Томск: ЦНТИ, 1999.
7. *Гринев О.М.* Особенности морфотектоники, магморудогенезиса и золото-платиноносности рифтогенных систем обрамления Сибирской платформы // Структурный анализ в геологических исследованиях. Материалы междунар. семинара. – Томск: ЦНТИ, 1999.
8. *Додин Д.А.* Металлогения Таймыро-Норильского региона. – СПб.: Наука, 2002.
9. *Додин Д.А.* ПлатинOMETалльные месторождения России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, Б.А.Яцкевич. – СПб.: Наука, 2000.
10. *Заика-Новацкий В.С.* Структурный анализ и основы структурной геологии / В.С.Заика-Новацкий, А.Н.Казаков. – К.: Выща шк. Головное изд-во, 1989.
11. *Зайков В.В.* Рудные формации Тувы / В.В.Зайков, В.И.Лебедев, В.Г.Тюлькин. – Новосибирск, 1981.
12. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. – М.: Недра, 1976.
13. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). – М.: Недра, 1983.
14. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. – М.: Недра, 1987.
15. *Покровский Б.Г.* Роль вмещающих пород в формировании щелочно-габброидных интрузий севера Кузнецкого Алатау по изотопным данным /

Б.Г.Покровский, В.В.Врублевский, О.М.Гринев // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1991. – № 8.

16. *Покровский Б.Г.* Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы / Б.Г.Покровский, Е.Д.Андреева, В.В.Врублевский, О.М.Гринев // Петрология. – 1998. – Т. 6. – № 3.

17. *Покровский Б.Г.* Коровая контаминация мантйных магм по данным изотопной геохимии. – М.: Наука, 2000.

18. *Родыгин А.И.* Признаки направления смещения при деформации сдвига. – Томск: Томский ун-т, 1991.

19. *Родыгин А.И.* Методы стрейн-анализа. – Томск: Томский ун-т, 1996.

20. *Соколов Б.А.* Флюидодинамическая концепция формирования месторождений полезных ископаемых (металлических и углеводородных) / Б.А.Соколов, В.И.Старостин // Смирновский сборник – 1997. – М.: ВИНТИ, 1997.

21. *Сурков В.С.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты / В.С.Сурков, О.Г.Жеро. – М.: Недра, 1981.

22. *Торикова М.В.* Редкие металлы в нефтях, ископаемых углях, продуктах их переработки и минерализованных водах / М.В.Торикова, Ю.А.Кудимов, П.В.Тимофеев // Разведка и охрана недр. – 1996. – № 8.

*Томский государственный университет, г.Томск*

УДК 553.411.491

**Г.В.Поляков, А.П.Кривенко**

## **СОВРЕМЕННЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ПЛАТИНОНОСНОСТИ ЮЖНО-СИБИРСКОГО РЕГИОНА И ПУТИ ИХ РЕАЛИЗАЦИИ\***

Сибирская платиноносная мегапровинция, включающая Сибирскую платформу и ее южное складчатое обрамление, является главенствующей на территории России. Это обусловлено в основном ресурсами металлов платиновой группы (МПГ) Норильского района, расположенного на северо-западе платформы и обладающего уникальными запасами платиноидов в сульфидных медно-никелевых месторождениях. Замкнутость платинодобывающей промышленности страны преимущественно на ресурсы Норильского комплекса, т.е. на сульфидный платинометалльно-медно-никелевый вид оруденения – явление уникальное, ибо в мировом производстве МПГ на этот тип месторождений в 1995 г. приходился в общей сложности 31%. Это сопряжено с определенными сложностями в платинометалльной отрасли России в насто-

ящее время и, особенно, в более отдаленной перспективе. Прежде всего, это ставит в прямую зависимость получение МПГ от производства основных металлов данного типа месторождений, к которым относятся медь и никель, характеризующиеся большой нестабильностью мировых цен. В последнее время наблюдается очевидная дестабилизация цен и на МПГ, причем весьма неравномерная для различных металлов этой группы. Кроме того, интенсивная, почти сорокалетняя разработка Норильских месторождений вполне естественно привела к тому, что в настоящее время богатые руды, залегающие на относительно небольшой глубине, в значительной степени отработаны. По примерным оценкам, в связи с интенсивной отработкой богатых руд и отсутствием существенного прироста запасов, находящиеся в насто-

\* Работа выполнена при финансовой поддержке программы “Платина России”; проекта “Ведущие научные школы” НШ-1573. 2003.5 и проекта 6.2. СО РАН.

ящее время на балансе сплошные (богатые) руды обеспечат рентабельную работу Норильского комбината еще в течение 25 лет [12].

В такой ситуации все с большей остротой ощущается необходимость обеспечения платинометалльной отрасли страны другими видами месторождений МПГ, размещающихся в разных платиноносных районах. В Сибирской мегапровинции это Южно-Сибирский регион, охватывающий южное складчатое обрамление Сибирской платформы, перспективы которого в последние годы резко возросли, благодаря целенаправленному изучению его платиноносности геологическими организациями Сибири, Москвы и Санкт-Петербурга, в первую очередь в рамках программы "Платина России". Этими исследованиями в Южно-Сибирском регионе

обнаружены различные виды платинометалльных рудопроявлений (рисунок), включая высокопродуктивные типы. Новые данные и оценки по этим рудопроявлениям приводятся в ряде статей настоящего сборника (О.М.Глазунов и др., А.И.Глотов и др., Н.Д.Толстых и др. и т.д.). В данной статье подводятся некоторые итоги исследований различных типов рудопроявлений МПГ в Южно-Сибирском регионе на сегодня и обсуждаются наиболее актуальные задачи их дальнейшего изучения.

Обзор, вероятно, следует начать с традиционного для Сибири сульфидного типа рудопроявлений МПГ. В последние годы появились данные, свидетельствующие о наличии в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы сульфидных медно-никелевых и суще-

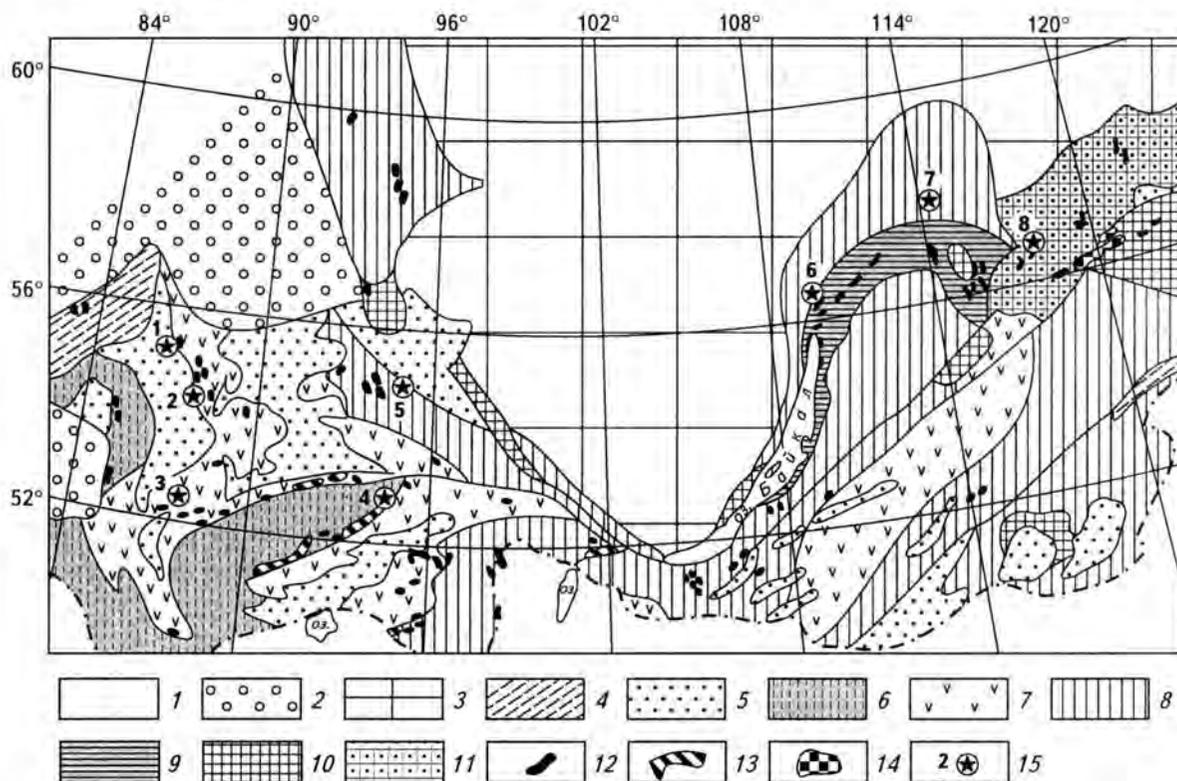


Схема размещения различных типов коренных платинометалльных проявлений в складчатых структурах юга Сибири

1 – четвертичные отложения; 2 – мезо-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 3 – чехол Сибирской платформы; 4–11 складчатые комплексы: 4 – герцинский, 5 – среднепалеозойские и мезозойские комплексы межгорных прогибов, 6 – каледонский, 7 – салаирский, 8 – протерозойский, 9 – протерозойский эвгеосинклинальный Байкало-Муйской зоны, 10 – архейско-нижнепротерозойский, 11 – архейский; 12 – ультрабазит-базитовые массивы; 13 – альпийно-типовые гипербазиты; 14 – габбро-анортозитовые массивы; 15 – коренные платинометалльные рудопроявления: 1–3 – Кузнецкого Алатау (1 – Кайгадатское, 2 – Среднетерсинское, 3 – Сеглебирское), 4 – Западного Саяна (Калнинское), 5 – Восточного Саяна (Кингашское), 6 – Северного Прибайкалья (Иоко-Довыренское), 7 – Северного Забайкалья (Сухой Лог), 8 – Восточного Забайкалья (Чинейское)

ственно никелевых месторождений с сопутствующей минерализацией МПГ, связанных с высокомагнезиальными ультраосновными и основными комплексами магматических пород. Представителем этого вида рудопроявлений является прежде всего Кингашское сульфидное платиноидно-медно-никелевое месторождение Канского зеленокаменного пояса в Восточном Саяне, разносторонне охарактеризованное в многочисленных работах [2, 4, 5, 14, 15, 38 и др.]

В настоящее время получены положительные оценки этого месторождения как промышленного объекта по меди, никелю и благородным металлам, включая МПГ. *В его рудах установлены повышенные концентрации всех МПГ, промышленные содержания достигаются для платины и палладия, соотношения которых близки к 1:1 при очень незначительном преобладании платины.* По данным И.Г.Резникова, В.А.Прохоровой и С.М.Козырева (2001), в групповых пробах сульфидных руд месторождения содержания платины колеблются от 0,04 до 7,01 г/т, а палладия от 0,03 до 5,42 г/т. Суммарные ресурсы категории  $P_3$  платины и палладия по месторождению в целом составляют 93,2 и 22,8 т при среднем их содержании соответственно 0,3 и 0,54 г/т. Технологические испытания руд Кингашского месторождения, проведенные в АО "Гипроникель" [17], показали хорошую их обогатимость как по цветным, так и благородным металлам, особенно высокие результаты получены по платине. Таким образом, Кингашское месторождение рассматривается сейчас как весьма перспективный промышленный объект не только по цветным, но и платиновым металлам.

Сравнительное изучение рудоносных гипербазитов Кингашского месторождения и близких по возрасту ультрабазит-базитовых комплексов Канского зеленокаменного пояса в целом позволили ряду исследователей [23, 37] отнести эту ассоциацию к коматитит-базальтовым сериям древних складчатых поясов, продуктивных в отношении сульфидных платино-металльно-медно-никелевых месторождений. Признаки такой минерализации выявлены в ряде сегментов Канского зеленокаменного пояса: Кингашском, Кирельском, Малотагульском и Кахтарминском рудных районах [23]. Имеются указания на наличие платиноносных высоко-

магнезиальных ультрабазит-базитовых комплексов в Бирюсинском выступе докембрия Восточного Саяна [26]. Эти и другие данные [31] по платиноносности древних метаморфических поясов Восточного Саяна существенно повышают перспективы на рудопроявления МПГ этого обширного региона, обосновывая открытие на юге Сибири новой платинометалльной провинции и диктуя необходимость интенсификации исследований такого направления на юге Сибири.

Другим представителем месторождений сульфидных МПГ-содержащих руд в Южно-Сибирском регионе является Чинейское месторождение, расположенное в Западном Забайкалье и приуроченное к одноименному пироксенит-анортозит-габбровому массиву (см. рисунок). Характеристики геологического строения, состава и рудоносности Чинейского массива приведены в ряде публикаций [7, 18, 33]. Условия образования МПГ-содержащих сульфидных руд Чинейского месторождения посвящена одна из статей настоящего сборника (Н.Д.Толстых и др.). Сульфидные руды этого месторождения в основном тяготеют к контактам габброидов с вмещающими терригенными породами удоканской серии. В настоящее время разведан только участок ручья Рудный, расположенный в восточной части массива, в пределах которого ресурсы руд по категории  $P_3$  оцениваются в 570 млн т при среднем содержании  $Cu - 0,7\%$ ,  $Ni - 0,1\%$ ,  $Co - 0,015\%$ ,  $Pt - 0,15$  г/т,  $Pd - 0,4$ ,  $Au - 0,06$ ,  $Ag - 3,0$  г/т [27, 36]. Судя по этим цифрам, ресурсы категории  $P_3$  для меди на участке составляют 4 млн т, а платиновых металлов – более 300 т. На других участках Чинейского массива прогнозные ресурсы меди по категории  $P_3$  оцениваются в 8 млн т, а МПГ – более 900 т.

В пределах Удоканского прогиба проявления сульфидных руд чинейского типа выявлены и в других габброидных массивах, в том числе в Верхне-Сакуканском, Луктурском и Эбкаганском. Прогнозные ресурсы меди во всех 18 рудопроявлениях этого района оцениваются в 24 млн т [27]. Если соотношения МПГ и меди в них аналогичны Чинейским, то прогнозные ресурсы МПГ в этом районе могут быть оценены в 1800 т. *Таким образом, сульфидные проявления Чинейского и других массивов в районе*

**Удоканского прогиба представляют собой крупную сырьевую базу, в том числе и металлов платиновой группы (Pd, Pt).**

Весьма важным для расширения ресурсов МПГ и особенно платины в Сибири следует считать выявление, изучение и оценку на ее территории и прежде всего в южных складчатых областях платинометалльных месторождений, связанных с дифференцированными ультрабазит-базитовыми и ультраосновными массивами. Исследованиями последнего десятилетия, выполненными по программе "Платина России", в Южно-Сибирском регионе выявлено большое число ультрабазит-базитовых plutонов, перспективных для обнаружения в них различных видов платинометалльного оруденения, а иногда несущие и прямые признаки его проявления [3, 6, 21, 33, 35]. Среди них имеются расчлененные массивы, сопровождающиеся платинометалльным оруденением малосульфидного типа, широко используемым в мировом производстве МПГ. К числу таких объектов относится Июко-Довыренский массив в Северном Прибайкалье (см. рисунок), в котором установлены промышленные концентрации платины и палладия [10, 16, 19, 20 и др.].

Среди платиноносных дифференцированных ультрабазит-базитовых plutонов Южно-Сибирского региона недавно обнаружены перидотит-пироксенит-габбровые массивы концентрически-зонального строения с проявлениями платинометалльного оруденения урало-алаякского типа [34]. В этом отношении весьма интересным представляется Кузнецкий Алатау, в салаирских структурах которого в многочисленных аллювиальных россыпях систематически встречается платина. Минералогические исследования показали, что платина Кузнецкого Алатау по особенностям состава сопоставима с ферроплатиновой ассоциацией, связанной с массивами уральско-алаякского типа [6, 33]. Недавно в северной части Кузнецкого Алатау, в Кельбесском золотоносном районе выявлен коренной источник ферроплатиновой ассоциации. Им оказался Кайгадатский ультрабазит-базитовый массив (см. рисунок), сложенный магнезиальными низкотитанистыми габбро и габбро-норитами, с линзообразными обособлениями оливиновых клинопироксенитов и верлитов [34]. Петрографические и петрохимические

особенности Кайгадатского массива позволяют сопоставить его с интрузивами платиноносной дунит-клинопироксенит-габбровой формацией Урала. В ручьях, размывающих породы Кайгадатского массива, шлиховым опробыванием выявлена изоферроплатина, в том числе содержащая повышенные количества иридия (до 3,75%) или родия (до 2,9%), а также многочисленные зерна сперрилита [34]. Аналогом Кайгадатского массива в Горной Шории является ультрабазит-базитовый массив г. Сеглебир (см. рисунок). В аллювии р. Каура, размывающей этот массив, установлено присутствие ферроплатиновой ассоциации минералов [33].

В Кузнецкоалатауском регионе заслуживает внимание также Среднетерсинский массив, в ультраосновных породах которого обнаружена своеобразная платиновая и палладиевая минерализация [6, 35]. Учитывая многочисленные находки платинометалльной минерализации в Кузнецком Алатау, этот район следует считать перспективным на обнаружение коренного платинометалльного оруденения в широко развитых здесь ультрабазит-базитовых комплексах.

Чрезвычайно интересные данные получены в последнее время по платинометалльному оруденению, связанному с гипербазитами. В хромитовых рудах, находящихся в альпинотипных гипербазитах Южной Сибири недавно обнаружено платино-палладиевое оруденение [25, 32]. Известно, что все хромитовые месторождения подформного типа содержат МПГ, причем они выделены в самостоятельный альпийский тип платиносодержащей хромитовой формации [11, 13]. В большинстве случаев в таких хромитовых рудах преобладают тугоплавкие платиноиды (Os, Ir, Ru), что согласуется с представлением о реститовой природе вмещающих гипербазитов. Вместе с тем иногда в хромитовых рудах среди МПГ преобладают платина и палладий, концентрация которых нередко достигает промышленных значений. В Южно-Сибирском регионе платино-хромитовое оруденение такого типа наиболее детально изучено в Калининском гипербазитовом массиве, входящем в состав Куртушибинского офиолитового пояса в Западном Саяне (см. рисунок). *Содержание МПГ во вкрапленных хромитовых рудах этого массива достигает 3 г/т с преобладанием платины и повышенным содержанием пал-*

**ладия.** Для платинометалльного оруденения характерны многостадийность, низкотемпературные, вероятно, гидротермальные условия образования, весьма разнообразная минерализация с преобладанием соединений Pt-Fe-Cu-Ni, Pt-As, Pd-Sb и Pd-Cu-Sb.

Существенно платиновая минерализация в хромитовых рудах альпинотипных гипербазитов выявлена и в некоторых других районах Южной Сибири, в частности в Оспинско-Китойском массиве Восточного Саяна [32] и в Туве [1]. Обзор мировой литературы показал, что платино-палладиевое оруденение обнаружено в хромитовых рудах многих стран, в частности в Великобритании [41, 44], Норвегии [43], Испании [42], Канаде [40], Австралии [45], на Филиппинах [39], в Албании, Новой Зеландии и Египте [13]. На Урале признаки такого оруденения установлены в массивах Крака и Рай-Из [13]. В таблице приведены максимальные содержания МПГ в хромитовых рудах такого типа

из месторождений различных стран. Обращает на себя внимание доминирующая в них роль платины, однако в некоторых случаях преобладающим среди платиноидов является палладий. Имеющийся материал позволяет в составе альпийского типа платиносодержащей хромитовой формации [11, 13], выделить (наряду с Os-Ir-Ru) Pt-Pd подтип, который безусловно имеет промышленное значение.

Существенное место среди нетрадиционных видов платинометалльного оруденения в складчатых областях юга Сибири занимают золотоносные с сопутствующими МПГ углеродистые черносланцевые формации. К ним относится широко известное месторождение Сухой Лог, как один из главных и наиболее типичных представителей рудопроявлений этого типа (см. рисунок). При разработке этой сложной и чрезвычайно важной в металлогеническом отношении проблемы необходимо было решить круг первоочередных задач, направленных на

Содержание металлов платиновой группы (в г/т) в хромитовых рудах различных офиолитовых комплексов мира

Комплекс, массив	Pd	Pt	Rh	Ru	Ir	Os	Сумма
Шетланд, о.Unst, карьер Cliff [44]	35,0	28,0	1,5	4,4	3,2	1,2	73,3
	30,0	22,0	1,5	3,1	2,5	1,4	60,5
	9,9	9,3	0,48	1,3	0,9	0,5	22,38
	7,3	5,8	0,33	0,97	0,6	0,37	15,37
Норвегия, офиолитовый комплекс Leka [43]	46,0	25,7	1,3	5,7	3,2	—	81,9
	2,7	4,6	0,21	0,06	0,41	0,36	8,34
	1,6	2,4	0,15	0,37	0,24	0,18	4,94
Испания, гипербазитовый массив Cabo Ortegal [42]	1,2	1,8	0,15	0,06	0,22	0,34	3,77
	4,0	7,0	1,0	0,6	—	—	12,6
Канада, Квебек, район рудника Thetford [40]	0,04	2,6	0,15	0,72	0,37	0,32	4,2
	0,69	1,9	0,28	0,13	0,04	0,03	3,07
Филиппины, офиолитовый комплекс Zambales* [39]	8,35	5,96	0,76	1,1	0,55	—	16,72
	1,8	1,42	0,13	0,5	0,19	—	4,04
Восточный Саян, Оспинско-Китойский массив [32]	0,05	1,03	0,02	0,73	0,34	1,18	3,34
	0,06	1,03	0,02	0,52	0,33	1,01	2,96
	0,89	1,24	0,02	0,21	0,20	0,24	2,79
Западный Саян, Куртушибинский офиолитовый пояс, Калнинский массив	0,86	1,95	0,03	0,11	0,06	0,04	3,05
	0,11	0,93	0,08	0,29	0,23	0,10	1,74

\*В числителе – максимальные содержания, в знаменателе – среднее по девяти анализам.

выяснение возраста, площадей распространения и закономерностей размещения платиноносных черносланцевых формаций на территории Восточной Сибири, форм нахождения МПГ в черных сланцах и оценку общего потенциала платиноносности черносланцевых формаций этого обширного региона. Решение этих задач осуществлялось в течение последних лет в рамках комплексного проекта по оценке платиноносности месторождения Сухой Лог с участием ряда сибирских и московских геологических научных организаций (ВостСНИИГиМС, ИГЕМ, Геохи и Институт литосферы РАН, Геохи СО РАН, ТПУ, ГИН БНЦ СО РАН и др.) под общим научным руководством академика Н.П.Лаверова. Результаты опубликованы в многочисленных статьях [9, 22, 24, 28-30 и др.].

В итоге этих исследований потенциально платиноносные высокоуглеродистые черносланцевые формации установлены в ряде регионов Восточной Сибири в большом интервале времени: в Байкальской горной области (PR<sub>1</sub>-R<sub>3</sub>), Игарско-Юдомском районе (Є), Восточном Саяне (O<sub>1</sub>-PR<sub>1</sub>) и Енисейском кряже (R<sub>2</sub>-R<sub>3</sub>) [30]. На восточной окраине Сибирской платформы (Вилуйская синеклиза) выявлены высокопродуктивные черносланцевые отложения польского и южно-китайского типов. Для наиболее перспективных черносланцевых формаций Бодайбинского района, включающих месторождение Сухой Лог, установлено, что платиноидная минерализация в них находится в виде ультратонкой вкрапленности в самородном состоянии и твердых растворах [9]. Получены положительные оценки масштабов платиноносности черносланцевых формаций Восточной Сибири.

В настоящее время работы этого направления продолжают в ИГЕМ, ВостСНИИГиМС, СибГеохи СО РАН и других организациях, которыми предусматривается продолжение геохимических исследований процессов благороднометалльного рудогенеза в черносланцевых отложениях, выяснение роли углеродистого вещества в процессах мобилизации, миграции и концентрации благородных металлов. Весьма актуальными являются планируемые этими организациями исследования геохимических особенностей разновозрастных углеродистых отложений различных структурных зон, выявле-

ние условий нахождения и распространенности в различных регионах Восточной Сибири наиболее продуктивных рудопоявлений сухоложского, южно-китайского, польского и северо-австралийского типов. Эти исследования планируются на ближайшие несколько лет интеграционным проектом "Условия образования и перспективы обнаружения крупных и уникальных месторождений платиновой группы в Сибири", а также действующей программой "Платина России". Они должны обеспечить дальнейший прогресс в разработке этой важной и весьма актуальной проблемы.

В заключение заметим, что подавляющее большинство выявленных в настоящее время в Южно-Сибирском регионе видов платинометалльного оруденения относится к известным и успешно осваиваемым в других районах мира промышленным типам месторождений МПГ. Дальнейшее более углубленное их изучение представляется вполне очевидной актуальной задачей. При этом следует обратить особое внимание на закономерности размещения и оценку масштабов рудопоявлений разных типов и, соответственно, обоснование и оценку новых платиноносных провинций, районов и узлов. В числе очередных задач – выяснение особенностей происхождения выявленных типов платинометалльного оруденения и их сопоставление с аналогичными месторождениями других регионов мира. Для повышения эффективности таких оценок требуется разработка моделей флюидопереноса, распределения и концентрирования МПГ в рудообразующих системах выявленных типов платинометалльных месторождений юга Сибири. Сопоставление этих моделей позволит установить их сходство и различия и на основании этого наметить критерии, позволяющие в новых районах Южной Сибири оценивать потенциальные ресурсы известных и новых рудопоявлений МПГ. Такая задача предусмотрена на ближайшую перспективу программой фундаментальных исследований РАН "Генетические особенности и условия образования крупных и уникальных месторождений, в том числе редких, благородных металлов, урана, алмазов, и их комплексное освоение" Она тесно связана и с перспективными планами исследований по программе "Платина России".

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонов Л.В. Самородные металлы в гипербазилах Тувы / Л.В.Агафонов, К.С.Кужукет, Ч.К.Ойдул, С.И.Ступаков. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993.

2. Аникеева А.Н. Рудоносность Верхнекингашского расслоенного гипербазит-базитового массива / А.Н.Аникеева, А.Г.Еханин // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Красноярского края и Тувинской АССР. – Красноярск, 1991.

3. Богнибов В.И. Элементы платиновой группы в Аталыкском ультрабазит-базитовом массиве (Горный Алтай) / В.И.Богнибов, А.Л.Павлов, Г.В.Поляков // Докл. РАН. – 1994. – Т.337. – № 6.

4. Глазунов О.М. Кингашский массив // Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири // Труды ОИГГМ СО РАН. – Вып. 829. – Новосибирск, 1995.

5. Глазунов О.М. Кингашское сульфидное платиноидно-медно-никелевое месторождение (Восточный Саян) / О.М.Глазунов, А.В.Валетов, В.И.Богнибов и др. // Платина России. – Т. III. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999.

6. Глотов А.И. Перспективы платиноносности ультрабазит-базитовых комплексов в складчатых областях юга Сибири / А.И.Глотов, А.П.Кривенко, Г.В.Поляков и др. // Платина России. – Т. II. – М., АОЗТ “Геоинформмарк”, 1995.

7. Гонгальский Б.И. Чинейский расслоенный плутон / Б.И.Гонгальский, Н.А.Криволицкая. – Новосибирск: Наука, 1993.

8. Дистлер В.В. Эволюция парагенезисов платиновых металлов в альпинотипных гипербазилах / В.В.Дистлер, В.В.Крячко, И.П.Лапутина // Геол. рудн. месторождений. – 1986. – № 5.

9. Дистлер В.В. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) / В.В.Дистлер, Г.Л.Митрофанов, В.К.Немеров и др. // Геол. рудн. месторождений. – 1996. – Т. 38. – № 6.

10. Дистлер В.В. Малосульфидный платиноносный горизонт Йоко-Довыренского расслоенного ультрабазит-базитового интрузива / В.В.Дистлер, А.Г.Степин // Докл. РАН. – 1993. – Т. 328. – № 4.

11. Додин Д.А. Платинометалльные месторождения мира. Т. II / Д.А.Додин, Э.А.Ланда, В.Г.Лазаренков. – М.: ООО “Геоинформцентр”, 2003.

12. Додин Д.А. Минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов России на пороге XXI века / Д.А.Додин, Н.М.Чернышев, Б.А.Яцкевич, Л.В.Оганеся. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999.

13. Додин Д.А. Платинометалльные месторождения России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, Б.А.Яцкевич. – СПб.: Наука, 2000.

14. Еханин А.Г. Рудно-магматическая зональность Верхнекингашского гипербазит-базитового массива / А.Г.Еханин, А.Н.Аникеева, В.В.Некос //

Разработка и совершенствование методов крупномасштабного и локального прогнозирования эндогенных полезных ископаемых. – Красноярск, 1991.

15. Еханин А.Г. Об особенностях геологического строения Кингашского рудоносного базит-ультрабазитового массива (Восточный Саян) / А.Г.Еханин, В.В.Некос // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – Красноярск, 1998.

16. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1988.

17. Козырев С.М. Новая технология переработки вкрапленных сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд Кингашского месторождения / С.М.Козырев, В.Ф.Симонова, А.В.Дедеев, А.В.Валетов, В.А.Люлько, И.Г.Резников // Платина России. – Т. IV. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1990.

18. Конников Э.Г. Геологическое строение и рудоносность Чинейского габброидного плутона // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. – Новосибирск: Наука, 1993.

19. Конников Э.Г. Платинометалльная минерализация в Забайкалье / Э.Г.Конников, В.И.Игнатович // Отеч. геология. – 1993. – № 12.

20. Конников Э.Г. Новые данные о петрологии и рудоносности Йоко-Довыренского никеленосного плутона / Э.Г.Конников, Е.В.Кислов, Л.Н.Качаровская // Геология и геофизика. – 1988. – № 3.

21. Конников Э.Г. Платиноносные ультрабазит-базитовые массивы Северного Забайкалья / Э.Г.Конников, Е.В.Кислов, Д.А.Орсоев // Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири. Труды ОИГГМ СО РАН. – Вып. 829. – Новосибирск, 1995.

22. Конников Э.Г. Платиноносность расслоенных интрузивов и черносланцевых толщ докембрия Забайкалья / Э.Г.Конников, Д.А.Орсоев, Е.В.Кислов, А.Г.Миронов // Платина России. – М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1994.

23. Корнев Т.Я. Канский зеленокаменный пояс и его металлогения / Т.Я.Корнев, А.Г.Еханин, А.П.Романов, В.Н.Князев, С.К.Шарифулин. – Красноярск: КНИИГиМС, 2003.

24. Коробейников А.Ф. Нетрадиционные золото-платиновые месторождения Восточной Сибири / А.Ф.Коробейников, Г.Л.Митрофанов, В.К.Немеров и др. // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 4.

25. Кривенко А.П. Перспективы хромитоносности и платиноносности Верхнеамыльского района в Западном Саяне / А.П.Кривенко, М.Ю.Подлипский, А.И.Кубышев, С.Г.Катанов // Минеральные ресурсы Красноярского края. – Красноярск: КНИИГиМС, 2002.

26. Мехоношин А.С. Платиноносные ультрамафиты Бирюсинского выступа Сибирской платформы / А.С.Мехоношин, Т.Б.Колотилина // Платина России. – Т. III. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999.

27. *Минерально-сырьевая база Читинской области, перспективы использования и развития* // Разведка и охрана недр. – 2000. – № 1.
28. *Мионов А.Г.* Формационные типы и геохимия черносланцевых отложений Северного Прибайкалья / А.Г.Мионов, А.С.Яценко, С.М.Жмодик и др. // Геохимические исследования и поиски благородных и радиоактивных элементов в Забайкалье. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО АН СССР, 1991.
29. *Митрофанов Г.Л.* Платиноносность позднекембрийских углеродистых формаций Байкало-Патомского нагорья / Г.Л.Митрофанов, В.К.Немеров, Н.К.Коробейников и др. // Платина России. – М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1994.
30. *Митрофанов Г.Л.* Районирование Восточной Сибири по ожидаемым типам месторождений платиноидов в черносланцевых толщах // Г.Л.Митрофанов, В.К.Немеров, Л.К.Семейкина, Н.К.Коробейников // Платина России. – Т. II. – Кн. 2. – М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1995.
31. *Ножкин А.Д.* Сульфидно-никелевое и благороднометалльное оруденение в гранит зеленокаменной области Восточного Саяна / А.Д.Ножкин, М.Ю.Цыпуков, В.А.Попереков, А.Н.Смагин, А.В.Ренжин // Отеч. геол. – 1995. – № 6.
32. *Орсов Д.А.* Минерал состава  $PtCu_3$  из хромитов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (Восточный Саян) / Д.А.Орсов, Н.Д.Толстых, Е.В.Кислов // Зап. ВМО. – 2001. – № 4.
33. *Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири* / Ред. Г.В.Поляков и В.И.Богнинов // Труды ОИГГиМ РАН. НИЦ ОИГГиМ, 1995.
34. *Подлипский М.Ю.* Новые данные о геологическом строении, составе и формационном типе Кайгадатского массива как коренного источника ферроплатиновой ассоциации в россыпях / М.Ю.Подлипский, А.П.Кривенко // Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири. Материалы научно-практической конф. – Новосибирск, 2001.
35. *Поляков Г.В.* Малосульфидное платинометалльное оруденение в дифференцированных ультрабазит-базитовых массивах складчатых областей юга Сибири / Г.В.Поляков, А.П.Кривенко, А.Э.Изох и др. // Платина России. – М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1994.
36. *Скурский М.Д.* Недр Забайкалья. – Чита, 1996.
37. *Цыпуков М.Ю.* Коматиит-базальтовая ассоциация Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) / М.Ю.Цыпуков, А.Д.Ножкин, В.А.Бобров, Ю.Г.Шнипыцын // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 34. – № 8.
38. *Шведов Г.И.* Минералы элементов платиновой группы в сульфидных медно-никелевых рудах Кингашского массива (Восточный Саян) / Г.И.Шведов, Н.Д.Толстых, В.В.Некос, Л.Н.Поспелова // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 11.
39. *Bacuta G.C.Jr.* Platinum-group element abundance and distribution in chromite deposits of the Acoje Blocn, Zambales Ophiolite Complex, Philippines / G.C.Jr.Bacuta., R.W.Kay, A.K.Gibbs, B.R.Lipin // J. Geochem. Exploration. – 1990. – Vol. 37.
40. *Corrivaux L.* Mineralogie des elements du groupe du platine dans les chromitites de l’ophiolites de Thetford Mines, Quebec / L.Corrivaux, J.H.G.Laflamme // Canad. Mineral. – 1990. – Vol. 28.
41. *Gunn A.G.* Platinum-group element occurrences in Britain: magmatic, hydrothermal and supergene / A.G.Gunn, M.T.Styles // Trans. Institution Mining and Metallurgy, sec. B. Applied earth sci. – 2002. – Vol. 111.
42. *Moreno T.* Formation of a secondary platinum-group mineral assemblage in chromitites from Herberia ultramafic massiv in Cabo Oregall, NW Spain / T.Moreno, H.M.Prichard, R.Lunar, S.Monterrubio, P.Fisher // Eur. J. Mineral. – 1999. – Vol. 11.
43. *Pedersen R.B.* Stratiform platinum-group elements mineralizations in the ultramafic cumulates of the Leka Ophiolite Complex, Central Norway / R.B.Pedersen, G.M.Johannesen, R.Boyd // Econ. Geol. – 1993. – Vol. 88.
44. *Prichard H.M.* Platinum-group minerals in the Shetland ophiolite / H.M.Prichard, C.R.Neary, P.J.Potts // Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks. Inst. Mining and Metallurgy. – London, 1986.
45. *Yang K.* Platinum-group minerals in the chromitites from the Great Serpentine Belt, NSW, Australia / K.Yang, P.K.Secombe // Miner. and Petrol. – 1993. – Vol. 47.

УДК 553.041:553.4 (571.56)

*И.Н.Истомин, В.М.Мишнин*

## **К ПРОБЛЕМЕ ПОИСКОВ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЯКУТИИ**

### **Постановка задачи**

Согласно ИАЦ “Минерал” [6] на 1.01.1999 г., около 89% мировых подтвержденных запасов МПГ сосредоточено в собственно платиноидных пластовых месторождениях магматического генезиса в расслоенных мафит-альтрамафитовых массивах. Они приурочены либо к хромитсодержащим слоям этих интрузивов (например, риф UG-2 в Бушвельдском комплексе ЮАР), либо – к сульфид- и арсенидсодержащим слоям (риф Меренского и Плэтриф в Бушвельде, месторождения Великой Дайки в Зимбабве, Федорово-Панское в России, Лак-дез-Иль в Канаде, Хоулэнд-риф массива Стиллиуотер в США и др.). Менее 11% запасов платиноидов содержится в комплексных рудах медно-никелевых месторождений России, Канады, Китая и Австралии, приуроченных также к стратифицированным интрузивам основного-ультраосновного состава, и совсем незначительное количество – в медно-порфириновых, реже в медно-колчеданных, медно-ванадиевых и медно-титаномагнетитовых рудах (Бор в Югославии, Бингхем в США, Чинейское, Нижнетагильское, Качканарское и Волковское в России). Примерно 0,2% мировых запасов платиноидов (почти исключительно платины) связано с россыпями (Корякское нагорье, район массива Кондер в Хабаровском крае, бассейн р. Ингарингда в Таймырском автономном округе в России, бассейны рек Нечо, Аtrato, Сан-Хуан в Колумбии и др.). Известны также небольшие месторождения золото-платиноидных руд в штоках мафических пород в России (Карелия), Австралии (Коронейшн-Хилл), США (Солт-Чак), Канаде и других странах.

Значительные перспективы связываются с новым, нетрадиционным типом пластовых платиноидных месторождений гидротермального генезиса в тектонически деформированных черносланцевых комплексах [1]. К этому типу относятся золото-платиноидные проявления Онежской и Ветренопоясной рифтогенных впадин в Южной Карелии (Падмазерское, Мунозерское), никель-молибден-золото-платиновое месторождение Сунлинь в провинции Гуйчжоу (Китай), проявление никелево-платиноидных руд Олд-Ник в Британской Колумбии (Канада). Содержания платиноидов в них невысокие, обычно доли грамма на тонну (в проявлениях Карелии – до 30 г/т). Однако это крупнотоннажные проявления, и в сочетании с гопутным никелем, золотом, серебром и молибденом, они, возможно, могут в отдаленном будущем изменить структуру мировой добычи МПГ\*.

Между тем еще долгое время основным источником платиноидов в мире будут месторождения, приуроченные к стратифицированным базит-гипербазитовым интрузивам. Так, в 2001 г., по данным U.S. Geological Survey [15], такие месторождения (в основном – Бушвельдского рудного района в ЮАР и Норильского в России и в меньшей степени – Канады, массива Стиллиуотер в США, Великой дайки в Зимбабве) обеспечили 97% мировой добычи металлов платиновой группы. Для сравнения, на долю россыпей в этом году пришлось около 2% мировой добычи платиноидов.

Отличительная черта этих интрузивов в том, что их формирование происходило при тектономагматических активизациях платформ, в относительно спокойных тектонических условиях, что определило стратификацию данных масси-

\* Из этих объектов уже в ближайшее время при создании наукоемких технологий платиноиды (сначала попутно совместно с золотом) будут извлекаться (примечание ред.).

вов. Отсюда они подавляющим образом расположены в пределах древних платформ, при этом большая часть их приурочена к наиболее стабильным участкам, не подвергавшимся крупным тектоно-термальным переработкам по крайней мере с позднего архея, – к так называемым архейским кратонам (Бушвельд, Великая Дайка, Садбери).

С 5 по 7 октября 1995 г. в Вашингтоне был проведен первый симпозиум по новому проекту № 345 международной программы геологической корреляции (МПК) “Промышленные суперконцентрации металлов в литосфере.”

Он был утвержден в сентябре 1995 г. В составлении проекта приняли участие Пей Ронгфу – президент Международной ассоциации геологии рудных месторождений, руководитель проекта (Китай), П.Лазничка (Канада), Я.Кутина (США), Д.Рундквист (Россия), Р.Плаймер (Австралия) и Д.Яджима (Япония).

Цель проекта – выяснение условий образования и локализации крупных и гигантских месторождений. В обосновании проекта приводятся статистические данные и показано, что *для большинства металлов 5% месторождений дают от 75 до 90% мировой добычи*, что и определяет исключительную важность проблемы крупных и гигантских месторождений. Подчеркивается, что принятая в 1992 г. на мировом саммите по проблемам окружающей среды в Рио-де-Жанейро с участием России “*концепция устойчивого развития*” цивилизации *может базироваться только на вовлечении в эксплуатацию крупных и гигантских месторождений (до получения металлов из морской воды и горных пород в неопределенно далекой перспективе)*.

Последнее в полной мере относится к МПГ, поскольку минерально-сырьевая база платинодобывающей отрасли промышленности мира характеризуется сверхвысокой степенью концентрации. По данным U.S. Geological Survey [15], всего в двух рудных районах мира на 1.01.2001 г. было сосредоточено 97,5% (!) мировых подтвержденных запасов платиноидов, 89% – в Бушвельдском в ЮАР и 8,5% в Норильском в России (в Норильском практически в двух месторождениях – Талнахе и Октябрьском). В 2000 г. эти два рудных района мира обеспечили 86% мировой добычи МПГ (58% –

Бушвельд, и около 28% – Норильский). Кроме того, главной особенностью уникальных медно-никелевых месторождений России Норильского района является комплексный состав руд, из которых, кроме платиноидов, извлекается большое количество никеля (около 200 000 т ежегодно – 16% мировой добычи), меди, кобальта, а также золото, серебро, селен, теллур, что резко повышает ценность руд, несмотря на высокую себестоимость добычи и производства в условиях Крайнего Севера.

*Таким образом, проблема поисков месторождений платиноидов заключается в поисках именно уникальных месторождений (по запасам, комплексности руд, содержанию полезных компонентов).*

Месторождения медно-никелевых сульфидных руд занимают ведущее место среди эксплуатируемых сырьевых источников платиновых металлов. Они представлены либо пластами (горизонтами) малосульфидных руд в расчлененных массивах основных-ультраосновных пород (Бушвельд, Стиллоутер, Великая Дайка), либо залежами медно-никелевых руд (сплошных и вкрапленных), приуроченными к придонным частям аналогичных массивов, или же расположенными в непосредственной близости от них (Талнахская интрузия, Садбери). Активно также обрабатывается хромититовый пласт UG-2 в Бушвельдском массиве. В других интрузивах такие объекты являются важным стратегическим резервом МПГ.

Для сульфидных же медно-никелевых руд прослеживается тенденция связи высоких концентраций платиноидов с рудообразующими сульфидами меди. Так, промышленные концентрации платиноидов отсутствуют в медно-никелевых рудах месторождений, находящихся в пределах позднеархейского проторифтогена Уилуна-Норсмен (Австралия). Для руд этих месторождений характерно отношение содержания Cu к Ni, равное 1:10 и менее. Для платиноидных сульфидных медно-никелевых руд месторождений, приуроченных к раннепротерозойским стратифицированным базит-гипербазитовым интрузивам, это отношение варьирует от 1:2 (Бушвельд, Садбери) до 1:1 (Стиллоутер). Наиболее ярко эта закономерность выражается в рудах Норильского района (в среднем по району отношение содержания Cu к содер-

жанию Ni 2:1). Здесь МПГ присутствуют во всех промышленных типах медно-никелевых сульфидных руд: в сплошных (богатых) (среднее содержание Ni – 3,2%, Cu – 4,6%), в “медистых” (Ni – 0,88, Cu – 3,32) и во вкрапленных (Ni – 0,48, Cu – 0,93) [2]. Наибольшим средним содержанием платиноидов характеризуются сплошные (10,8 г/т) и “медистые” (9,82 г/т) руды. При этом для сплошных руд [1] характерно возрастание содержания платины и палладия от пирротиновых руд (до 26 г/т) к кубанитовым (до 99,2 г/т), халькопиритовым и талнахитовым (до 2000 г/т!). В “медистых” рудах часть палладия концентрируется в пентландите в виде примеси (в пирротиновых рудах до 95%). Вместе с тем содержание его в пентландите из пирротиновой руды не превышает 160 г/т, а в пентландите из халькопиритовой руды достигает 300 г/т.

*Таким образом, существует тесная пространственная связь высоких концентраций платиноидов в сульфидных медно-никелевых рудах с существенно медистыми разностями их.*

Основываясь на вышеизложенном (пункты 1-3), констатируем. *Проблема поисков месторождений платиноидов (подчеркнем – именно уникальных месторождений) сводится к выявлению на древних платформах (предпочтительнее на архейских кратонах) крупных стратифицированных базит-гипербазитовых интрузивов, содержащих сульфидные медно-никелевые руды с относительно высоким отношением содержания меди к никелю.*

#### **Перспективные на поиски месторождений платиноидов объекты на Сибирской платформе**

Район исследований расположен на востоке Сибирской платформы. Здесь на обширной территории между Анабарским кристаллическим массивом и Алданским щитом авторами выделены объекты, перспективные на обнаружение высококонцентрированных форм оруденения (рис. 1). Все объекты скрыты под платформен-

ным чехлом мощностью 20-1000 м и более и намечаются по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, с применением метода структурной гомологии. В частности, выделены стратифицированные базит-гипербазитовые абиссолиты Бушвельдского и Садбери геолого-промышленных типов.

**Бушвельдский тип.** В междуречье Вилюя и Оленека расположен гигантский Тюнгский плутон [3, 7, 8]\*\* (рис. 1, 2, 3) – гомолог Бушвельдского интрузива, расположенного в провинции Трансвааль (ЮАР) в северной части Каапвальского архейского кратона. Расслоенная серия плутона сложена основными-ультраосновными породами и имеет мощность 7-8 км. В поле силы тяжести она выражена положительной аномалией амплитудой до 70 мГал. Центральная часть интрузива представлена бушвельдским гранитом. Ей в гравитационном поле соответствует крупная отрицательная аномалия.

Принято считать [14], что Бушвельдский комплекс состоит из пяти соприкасающихся блюдцеобразных тел. Абиссолит обрамляет мульда Ранда, образовавшаяся в результате просадки пород под весом внедрившейся магмы. К Бушвельдскому интрузиву приурочены уникальные скопления платиноидов, хрома, ванадия, меди, никеля. На январь 2001 г., по данным U.S. Geological Survey [15], в расслоенной серии Бушвельдского плутона было сосредоточено 83% (3 млрд т) мировых подтвержденных запасов хромитов, 89% (63 тыс. т) – платиноидов, 30% (3 млн т) – ванадия. В 2000 г. на рудниках Бушвельда добыто 6,5 млн т хромитов (47,5% мирового производства), 205 т платиноидов (58%), 16 000 т ванадия (37%).

По отображению в поле силы тяжести Тюнгский интрузив, выделяемый авторами, является полным аналогом Бушвельдского плутона. “Полукольцевая” положительная аномалия силы тяжести амплитудой до 40 мГал (“максимумы” Тн, Вл, Эн – см. рис. 2), по мнению авторов, обусловлена расслоенной серией основных-ультраосновных пород мощностью 6-7 км.

\* Уникальные месторождения Талнах и Октябрьское приурочены к мелким (по размерам) расслоенным массивам (примечание ред.).

\*\* В 1988 г. А.В.Ухановым, И.Д.Рябчиковым и Д.Д.Ухановым на основании изучения состава нодулей было высказано предположение, что под северной окраиной Якутской алмазоносной провинции, скорее всего под всем Оленекским поднятием вблизи границы гранулитовой нижней коры и перидотитовой верхней мантии, размещается массив типа Бушвельда.

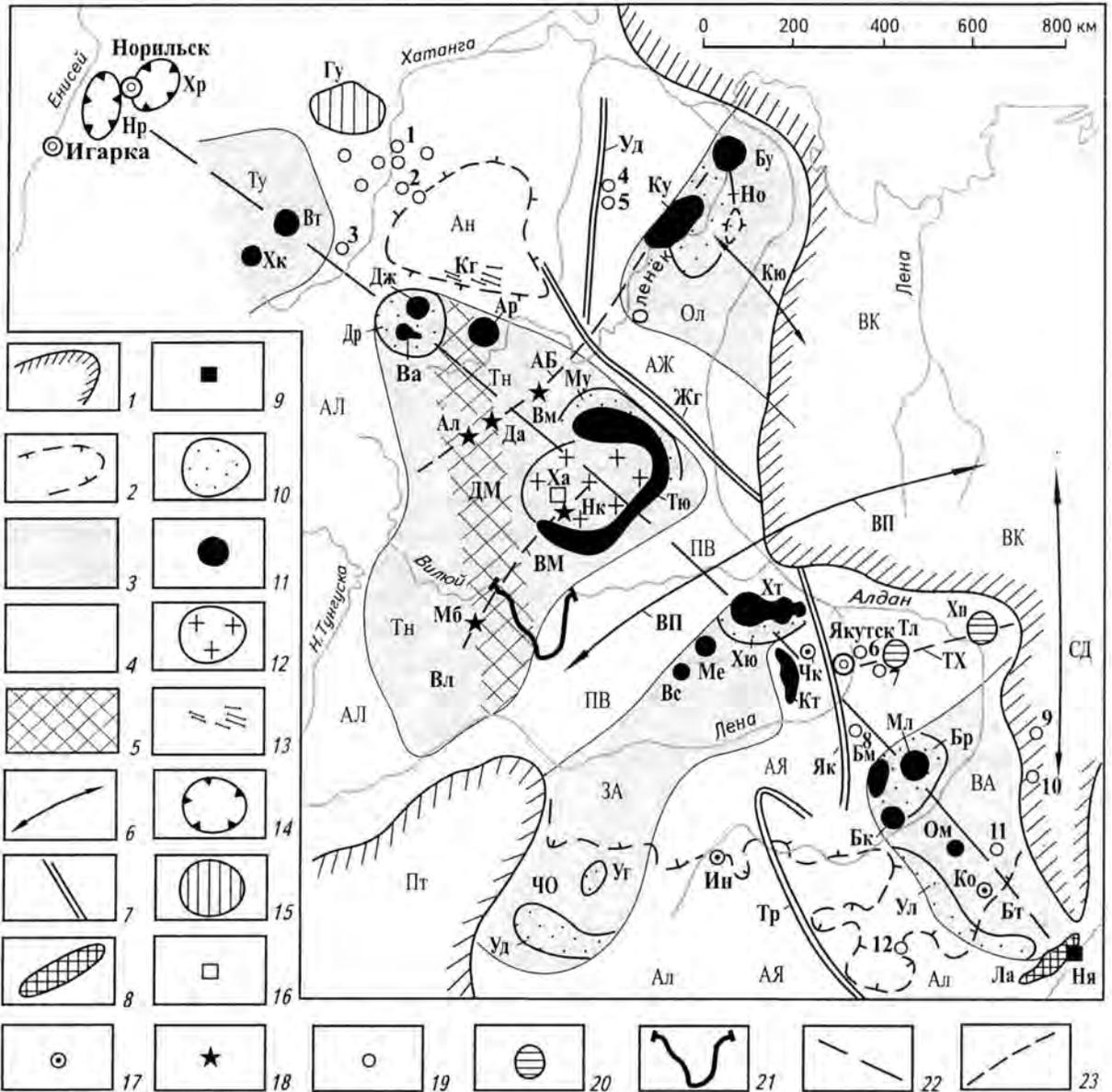


Рис. 1. Потенциально-рудноносные объекты восточной части Сибирской платформы

1 – границы надвигово-складчатых областей (НСО): Пт – Патомской, ВК – Верхояно-Колымской; 2-5 – Сибирская платформа: 2 – границы платформенного чехла, *щиты*: Ал – Алданский, Ан – Анабарский; 3-5 – фундамент: 3 – архейские кратоны ([3] с изменениями): Ту – Тунгусский, ОЛ – Оленекский, Тн – Тюнгский (Вл – Вилюйская часть), ЗА – Западно-Алданский (ЧО – Чаро-Олекминская часть), ВА – Восточно-Алданский (Бт – Батомская часть), 4 – раннепротерозойские подвижные пояса: АЛ – Анабаро-Ленский, АЖ – Анабаро-Жиганский, ПВ – Патомо-Вилюйский, АЯ – Алдано-Якутский, 5 – Джаро-Мирнинский (ДМ) позднеархейский “проторифтоген”; 6 – оси герцинских рифтовых систем: ВП – Вилюйско-Патомской, СД – Сетте-Дабанской, Кю – Кютюнгинской; 7 – региональные разломы докембрийского заложения: Уд – Уджинский, Жг – Жиганский, Як – Якутский, Тр – Тыркандинский; 8-13 – продуктивный комплекс фундамента: 8 – Ла-Лантарский габбро-анортозитовый массив, 9 – проявление сульфидных медно-никелевых руд Нядами, 10 – металлоносные и потенциально-металлоносные раннепротерозойские впадины, установленные: Уд – Удоканская, Уг – Угуйская, Ул – Улканская (восточная часть), Но – Нижнеоленьская (восточная, Эйкейтская часть), по геофизическим данным: Ул – Улканская (западная часть), Бр – Билирская, Хю – Хатынгюряхская, Му – Мунская, Др – Джарская, Но – Нижнеоленьская (западная часть), 11 – потенциально-металлоносные базит-гипербазитовые стратифицированные интрузивы, по геофизическим данным: тип Садбери: Дж – Джарский, Ар – Аргасалинский, Ва – Верхнеаргасалинский, Мл – Мильский, Бм – Биелеминский, Бк – Белькачинский, тип Бушвельд: Тю – Тюнгский, Хт – Хатынгюряхский, Ме – Мекеленский, Вс – Верхнесинский, Ку – Куонский, Бу – Бурский, тип Стиллутер: Кт – Кетеминский, неясного типа: Хк – Хакоминский. Вт – Верхнетукаланский, Ом – Омнинский.

Центральная отрицательная аномалия  $\Delta G$  (“минимум”  $M_a$ ) соответствует мархинским гранитоидам (ортогнейсы), которые вскрыты пятью скважинами. Отрицательная аномалия силы тяжести ( $M_y$ ), обрамляющая с севера “полукольцевую” положительную, – нижнепротерозойским метаосадочным и метавулканическим породам Мунской мульды. Размеры Тюнгского плутона –  $325 \times 250$  км, площадь –  $65\,000$  км<sup>2</sup>. В северо-восточной части абиссолита базит-гипербазитовые породы расслоенной серии, как и образования, выполняющие Мунскую мульду, возможно, метаморфизованы в высоких фациях (вплоть до гранулитовой), поскольку зоны развития раннепротерозойских гранулитов характерны для стыков архейских кратонов с раннепротерозойскими подвижными поясами [13]. Не исключено, что положительные аномалии силы тяжести к западу от Тюнгского интрузива (“максимумы”  $M_p$ ,  $V_c$ ,  $V_p$ ) также обусловлены крупными телами ультраосновных-основных пород. Отсюда размеры плутона, возможно, больше, а его округлая форма осложнена телом мафит-ультрамафитов в западной части (“максимум” –  $V_c$ , см. рис.2). Примером опять же может служить Бушвельдский интрузив – изометричная форма которого осложнена в западной части лополитом, вытянутым в широтном направлении. Поэтому габбро-анортозиты, вскрытые скв.1991 в основании осадочного чехла в пределах “максимума”  $V_c$ , вполне могут являться составной частью расслоенной базит-гипербазитовой серии Тюнгского плутона. (Здесь надо отметить, что собственно анортозитовые массивы не характерны для архейских кратонов. Между тем габбро-анортозиты входят в со-

став расслоенной серии пород Бушвельдского абиссолита и многих других стратифицированных плутонов).

Согласно А.В.Округину [9, 10], на востоке Сибирской платформы широко развиты россыпепроявления мелкого золота и платины, не имеющие установленной связи с материнскими породами. Характерная особенность данных россыпепроявлений, известных как “загадочные” виллойские россыпи, – большие площади распространения их разрозненных ареалов, охватывающие территории от десятков сотен до нескольких тысяч квадратных километров. Из-за невысокого содержания ценных компонентов они не имеют промышленного значения, между тем масштабы и уникальность этих россыпей вызывают научный интерес уже более 70 лет. На многих разрозненных площадях Виллойской синеклизы и Анабарской антеклизы с поразительным постоянством повторяются однотипные ассоциации минералов МПП (ММПП), что предполагает происхождение платины в них из однотипных источников. Отсутствие аналогов среди других платиноносных районов Алданского щита, Байкало-Патомской области, а также севера Сибирской платформы позволило А.В.Округину объединить данные проявления в единую Ленскую платиноносную провинцию [9]. При этом, проанализировав имеющиеся сведения по петрохимии известных интрузивных формаций Сибирской платформы, типохимическим особенностям минералов платинидов, гранулометрическим особенностям зерен платины и ареалам распространения россыпепроявлений, он пришел к выводу о том, что наиболее вероятным источником россыпной платиноносности Ленской провинции являются



12 – кислая фаза Тюнгского интрузива (гранито-гнейсы), 13 – Кг – рои ранне-среднерифейских (?) даек габбро-диабазов Кеңгединской зоны; 14-20 – продуктивный комплекс, секущий платформенный чехол: 14 – металлоносные трапповые мульды: Нр – Норильская, Хр – Хараелахская; 15 – Гу – Гулинский платиноносный ультраосновной массив по комплексу геолого-геофизических данных, 16 – Ха – габбро-долеритовый платиноносный Усть-Ханьинский хонолит, 17 – ультраосновные-гранитоидные платиноносные массивы центрального типа: установленные: Ко – Кондерский, Ин – Инаглинский, по геофизическим данным: Чк – Чакыйский, 18 – рудные поля “высокоалмазонасных” кимберлитов: Ал – Алакит-Мархинское, Да – Далдынское, Вм – Верхнемунское, Мб – Малоботуобинское, Нк – Накынское; 19 – ультраосновные-щелочные массивы: *Маймеча-Котуйская провинция*: 1 – Одихинча, 2 – Маган, 3 – Ессей, *Уджинская провинция*: 4 – Богдо, 5 – Томтор, *Якутская провинция*, по геофизическим данным: 6 – Сотинский, 7 – Моролойский, 8 – Мендский, *Восточно-Алданская провинция*: 9 – Лединская группа, 10 – Горноозерский, 11 – Ингли, 12 – Арбарастах; 20 – нефелин-сиенитовые интрузивы Якутской щелочной провинции по геофизическим данным: Тл – Толонский, Хн – Хандыгский; 21 – Сунтарское россыпепроявление платины р. Виллой; 22 – ось потенциально рудоносного пояса Сибирской платформы; 23 – оси поперечных рудоконтролирующих структур: Аб – Алакит-Бурской, ВМ – Виллойско-Мархинской, ТХ – Толон-Хандыгской

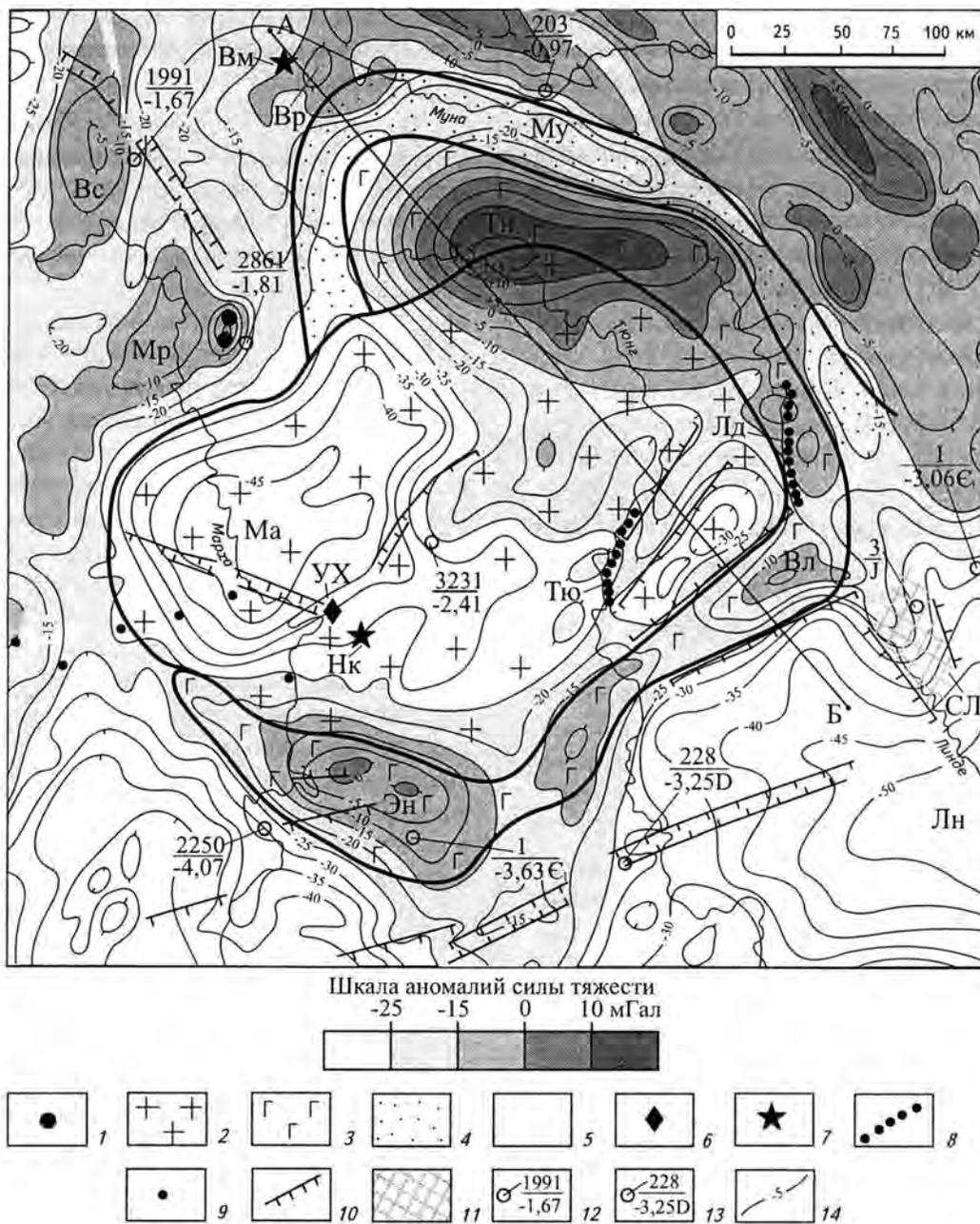


Рис. 2. Тюнгский интрузив. Поле силы тяжести

1-4 – объекты, выделяемые по геофизическим данным под платформенным чехлом: 1 – посттюнгские массивы ультраосновных-щелочных пород, 2, 3 – Тюнгский раннепротерозойский интрузивный комплекс: 2 – мархинские гранитоиды (гранито-гнейсы), 3 – базиты и гипербазиты расслоенной серии, 4 – Мунская мулда (дотюнгские нижнепротерозойские метаосадки и метавулканы проточехла); 5 – архейский-раннепротерозойский фундамент (гнейсы, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты); 6, 7 – интрузии, секущие чехол; 6 – Усть-Ханьинский девонский хонолит (габбро-долериты), 7 – поля “высокоалмазных” кимберлитов; Нк – Накынское, Вм – Верхнемунское; 8 – “убогие” россыпи железистой платины (вилюйского типа – по Округину А.В., 2002); Тю – Тюнгская, Лд – Линденская; 9 – редкие находки платиноидов вилюйского типа в шлихах; 10 – тектонические нарушения фундамента (сбросы) по геофизическим данным; 11 – СЛ – Северо-Линденский выступ поверхности фундамента; 12, 13 – буровые скважины; 12 – вскрывшие фундамент; в числителе – номер, в знаменателе – абсолютная отметка поверхности фундамента (км), 13 – не вскрывшие фундамент; в числителе – номер, в знаменателе – абсолютная отметка забоя (км) и возраст образований на забое; 14 – изоаномалы силы тяжести (сечение 5 мГал, уровень условный); аномалии силы тяжести: положительные: Тн – Тюнгская, Эн – Энердекская, Вл – Верхнелинденская, Мр – Мархарская, Вс – Верхнесилигирская, Вр – Верхнемунская, отрицательные: Лн – Линденская, Ма – Мархинская, Му – Мунская

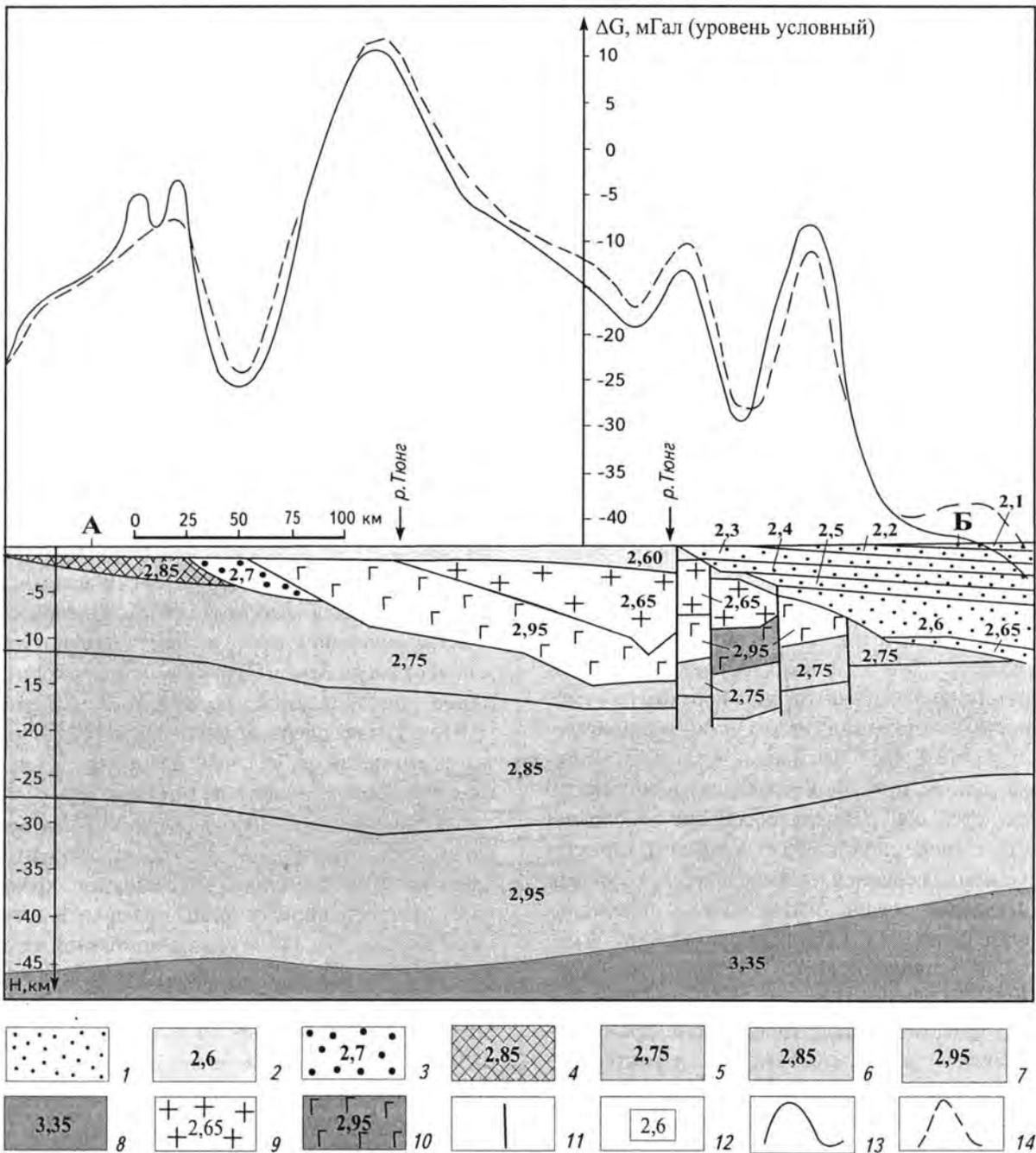


Рис. 3. Фрагмент геолого-геофизического разреза Тюнгского интрузива по линии А-Б

1,2 – Платформенный чехол: 1 – терригенные кайнозойские и мезозойские (К, J, T) отложения, терригенные и вулканические палеозойские образования (P, C, D) Вилюйской синеклизы; 2 – нижнепалеозойские (S, O, E), преимущественно карбонатные, и вендские карбонатные и терригенные отложения; 3 – проточехол; нижнепротерозойские метаосадки и метавулканисты Мунской мульды; 4-7 – фундамент: 4,5 – “гранитогнейсовый” слой: 4 – “высокоплотные” образования (преимущественно амфиболиты, кристаллические сланцы) в верхней части слоя, 5 – преимущественно гнейсы, гранитогнейсы, 6 – “гранулит-гнейсовый” слой, 7 – “гранулит-базитовый” слой; 8 – верхняя мантия; 9,10 – Тюнгский раннепротерозойский интрузив: 9 – мархинские гранитоиды (гранитогнейсы), 10 – основные-ультраосновные породы расслоенной серии; 11 – тектонические нарушения; 12 – плотность пород ( $\text{г/см}^3$ ); 13 – наблюдаемая кривая силы тяжести (редукция Буге  $\sigma$  пр. слоя  $2,67 \text{ г/см}^3$ ); 14 – подобранная кривая силы тяжести

крупные мафит-ультрамафитовые массивы, погребенные под платформенным чехлом. Он считает, что в процессе формирования последнего тонкая фракция хорошо отсортированного металла была оторвана от своих первичных источников, мигрируя в результате циклических осадконакоплений и денудаций промежуточных коллекторов.

По мнению авторов, первоисточником россыпей проявлений платины Вилюйского района (реки Тюнг, Линде, Вилюй) является гипотетический Тюнгский абиссолит. Денудация интрузива и формирование первичных россыпей могли происходить как в протерозое (перед вендом), так и в более поздние периоды. Так, в среднепалеозойский (D, C) цикл тектономагматической активизации Сибирской платформы, при образовании на месте современной Вилюйской синеклизы сводового поднятия и Вилюйско-Патомской системы рифтов, юго-восточная часть Тюнгского абиссолита могла быть выведена на поверхность Земли и подвергнуться разрушению. (Юго-западная, Энердекская, и северо-восточная части интрузива перекрыты кембрийскими отложениями, что установлено бурением). О том, что в центральной части синеклизы в девоне при процессах денудации могли быть "срезаны" раннепалеозойские отложения чехла, а также слой пород фундамента, характеризующийся средней плотностью  $2,75 \text{ г/см}^3$  (так называемый гранитогнейсовый), свидетельствуют данные ГСЗ (профиль Ботубоя – Тунгус-Хая, Чернышов Н.М.). Согласно этим данным, здесь непосредственно под отложениями платформенного чехла расположен "транулитгнейсовый" слой фундамента, характеризующийся средней пластовой скоростью сейсмических волн  $6,6 \text{ км/с}$  (средняя плотность пород слоя  $2,85 \text{ г/см}^3$ ).

Снос платиноидов при разрушении Тюнгского интрузива в девонское время происходил в северном направлении от существовавшего сводового поднятия, в результате чего были образованы древние россыпи их. В последующие периоды, при формировании на месте данного поднятия Вилюйской синеклизы, снос МПГ при размыве этих палеороссыпей происходил уже в южном направлении. Произошло накопление платины в юрских коллекторах, которые и послужили источником ее для со-

временных убогих россыпей, в частности, по рекам Тюнг и Линде.

В пользу существования Тюнгского абиссолита говорит также следующий факт. По проведенным Округиным [10] работам в 1976-1990 гг. по изучению разновозрастных базитов востока Сибирской платформы не были выявлены какие-либо признаки платинометалльного оруденения. Между тем известно одно трапповое тело девонского возраста – Усть-Ханьинский габбро-долеритовый хонолит (см. рис. 1) – в породах сопряженной с ним дайки установлено  $0,85 \text{ г/т}$  МПГ (среднее по всем породам). То, что платиноносным в обширном регионе является только одно трапповое тело, можно объяснить следующим. По мнению авторов, промежуточный магматический очаг, при внедрении Усть-Ханьинского хонолита, располагался в районе мафит-ультрамафитовой серии Тюнгского интрузива, т.е. девонские магмы могли ассимилировать породы абиссолита с рудными горизонтами и, в конечном итоге, вынести платиноиды к поверхности Земли. В пользу этого говорит и явное преобладание содержания платины ( $0,915 \text{ г/т}$ ) над содержанием палладия ( $0,135 \text{ г/т}$ ) в долеритах дайки (7:1), что характерно для рудных горизонтов Бушвельда (3:1).

В базит-гипербазитах выделяемого авторами Тюнгского интрузива могут быть сосредоточены крупные скопления платиноидов, хрома, ванадия, но большие глубины до верхней кромки абиссолита (от 1 км в северо-восточной части до 7 км и более в юго-восточной) являются препятствием для поисков месторождений в его пределах в настоящее время. Возможно, в будущем он привлечет к себе внимание в связи с огромными масштабами оруденения, предположительно связанного с ним.

**Тип Садбери.** На обнаружение сульфидных медно-никелевых руд (с сопутствующими платиноидами и кобальтом) перспективны лополиты Аргасалинской триады (Джарский, Аргасалинский, Верхнеаргасалинский), расположенные непосредственно к югу от Анабарского кристаллического массива, а также лополиты Мильской триады (Белькачинский, Мильский, Биелеминский), находящиеся возле северо-восточной оконечности Алданского щита. На это указывают аномальные содержания меди в водотоках в районе Джарского интрузива и никеля –

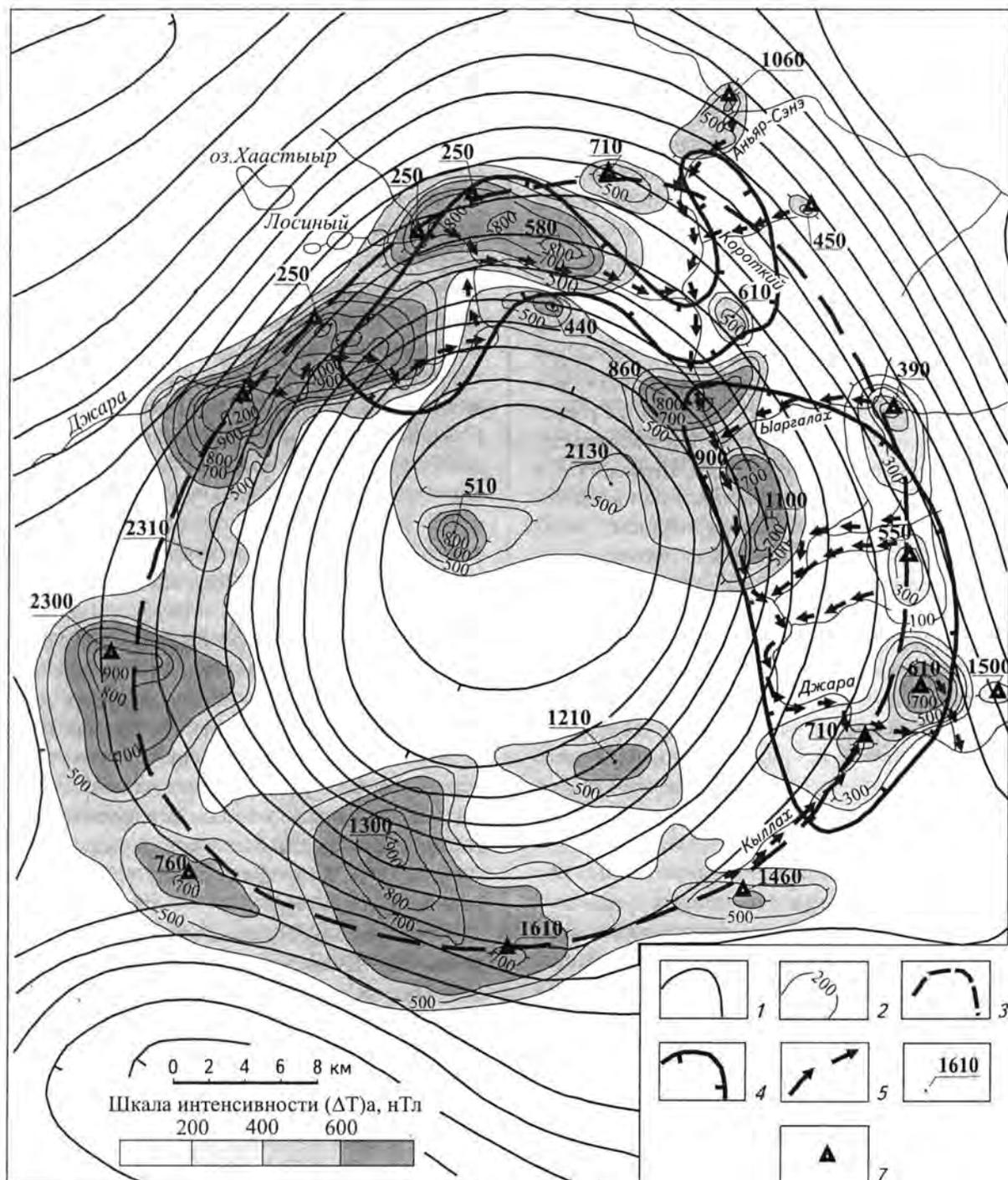


Рис. 4. Джарский массив

1 – изоаномалы силы тяжести (сечение 2 мГал); 2 – изодинамы ( $\Delta T$ )а (сечение 100 нТл); 3 – контур выделяемого по геофизическим данным раннепротерозойского стратифицированного базит-гипербазитового Джарского интрузива; 4 – гидрогеохимические аномалии (содержание меди в поверхностных водах более 100 мкг на 1 л, при pH 6,5-7,5); 5 – направления сноса поверхностными водами соединений меди; 6 – расчетные глубины (м) до верхних кромок магнитовозмущающих тел; 7 – рекомендуемые пункты заложения поисковых скважин

по южной границе Мильского, выявленные в результате гидрогеохимических исследований. Наиболее перспективными в настоящее время на поиски сульфидных медно-никелевых руд (с платиноидами) являются массивы Джарский (рис. 4), Аргасалинский и Белькачинский. Все эти три массива являются, по мнению авторов, гомологами массива Садбери.

Эталон (интрузив Садбери) расположен в Канаде (штат Онтарио) на границе структурных провинций Супериор (архейский кратон) и Гренвил [13]. В плане массив имеет форму эллипса с длинной осью протяженностью 58 км и короткой – 26 км (площадь – 1400 км<sup>2</sup>), в разрезе – опрокинутого конуса с вершиной, находящейся на глубине от 10 до 25 км. Нижняя часть интрузива сложена разновидностями пород норитового и габбрового состава, верхняя – микропегматитами. Положительная аномалия силы тяжести в районе массива Садбери обусловлена породами массива, перекрывающими его раннепротерозойскими образованиями серии Уайтуотер (метаосадки и комагматичные массивы метавулканиды), а также “подстилающими” интрузив позднеархейскими метаосадками и метавулканидами серии Киватин. При этом контуры самого массива четко фиксируются по карте полного горизонтального градиента силы тяжести кольцевой аномалией. В магнитном поле южной и восточной границ плутона соответствует положительная аномалия, обусловленная залежами пирротин-пентландитовых руд. С интрузивом Садбери связаны крупные месторождения меди и никеля, с сопутствующими платиноидами и кобальтом. В магнитном поле рудные тела обуславливают локальные положительные аномалии. В частности, месторождению Крейтон соответствует аномалия интенсивностью 1300 нТл, одному из крупнейших в мире тел сульфидных медно-никелевых руд месторождения Фруд – 750 нТл.

Местные гомологи (интрузивы Джарский, Аргасалинский, Белькачинский) выделяются по положительным аномалиям силы тяжести амплитудой 30 мГал (Джарский), 30 мГал (Аргасалинский), 20 мГал (Белькачинский). В плане все имеют изометричные очертания. Джарский абиссолит расположен в 40 км от южной границы Анабарского кристаллического массива, Аргасалинский – в 60 км (см. рис. 1). Они приуро-

чены к Тюнгскому архейскому кратону и находятся возле его границы с Анабаро-Жиганским раннепротерозойским подвижным поясом. Белькачинский плутон находится в 35 км от северо-восточной оконечности Алданского щита (см. рис. 1), приурочен к Восточно-Алданскому (Батомгскому) архейскому кратону и расположен возле границы его с Алдано-Якутским раннепротерозойским подвижным поясом. Площадь Джарского интрузива – 1400 км<sup>2</sup>, Аргасалинского – 2600 км<sup>2</sup>, Белькачинского – 1400 км<sup>2</sup>. В магнитном поле всем трем массивам соответствуют положительные аномалии, вытягивающиеся вдоль их границ в виде колец (Джарский и Аргасалинский) и полукольца (Белькачинский). Собственно по этим аномалиям они и оконтуриваются. Аномалии, вероятно, обусловлены вкрапленным пирротин-пентландит-халькопиритовым оруденением, развитым в придонных частях плутонов. По локальным положительным аномалиям ( $\Delta T$ ), а интенсивностью от 600 нТл до 1400 нТл в пределах “колец” намечаются участки, перспективные на поиски залежей “богатых” медно-никелевых руд (с сопутствующими платиноидами). По расчетам, глубины до верхних кромок магнитных тел в северных частях интрузивов Джарский и Аргасалинский составляют 400-500 м. Для Аргасалинского массива данные расчеты подтверждаются материалами ГСЗ (профиль р.Кеть – Тикси, Чернышов Н.М., 1983).

В начале 80-х годов на территории, где расположена Джарская интрузия, проводились гидрогеохимические исследования. Были выявлены аномальные (до 300 мкг/л – при фоне 30 мкг/л и рН = 6,6-7,5) содержания меди в водах ряда притоков р.Джара. Столь высокие концентрации меди в поверхностных водах фиксируются только возле крупных месторождений медных руд [12]. При этом геохимические аномалии меди в районе Джарского массива пространственно совмещены с локальными магнитными, находящимися на его границе (см. рис. 4). Наличие гидрогеохимических аномалий меди в районе Джарского плутона, при отсутствии сколько-нибудь значительных концентраций никеля в поверхностных водах, свидетельствует о высоком отношении содержания Cu к содержанию Ni в предполагаемых залежах медно-никелевых руд интрузива.

К северу от Аргасалинского плутона, в южной части Анабарского кристаллического массива, расположены рои дайковых тел габбро-диабазов (габбро-долеритов — по Олейникову Б.В. [11]), простирающиеся в субширотном направлении и секущие структуры анабарид массива [5, 11]. Возраст даек считается ранне-среднерифейским (в отличие от предполагаемого авторами раннепротерозойского для Джарского и Аргасалинского интрузивов). В некоторых дайках (Будьурхайской, Харапской, Далдыканской) установлены проявления сульфидных медно-никелевых руд [5]. Так, в Будьурхайской дайке рудная минерализация прослежена в полосе шириной 0,1-5 м, протяженностью 320 м. При этом обращает на себя внимание отношение содержания меди к содержанию никеля в рудах, составляющее 7,5:1 (среднее содержание Cu — 0,75%, Ni — 0,1%, во вкрапленниках преобладают халькопирит, кубанит, борнит). Последнее также косвенно указывает на то, что в предполагаемых рудных залежах крупных интрузивов — Аргасалинского и Джарского, расположенных непосредственно к югу от даек, содержание меди может быть намного выше содержания никеля.

Основываясь на вышеизложенном, учитывая то, что высокие концентрации металлов платиновой группы в сульфидных медно-никелевых рудах приурочены именно к существенно медистым их разностям, авторы предполагают, что в рудных залежах Джарского и Аргасалинского массивов сосредоточены **крупные скопления платиноидов**.

С охарактеризованными расслоенными основными-ультраосновными интрузивами пространственно сопряжены сопоставимые с ними по размерам мульды, выполненные нижнепротерозойскими образованиями. Выделяются они по отрицательным аномалиям силы тяжести, расположенным вокруг положительных, обусловленных абиссолитами. Образование мульд связано с просадкой огромных масс пород, при внедрении основных-ультраосновных магм, из которых формировались расслоенные комплексы. Эталоном таких мульд является раннепротерозойская мульда Ранда, обрамляющая Бушвельдский плутон. Всего выделяется четыре мульды (см. рис. 1). Существование Джарской мульды подтверждается материалами глубин-

ных сейсмических зондирований (профиль ГСЗ Олёкминск — Тарей, Чернышов Н.М.) и магнитометрическими данными (расчетами глубин залегания верхних кромок магнитных тел). С мульдами могут быть связаны месторождения металлоносных конгломератов, медистых песчаников и сланцев.

Потенциально рудоносные абиссолиты и сопряженные с ними мульды образуют протяженный пояс. В северной части он контролируется валом по поверхности Мохо (по карте поверхности Мохо, Чернышов Н.М., Бокая Л.И., 1985). Этот вал прослеживается от Джарского интрузива далее на северо-запад (под Тунгусской синеклизой) до Норильского рудного узла. Таким образом, всю Сибирскую платформу пересекает гигантская рудоконтролирующая структура длиной 2700 км. В платформенном чехле ей *на всем протяжении* соответствует кембрийский рифовый комплекс, с которым могут быть связаны стратиформные месторождения свинца и цинка (Мишнин и др., 2003). Барьерный риф на протяжении длительного времени в кембрийский период отделял Ангаро-Ленский солеродный (мелководный) бассейн осадконакопления от Юдомо-Оленекского доманиковского (глубоководного). Несомненно, что по фундаменту ему соответствует региональный разлом, проникающий глубоко в мантию и разделяющий два крупных блока земной коры. Заложение его произошло, по мнению авторов, в раннем протерозое, когда земная кора была расчленена гигантскими разломами, и началось формирование протерозойских подвижных поясов. К этому же периоду приурочено внедрение крупных базит-гипербазитовых интрузивов, трассирующих разлом, и начало обособления крупного блока земной коры, представлявшего тогда единое целое из Тунгусского, Тунгского и Западно-Алданского (Чаро-Олекминского) кратонов (см. рис. 1). Кроме крупных абиссолитов и сопряженных с ними мульд в пределах образуемого ими пояса расположены Кондерский ультраосновной-гранитоидный платиноносный массив центрального типа и его аналог, выделяемый по геофизическим данным — Чакыйский интрузив, а также выделяемые по этим же данным ультраосновные-щелочные массивы Мендского “куста” (с крупным Мендским интрузивом (Мишнин и др., 2002, 2003), являющимся

по отражению в магнитном и гравитационном полях аналогом Томторского массива Уджинской провинции). К поясу приурочены и четыре (из пяти) “высокоалмазоносных” кимберлитовых поля Сибирской платформы – Алакит-Мархинское, Далдынское, Верхнемунское и Накынское. Крайней юго-восточной оконечностью его является Лантарский габбро-анортозитовый массив, с проявлением сульфидных-медно-никелевых руд Нядами, а возможно район Шантарских островов Охотского моря, где выявлены россыпи платины (на острове Диомиде).

Выделяемый авторами потенциально рудоносный пояс, возможно, является гомологом пояса Южной Африки. Последний протягивается в субмеридиональном направлении на 3000 км и включает в себя базит-гипербазитовые стратифицированные интрузивы Бушвельд, Великую Дайку и сопряженную с Бушвельдским плутоном раннепротерозойскую мульду Ранда. В пределах его также расположены “высокоалмазоносные” кимберлитовые поля – Претория (с уникальным месторождением алмазов – трубкой Премьер) и Венеция. Пояс пересекает трапповую синеклизу, выполненную отложениями верхнего карбона – нижней юры (системы Карру), и крайней южной оконечностью его является район Маунт-Эйлиф с рудами норильского типа (месторождение Инсизва и др). В поясе сосредоточены уникальные скопления платиноидов, ванадия (Бушвельд), хрома (Бушвельд, Великая Дайка), золота (Витватерсранд), алмазов и других полезных ископаемых. Приуроченность гигантских уникальных месторождений Южной Африки, различных по возрасту (от раннепротерозойского до юрского) и генезису, к единой протяженной рудоконтролирующей структуре является классическим примером нелинейной металлогении А.Д.Щеглова.

Рудный потенциал выделяемого авторами пояса Сибирской платформы, возможно, сопоставим с огромными запасами пояса Южной Африки. К нему приурочены гигантские месторождения Талнах и Октябрьское Талнахского рудного узла (Cu, Ni, Pt, Pd, Co), уникальные алмазоносные трубки Удачная и Юбилейная Далдино-Алакитского рудного района. С выделяемыми по геофизическим данным стратифицированными базит-гипербазитовыми интрузивами могут быть связаны крупные месторождения

руд никеля, меди, платиноидов, хрома, ванадия; с раннепротерозойскими мульдами – месторождения металлоносных конгломератов (золото, уран) и медистых песчаников; с ультраосновными-щелочными массивами – карбонатитовые месторождения редких металлов (ниобий, редкие земли).

### Выводы

1. На Сибирской платформе под чехлом, по геофизическим данным, выделен ряд крупных объектов, образующих протяженный пояс и интерпретируемых как стратифицированные базит-гипербазитовые интрузивы. Они перспективны на поиски месторождений никеля, меди, платиноидов, хрома, ванадия.

2. Поиски месторождений сульфидных медно-никелевых руд (с платиноидами) в настоящее время вполне реальны в пределах Джарского, Аргасалинского и Белькачинского массивов, где рудные залежи, прогнозируемые по геофизическим и гидрогеохимическим данным, находятся на доступных для разработки глубинах.

3. Для реализации геолого-геофизической заверки выявленных потенциально рудоносных объектов необходима разработка комплексной межведомственной федеральной программы.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Додин Д.А. Платинометалльные месторождения России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, Б.А.Яцкевич. – СПб.: Наука, 2000.
2. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. – СПб.: Наука, 2002.
3. Истомин И.Н. Прогноз высококонцентрированных форм оруденения методом структурной гомологии / И.Н.Истомин, В.М.Мишнин // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Матер. 29-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г.Успенского. – Ч. I – Екатеринбург. – 2002.
4. Кушев В.Г. Структурная позиция и продуктивность кимберлитов Восточно-Сибирской провинции / В.Г.Кушев, А.В.Синицин, В.М.Мишнин и др. // Геология и геофизика. – 1992. – № 10.
5. Мацак М.С. Сульфидные медно-никелевые рудопоявления в протерозойских дайках диабазов Южного склона Анабарского щита // Геол. рудн. месторождений. – 1969. – Т. 11. – № 6.
6. Металлы платиновой группы // Справочник “Минеральные ресурсы мира”. – 1999, ИАЦ “Минер-

рал" ФГУНПП "Аэрогеология". – <http://www.minegal.ru>.

7. Мишин В.М. Новая рудоносная докембрийская провинция на Востоке Сибирской платформы / В.М.Мишин, И.Н.Истомин, В.С.Гриненко // Вестник Госкомгеологии: Матер. по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). – Якутск. – 2002. – № 1(2).

8. Мишин В.М. Новые промышленные типы высококонцентрированного оруденения в глубинных структурах Якутии (методика геолого-геофизического изучения и прогнозной оценки) / В.М.Мишин, И.Н.Истомин // Состояние и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса Республики Саха (Якутия) в современных условиях: Матер. конф. – Якутск. – 2002.

9. Округин А.В. Формирование площадных россыпей платины на востоке Сибирской платформы // Вестник Госкомгеологии: Матер. по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). – Якутск. – 2002. – № 1(2).

10. Округин А.В. Золото-платиноносные россыпи севера Сибирской платформы / А.В.Округин, В.Е.Филиппов, А.А.Попов, Т.И.Индеев // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб. – 2002.

11. Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. – Новосибирск: Наука, 1979.

12. Посохов Е.В. Общая гидрогеохимия. – М: Недра, 1975.

13. Сицилин А.В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. – Л.: Недра, 1990.

14. Уиллемз Дж. Геология Бушвельдского комплекса – крупнейшего вместилища магматических рудных месторождений мира // Магматические рудные месторождения мира. Ланкастер, США, 1969. – М.: Недра, 1973.

15. Platinum-group metals // U.S. Geol.Surv., Mineral Commodity Summaries, January 2001.

ГУП "Якутская поисково-съёмочная экспедиция",  
г.Якутск

УДК 553.491 (571.56-18)

**А.И. Некрасов**

## **ПЕРСПЕКТИВЫ ПЛАТИНОНОСНОСТИ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

Интерес к металлам платиновой группы (МПП) и оценке на платиноносность структур, ранее считавшихся малоперспективными, объясняется, прежде всего, чрезвычайно высокой ликвидностью этого вида минерального сырья и исключительно благоприятной конъюнктурой МПП на мировом рынке в последние два десятилетия [8]. Все это повлекло за собой бурное развитие поисково-разведочных работ на МПП во всем мире. В 70-х годах введены в эксплуатацию платиновые месторождения Стиллиуотерского расслоенного базит-анортозит-ультрабазитового комплекса и медно-никелевые с МПП месторождения Талнахского рудного района [6]. В России в последние 15 лет открыт и разведан ряд объектов, часть которых успешно экс-

плуатируется. Это, прежде всего, россыпи Алданской [23], Корякско-Камчатской [24] провинций и Гулинской интрузии на севере Сибирской платформы (Малич, 1996). Данные примеры показывают, что в России далеко не исчерпан потенциал открытия легкодоступных, в том числе и россыпных объектов, выходящих на дневную поверхность. Особенно активными были работы в последние десять лет, с введением в действие программы "Платина России" [6-8; 24]. В результате исследований по этой Программе [7] на огромном пространстве от Балтийского щита и Воронежского кристаллического массива до Камчатки и Сахалина переоценены на МПП известные и найдены новые объекты, в том числе с нетрадиционными типами

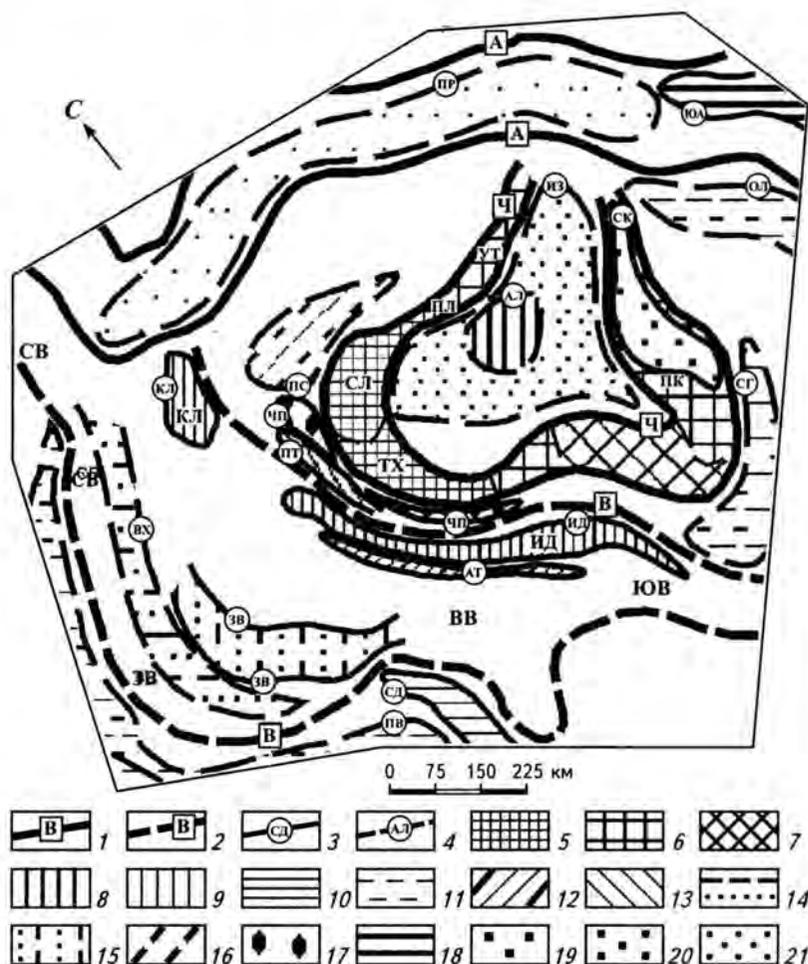


Рис. 1. Схема размещения рудно-формационных типов месторождений и рудопроявлений в платиноносных провинциях, областях и зонах Верхне-Колымской складчатой зоны

1-2 – платиноносные пояса: 1 – установленные (А – Арктический, Ч – базит-ультрабазитовый пояс Черского с сегментами: Улахан-Тасским – УТ, Полоусненским – ПЛ, Селенняским – СЛ, Тас-Хаяхтаским – ТХ, Омuleвским – ОМ, Арга-Тасским – АТ, Приколымским – ПК), 2 – предполагаемые (В – Верхоянский с сегментами: Северо-Верхоянский – СВ, Западно-Верхоянский – ЗВ, Восточно-Верхоянский – ВВ, Южно-Верхоянский – ЮВ, Куларским – КЛ, Иньяли-Дебинским – ИД); 3-4 – платиноносные провинции, области и зоны: 3 – установленные (рудные: Сетте-Дабанская – СД, Западно-Верхоянская – ЗВ, Куларская – КЛ, Право-Туостакская – ПТ, Южно-Ануйская – ЮА, Адыгга-Тарынская – АТ, россыпные: Средне-Колымская – СК), 4 – предполагаемые (рудные: Верхоянская – ВХ, Предверхоянская – ПВ, Черско-Полоусненская – ЧП, Северо-Полоусненская – ПС, Алазейская – АЛ, Сугойская – СГ, Олойская – ОЛ, россыпные: Индигиро-Зырянская – ИЗ, Приморская – ПР); 5-21 – формации: 5, 6 – платиносодержащая хромититаномагнетитовая в установленных (5) и предполагаемых (6) сегментах пояса Черского, 7 – малосульфидная платинотитаномагнетитовая, 8 – сульфидная платиноидно-медно-никелевая, 9 – платиносодержащая золоторудная в черносланцевых толщах и метасоматитах по черным сланцам, 10, 11 – платиносодержащая полиметаллическая в черных сланцах и их метасоматитах в установленных (10) и предполагаемых (11) провинциях, 12 – платиносодержащая золоторудная в терригенных толщах, 13, 14 – платиносодержащая золотосурьмяная в установленной (13) зоне (ПТ) и предполагаемой (14) провинции (Вх), 15, 16 – серебряная, серебро-полиметаллическая, платиносодержащая, молибден-медно-порфировая в установленных (15) и предполагаемых (16) провинциях, 17 – платиносодержащая, редкометаллическая, полиметаллическая в предполагаемой провинции (ЧП), 18 – платиносодержащая хромитовая, сульфидная платиноидно-медноникелевая, 19, 20 – аллювиальных россыпей установленной (19) и предполагаемой (20) провинций, 21 – аллювиально-делювиальных и прибрежно-морских россыпей

благороднометалльной минерализации. Однако технологические ограничения, накладываемые на процессы добычи и извлечения МПГ из руд, позволяют с уверенностью предполагать, что в течение длительного промежутка времени основными источниками сырья останутся базит-ультрабазитовые комплексы платформ и складчатых областей.

На этом фоне выделяется совершенно не изученная в отношении платиноносности территория Верхояно-Колымской складчатой области площадью около 2,0 млн км<sup>2</sup>. Лишь в последнее десятилетие получены первые достоверные данные о содержаниях МПГ в породах различных структурно-вещественных комплексов региона и рудах нескольких типов месторождений. На основе обобщения имеющихся литературных данных и результатов, полученных автором в процессе работ в 1997-2002 гг. по оценке платиноносности северо-восточной Якутии [16], составлены схемы платиноносности и металлогенического районирования (рис. 1) Верхояно-Колымской области, которые адаптированы к легенде карты платиноносности России [8]. Таким образом, заполнено одно из белых пятен на этой карте, отвечающее территории Северо-Востока России. Наиболее значительную часть Северо-Востока России занимают структуры Верхояно-Чукотской складчатой области, названной так в свое время С.В. Обручевым [18]. В строении последней традиционно выделялись Верхояно-Колымская и Чукотская складчатые системы [11], разделенные Южно-Анюйской структурой [25] или шовной зоной [22].

В последнее время существует устойчивая тенденция к обособлению Чукотской складчатой системы и Южно-Анюйской зоны в самостоятельные тектонические элементы Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП). Следствием этого является использование в литературе названия – Верхояно-Колымская складчатая область (ВКСО), применительно к структуре сложного внутреннего строения, граничащей с запада и юго-запада с Сибирской платформой, с юга и юго-запада – с образованиями Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса и Корякско-Камчатской складчатой области, с севера и северо-востока – с Южно-Анюйской шовной зоной (рис. 2).

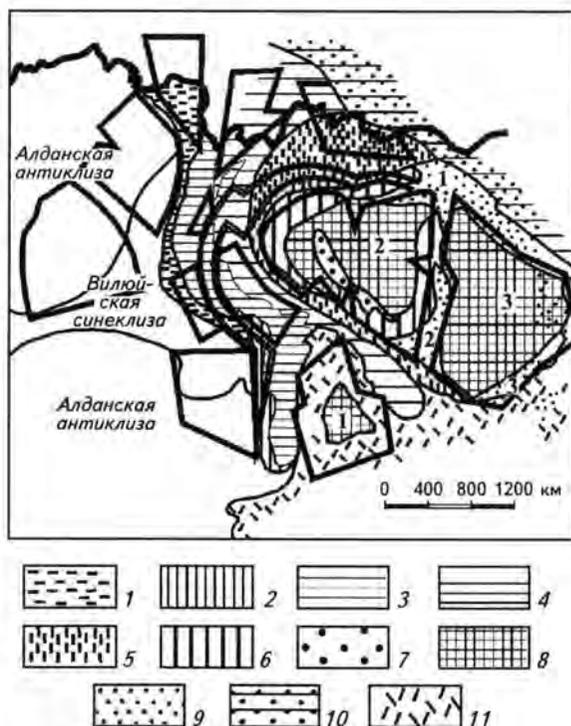


Рис. 2. Основные докайнозойские структурно-тектонические элементы Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО)

1-5 – элементы внешней зоны ВКСО: 1 – Предверхоанский надвиговый пояс, 2 – Сетте-Дабанский складчато-надвиговый пояс, 3 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс, 4 – Яно-Охотский глыбово-складчатый пояс, 5 – Яно-Колымский складчато-надвиговый пояс; 6-8 – элементы внутренней зоны ВКСО (Колымской структурной петли): 6 – Черско-Полоусненский покровно-чешуйчатый пояс, 7 – Ильин-Тасский складчатый пояс, 8 – раннедокембрийские кристаллические массивы: 1 – Охотский, 2 – Колымский, 3 – Омолонский; 9 – наложенные прогибы: 1 – Олойский, 2 – Сугойский, 3 – Гижигинский; 10 – Южно-Анюйская шовная зона; 11 – Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс

В составе ВКСО можно выделить четыре группы структурных единиц.

К *первой* принадлежат обнаженные на земной поверхности (Охотский, Омолонский) и гипотетические, погребенные под складчатыми толщами фанерозоя (Хромский, Шелонский и др.) массивы раннедокембрийской консолидации (рис. 3).

*Вторую* группу составляют позднепалеозойские-раннемезозойские прогибы, превращенные в позднем мезозое в складчатые, складчато-надвиговые и покровно-складчатые системы или пояса (Верхоянский, Яно-Охотский

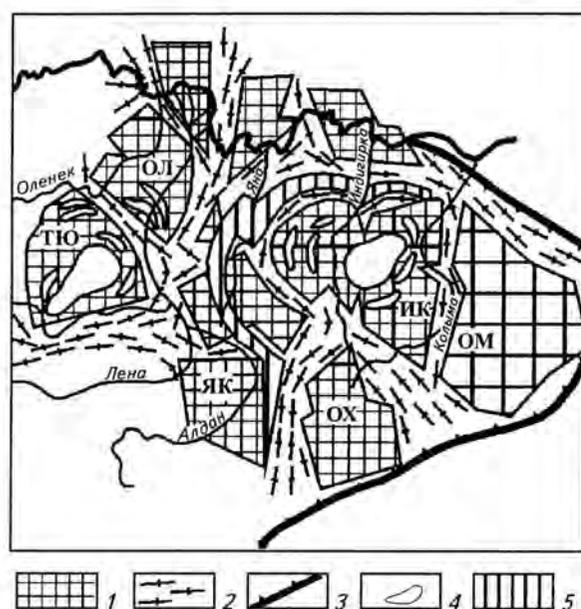


Рис. 3. Тектоническое строение комплекса основания Верхояно-Колымской складчатой области (по В.М. Мишнину и В.Н. Руковичу, 1997, с добавлениями автора)

1 – архейские кратоны: Оленекский (ОЛ), Тунгский (ТЮ), Якутский (ЯК), Индигиро-Колымский (ИК), Охотский (ОХ), Омолонский (ОМ); 2 – раннепротерозойские подвижные пояса; 3 – Бурхала-Олерский гравитационный максимум; 4 – расслоенные базит-ультрабазитовые комплексы, их сателлиты и отторженцы; 5 – предполагаемое положение докайнозойской конвергентной границы Северо-Азиатской плиты (в современных координатах)

и др.). В некоторых литературных источниках ранг этих систем повышен до поясов либо понижен до зон.

Третья, наиболее дискуссионная совокупность элементов, объединена Л.П. Зоненшайном и др. [10] под названием “Колымской структурной петли” и соответствует Колымской платформе С.В.Обручева [18]. Колымская петля, в качестве единого геоблока, обладает наиболее широким набором структур, включая фрагменты древних кратонов, докембрийских мобильных поясов и зоны их сочленения. Физические характеристики геоблока древних платформ близки. Индигиро-Колымский кратон имеет глубокие “корни” (до 220 км в районе Алазейского поднятия), что подчеркивается низким уровнем залегания кровли астеносферы. Мощность земной коры составляет 29-40 км,

уменьшаясь до 24 км только в узкой зоне, связанной с кайнозойской Момской рифтовой системой. Такое глубинное строение литосферы характерно для раннедокембрийских кратонных блоков. При этом Индигиро-Колымский кратон относится к “тяжелым” блокам с мафическим типом коры, что подчеркивается повышенными мощностями и высоким уровнем стояния гранулито-базитового слоя.

В настоящее время внешняя зона Колымской петли выделяется также в качестве Черско-Полоусненской покровно-складчатой системы либо – коллизионного пояса Черского [21], а внутренняя – в качестве Алазейской (или Алазейско-Олойской) складчатой системы.

Наконец, к четвертой группе можно отнести позднемезозойские-кайнозойские рифтогенные прогибы (см. рис. 2), наложенные осадочные бассейны и поля платобазальтов, принадлежащие к структурам чехольного комплекса молодой платформы, которая формируется в настоящее время на месте ВКСО.

Геодинамическая природа ВКСО до сих пор является дискуссионной. Можно констатировать, что это – один из наиболее проблемных регионов России. В данной работе принята концепция, обоснованная исследованиями [9, 15, 28 и др.], постулирующая тесную взаимосвязь развития Сибирской платформы и ВКСО в составе единой континентальной плиты. При этом структуры складчатой области были заложены в разное время, но всегда на континентальной коре или коре переходного типа (утоненной континентальной). Собственно, это и отражено в структурно-формационном блоке легенды к схеме платинометаллогенического районирования.

Различные структурно-вещественные комплексы региона являются рудовмещающими практически для всех известных платинометаллических и платиносодержащих рудных формаций. В пределах развития соответствующих структурно-вещественных комплексов выделены разные по рангу металлогенические структуры (см. рис. 1): платиноносные пояса, провинции, области, зоны, которые ввиду низкой степени изученности региона подразделяются на установленные (где выявлена принципиальная платиноносность различных пород и руд) и предполагаемые (по распространению комп-

лексов пород, платиноносность которых выявлена за пределами ВКСО).

Платиноносные формации могут быть объединены в следующие геолого-промышленные типы по форме нахождения МПГ в рудах и соответственно по степени перспективности вовлечения их в промышленную эксплуатацию:

**первый тип** – с нахождением МПГ в составе металлоорганических соединений и микронных выделений интерметаллидов, сульфидов и теллуридов и весьма отдаленными перспективами промышленного использования, в условиях практически полного отсутствия необходимой инфраструктуры в регионе. В связи с нахождением платиноидов, преимущественно в составе металлоорганических соединений, а также из-за аналитических сложностей в определении концентраций МПГ, экономический интерес к платиноидам этих объектов невелик. Однако технологические прорывы в этой сфере могут резко изменить ситуацию, и последние могут быть востребованы промышленностью. Задача геологической службы – быть готовой к таким изменениям;

**второй тип** – месторождения с вхождением МПГ в состав рудных минералов в виде изоморфных примесей, а также микронных включений собственно минералов МПГ и возможностью разработки экономически выгодных технологий попутного извлечения платиноидов уже в настоящее время;

**третий тип** – с МПГ, образующими индивидуальные минеральные формы (самородные элементы, интерметаллиды, сульфиды, арсениды и др.), составляющие основу промышленной базы отрасли во всех платиноносных рудных и россыпных районах мира.

В первый тип объединены платиносодержащие формации, включающие оруденение в отдельных горизонтах разрезов черносланцевых толщ, подвергнутых метасоматозу, платиноидное оруденение в рудных телах и окolorудных метасоматитах золоторудных, золото-сурьмяных, золото-медных и золото-редкометалльных месторождений.

Черносланцевые толщи широко распространены во всех складчатых поясах и прогибах (см. рис. 2), сложенных породами терригенного верхоянского комплекса с возрастом от раннего

карбона до раннего мела. Разрезы верхоянского комплекса на платиноносность не изучались, однако в Сетте-Дабанском поясе установлены горизонты черных сланцев рифейского возраста мощностью до десятков метров с содержанием суммы МПГ – 0,1-1,0 г/т (до 2,0 г/т и более). Преобладают тяжелые платиноиды – платина и иридий. В целом эти горизонты составляют 10% от общей мощности черносланцевых толщ района и имеют площадное распространение (Гурская и др., 1999). Учитывая общность геологической эволюции всей восточной окраины Сибирской платформы, можно использовать эти данные для оценки потенциала черносланцевых толщ северо-восточной Якутии.

В пределах Верхоянского пояса черносланцевые горизонты мощностью от 10,0 до 800,0 м развиты по всему разрезу верхоянского терригенного комплекса – от раннего карбона до раннего триаса включительно. Суммарная средняя (по всей структуре) мощность таких толщ составляет 1,0 км. В Западно-Верхоянском сегменте пояса нижняя часть разреза (до нижнепермских отложений включительно) специализирована на Ag, Pb, Zn, Cu, Mo; отдельные горизонты (уровень эчийской свиты нижней перми) – на Ag, P и редкоземельные элементы (РЗЭ). На более высоких уровнях преобладает фосфатно-редкоземельная специализация, причем содержание фосфора достигает 13%, а сумма РЗЭ – от 0,0п до 0,15%. Именно в черных сланцах с подобной специализацией и возрастным диапазоном от позднего докембрия до поздней перми установлены повышенные, до аномальных (425,0 г/т в цехштейновых отложениях Польши), концентрации МПГ в различных районах мира [5].

В пределах Куларского и Иньяли-Дебинского сегментов черносланцевые горизонты установлены в возрастном диапазоне перми – ранней юры. В этих структурах для черносланцевых толщ характерна золото-фосфатно-редкоземельная специализация. В Куларском сегменте углеродистые пиритсодержащие метасоматиты на мощности в десятки метров несут концентрации золота от 0,0п до десятков граммов на тонну. Такие горизонты также насыщены аутигенным аналогом монацита – куларитом [13], образующим здесь новый тип месторождений – россыпи куларита. При этом, судя по име-

ющимся аналитическим данным по золоту из россыпей и по рудам золоторудных месторождений, локализованных в черносланцевых толщах Куларского и Иньяли-Дебинского сегментов, можно ожидать здесь преобладание собственно Pt над легкими платиноидами (Pd и Rh). Достаточно простые расчеты показывают, что потенциал платиноносных горизонтов в черносланцевых толщах может достигать тысяч тонн, даже при уровне концентраций суммы МПГ в 1,0 г/т.

Кроме охарактеризованных структур, по общегеологическим, литолого-фациальным, минералогическим и другим критериям подобия можно предполагать повышенную платиноносность черносланцевых толщ Полоуенского сегмента Яно-Колымского пояса, Сугойского и Олойского прогибов.

Впервые на Северо-Востоке России платиноиды в золоторудных месторождениях были установлены в рудах Нежданнинского месторождения [4], где концентрации платины колеблются от сотых долей до 50,0 г/т и более и возможно выделение контура промышленного оруденения. В настоящее время МПГ зафиксированы в рудах золотых и золотосодержащих месторождений (табл. 1), так что можно говорить о повышенной платиноносности золоторудных объектов, как об

одной из типоморфных особенностей металлогенического облика региона.

Собственно минералов МПГ в рудах в этих месторождениях не выявлено. Считается, что преобладающей формой нахождения МПГ в рудах являются металлоорганические соединения. Имеются данные В.В.Алпатова [4] о самостоятельных минеральных фазах платиноидов в березитах Нежданнинского месторождения, однако эти фазы монографически не описаны. Интересно, что в монофракциях золота месторождения Кысылга содержание платины составляет от десятков до 100,0 г/т и более, что практически отвечает концентрациям ее в рядовых рудах (см. табл. 1). В золото-сурьмяных месторождениях особенно ярко проявлена тенденция, установленная еще на Нежданнинском месторождении, к накоплению платиноидов в околорудных метасоматитах (Сарылах, Ган-Андреевское), где их концентрации в целом на порядок выше, чем в антимонит-кварцевых жильных зонах.

Месторождения, в которых повышенные концентрации МПГ установлены исключительно в рудах, а установленная или предполагаемая форма их нахождения связана с изоморфными примесями в сульфидах и сульфосолях, можно отнести ко второму типу. Предполагается также, что в рудах таких месторождений платиноид-

Таблица 1

Результаты анализов на МПГ (в г/т) по золоторудным и золото-сурьмяным месторождениям ВКСО

Месторождение	Количество проб	Pt	Pd	Сумма МПГ
Ключус <sup>1</sup>	50	<u>0,0342-6,53</u> 0,99	<u>0,003-0,025</u> 0,011	1,01
Кысылга <sup>2</sup>	14	<u>0,008-0,023</u> 0,007	<u>0,01-0,09</u> 0,033	0,04
Пролет <sup>2</sup> (антимонит-кварцевая жильная зона)	1	0,07	0,02	0,09
Ган-Андреевское <sup>3</sup> (околорудные метасоматиты)	14	<u>0,023-0,79</u> 0,11	<u>0,006-0,08</u> 0,027	0,137
Сарылах <sup>4</sup> (околорудные березиты)	10	<u>0,873-14,4</u> 4,61	<u>0,006-0,037</u> 0,019	4,629
Сарылах <sup>4</sup> (кварц-антимонитовая жила)	1	0,147	0,012	0,159

*Примечание.* В числителе – максимальное и минимальное содержания, в знаменателе – среднее. 1 – анализы из работы С.Г. Москвитина, 2002. 2 – анализы выполнены химико-спектральным методом в спектральной лаборатории ИГЕМ РАН. 3 – анализы выполнены химико-спектральным методом в ГУП “Центргеоаналитик” Госкомгеологии РС (Я). 4 – анализы предоставлены Г.Н.Гамяниным, ИГЛиБМ СО РАН.

ды могут быть найдены в составе собственных сульфидов, интерметаллидов и комплексных сульфосолей и сульфотеллуридов серебра, свинца, висмута и др. Характерная особенность этих объектов – гораздо менее широкое развитие околорудного метасоматоза по сравнению с золоторудными месторождениями региона и отсутствие МПГ в околожильных метасоматитах.

К объектам этого типа принадлежат серебрянорудные, серебро-полиметаллические, олово-серебряные и комплексные полиметалльные, редкометалльные (Co, Ni, Bi, Au, Ag, Pb, Zn, Se) месторождения региона.

На серебро-полиметаллическом месторождении Прогноз (Западно-Верхоянский сектор Верхоянского пояса), по данным Н.П.Задорожного и Г.Д.Золотилиной, платиноиды представлены осмием, иридием и рутением. Повышенные концентрации платиноидов установлены в сульфосолях свинца, выделившихся в третий, серебро-полиметаллический этап оруденения. В геокроните содержится 7,77 г/т осмия, 15,5 г/т иридия и 30,1 г/т рутения. Кроме того, в геокроните выявлены повышенные концентрации золота (9 г/т), являющегося частым спутником платиноидов, а также хрома (1160 г/т). В фрейбергите содержится 9,3 г/т осмия, 18 г/т иридия и 20,6 г/т рутения. Содержание золота при этом составляет 9,3 г/т. Фрейбергит характеризуется также высоким содержанием кобальта (390 г/т), элемента-спутника платиноидов. Миаргирит отмечается низкими концентрациями платиноидов – 0,07 г/т иридия и 1,3 г/т рутения. Содержа-

ние золота – 0,12 г/т. Содержания никеля и кобальта довольно высокие, соответственно 330 и 270 г/т. Пираргирит содержит 3,98 г/т осмия, 8,96 г/т иридия и 2,3 г/т рутения. Содержание золота составляет 3,88 г/т. Наблюдается повышенная концентрация кобальта (144 г/т). Что касается других минералов, то они отличаются гораздо более низкими содержаниями (осмий – около 0,3-0,6 г/т, иридий – 0,1-0,4, рутений – 2,0-7,5). Все сульфосоли, отличающиеся высокими концентрациями платиноидов, характеризуются повышенными содержаниями селена – до 100 г/т. При пересчете на рудоконцентрат содержания платиноидов могут составлять первые граммы на тонну, а в промышленных рудах десятые – сотые доли, что хорошо коррелирует с содержаниями суммы МПГ в рудах в другом объекте той же Западно-Верхоянской металлогенической зоны – Мангазейском рудном поле (месторождения Безымянное, Васильевское, Михайловское – табл. 2).

Никель-кобальтовые проявления в Тас-Хаятахском рудном районе локализованы в пределах Черско-Полоусненской провинции. Наиболее значительным из них, и единственным, по которому получены содержания МПГ, является Неннелийское, расположенное в истоках одноименной реки, в экзоконтакте Куреньинского гранитоидного массива. Здесь в ороговикованных алевролитах норийского яруса развиты кварцевые жилы и брекчии мощностью от 0,2 до 6,0 м и протяженностью в сотни метров. В них установлены концентрации: золота до

Таблица 2

Содержания платиноидов (в г/т) в серебро-полиметаллических и редкометалльных, полиметалльных месторождениях ВКСО

Месторождение	Количество анализов	Pt	Pd	Сумма МПГ
Безымянное	1	Не обн.	0,03	0,03
Васильевское	1	Не обн.	0,026	0,026
Михайловское	1	Не обн.	0,006	0,006
Неннелийское (Ni-Co руды)	5	<u>0,03-0,05*</u> 0,046	<u>0,0-0,08</u> 0,025	0,071
Неннелийское (Se-Au-Bi руды)	4	<u>0,03-0,06</u> 0,038	<u>0,012-0,05</u> 0,025	0,063

\*В числителе – пределы изменения содержания, в знаменателе – среднее; анализы выполнены химико-спектральным методом в спектральной лаборатории ИГЕМ РАН.

10,0 г/т; серебра до 250 г/т; кобальта до 6,0%, никеля – до 1,5; висмута – до 0,5; селена – до 0,2; меди – до 1%, а также первые проценты свинца и цинка. Главным этапом рудообразования является ранний – золото-редкометалльный, в который образовались: золото, висмутовые сульфиды, арсенопирит, Se-арсенопирит, леллингит, герсдорфит, кобальтин. С этим этапом, как предполагается, связаны повышенные концентрации МПГ (см. табл. 2).

В Полоусненской провинции локализовано крупнейшее в России месторождение олова – Депутатское. На флангах его локализованы небольшие по масштабам олово-серебряные месторождения – Булат, Юбилейное и др. Единственным указанием на возможную платиноносность сульфидных руд этих месторождений служат анализы проб воды из минерализованного источника (минерализация 44,52 – 66,38 г/л) на р. Иргичан в 5,0 км от центральной части Депутатского месторождения. Концентрации платины здесь колеблются от 2,0 до 3,3 мг/л.

В целом платиноносный потенциал каждого из изученных золоторудных, золото-сурьмяных, серебрянорудных, серебро-полиметаллических, олово-серебряных и редкометалльных месторождений можно оценить в первые тонны – десятки тонн (в крупных и уникальных месторождениях: Нежданинском, Депутатском, Мангазейском, Сарылахском).

В третий тип потенциально платиноносных объектов входят базит-ультрабазитовые образования пояса Черского (см. рис. 1), Алазейской зоны и смежной с регионом Южно-Ануйской зоны, а также потенциально перспективные на россыпную платиноносность площади развития рыхлых кайнозойских отложений, пространственно связанные с этими металлогеническими единицами.

Базит-ультрабазитовый пояс горной системы Черского [2,20] по протяженности сопоставим с крупнейшими мировыми структурами подобного типа, хотя и уступает большинству из них по площади выходов базит-ультрабазитовых образований на дневную поверхность. В настоящей работе приведены первые результаты оценки платиноносности образований пояса и обсуждается значение полученных данных.

В современной структуре пояса пространственно совмещены базит-ультрабазитовые и

ассоциирующие с ними образования нескольких возрастных диапазонов (рис. 4). Наиболее древние датировки охватывают период с конца раннего докембрия до конца палеопротерозоя, что коррелирует с древними радиологическими метками большинства базит-ультрабазитовых комплексов мира (Погребницкий, Трухалев, 2002) и возрастом третьего метаморфического корово-мантийного слоя океанической коры (Блюман, 2001). Породы с наиболее древними датировками представлены метаультрабазитами (дунитами, оливинитами, перидотитами, пироксенитами, кортландитами и др.), метагаббро, габбро-амфиболитами, гранито- и сиенито-гнейсами, амфиболитами. Позднедокембрийские – раннепалеозойские радиологические датировки связаны, по-видимому, с ранним метасоматозом пород. Среднепалеозойский комплекс составляют дайки и силлоподобные тела оливиновых габбро, перидотитов и пироксенитов, а в позднепалеозойское время произошло становление трещинных интрузий габбро и габбро-пироксенитов, субщелочных и щелочных расслоенных и зональных массивов ультраосновных и ультраосновных-кислых пород континентально-рифтового Томмотского комплекса. Более поздние датировки (см. рис. 4) обязаны своим происхождением процессам мезозойской коллизии.

На Алазейском плоскогорье образования сходного комплекса представлены осадочными метаморфизованными породами, высокомагнетическими базальтами, близкими коматинитам, троктолитами и серпентинитами.

*Первые сведения о возможной платиноносности северо-восточной Якутии появились в 20-х годах прошлого века, еще до открытия базит-ультрабазитовых комплексов.* В записке горного инженера Иванова от 1923 г. указано на находку шлиховой платины в хр. Кех-Тас (Тас-Хаяхтахский сегмент пояса) гражданином В. Николаевым. Для проверки заявки Геолкомом в 1926 г. была организована экспедиция под общим руководством С.В.Обручева. На стадии подготовки к полевым работам был произведен допрос гражданина Николаева. Протокол допроса, зарисовка местонахождения платины, со слов Николаева, и анализ шлиховой платины, произведенный в Геолкоме (Ленинград), прилагаются к отчету экспедиции. Изуче-

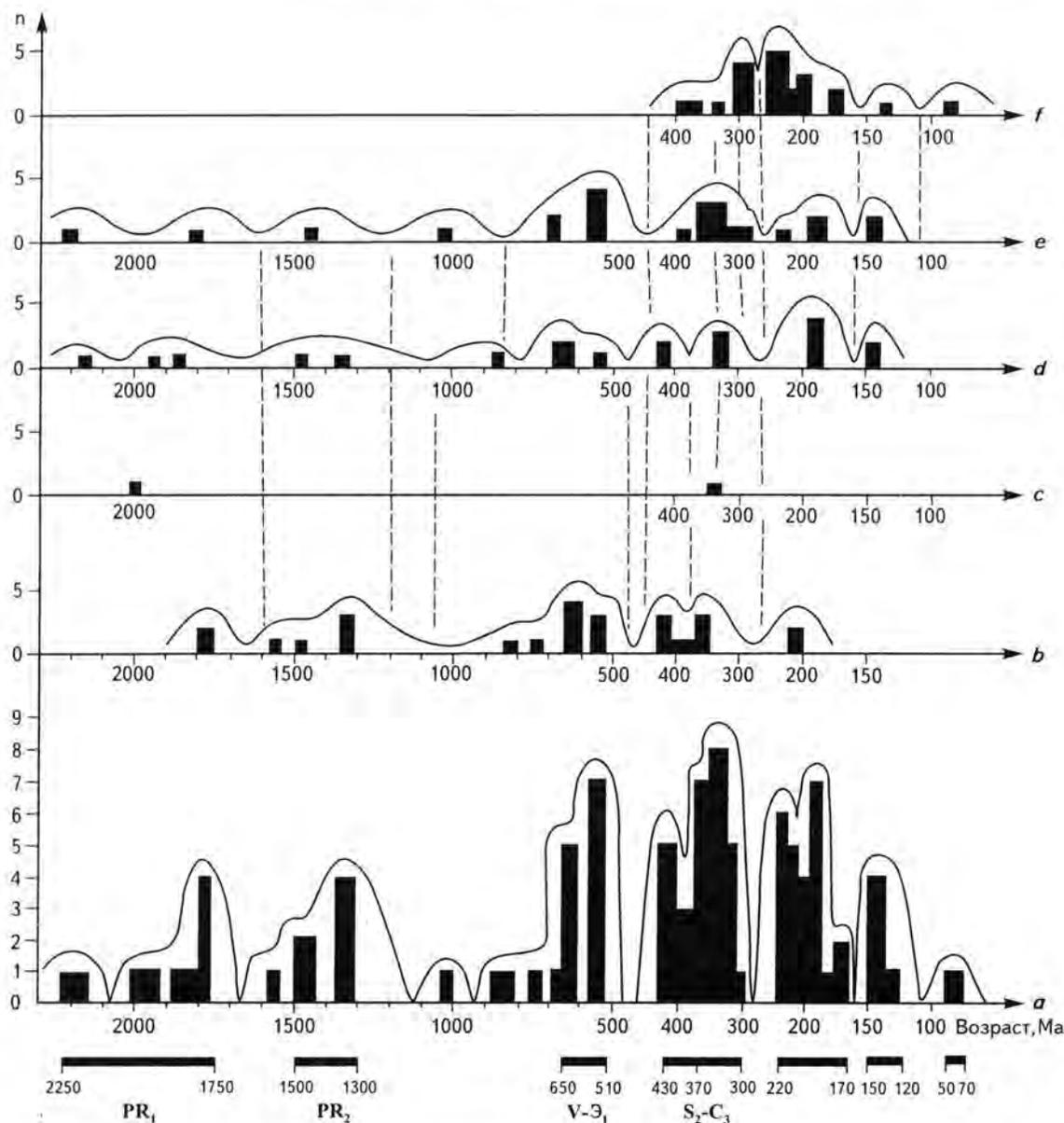


Рис. 4. Сравнительный анализ радиологических датировок пород допозднеюрских магматических и метаморфических комплексов структур Колымской петли и западной части Омолонского массива (Ауланджинский, Закоронный, Коркодонский блоки)

(По данным: Г.С.Горбова и И.А.Загрузиной, 1971; Г.А.Гребенникова и др., 1974; Е.В.Бибиковой и др., 1978; Н.И.Ненашева и А.И.Зайцева, 1980; Н.И.Ненашева, 1989; П.Лейера и др., 1993; Н.А.Горячева и П.П.Колесниченко, 1997; В.А.Труниной и др., 1999)

*a* – сводная диаграмма всех типов пород; *b* – метаморфические породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций; магматические породы: *c* – ультраосновные; *d* – основные и средние; *e* – кислые; *f* – щелочные, всех типов кремнекислотности; *n* – количество определений

ние этих материалов показало следующее. Гр. Николаевым сдано около 32 г мелкой (0,1-0,5 г) платины. По его показаниям, содержание составляло около 4,0 г/м<sup>3</sup>. Лабораторией Геолкома отмечена необычно сильная магнитность

шлиховой платины, что свидетельствует о нестехиометричности входящих в пробу фаз. Скорее всего, большую часть пробы составляли природные сплавы МПГ. Также необычен и химический состав пробы (в %): Pt – 67,06; Pd –

0,87; Ir, Rh, Ru неразделенные – 7,35; Au – следы; Cu – 0,32; Fe – 11,23; осмистый иридий – 13,17. Сейчас можно с большой долей уверенности сказать, что шлиховая платина с таким составом на территории Якутии неизвестна. Ближе всего по составу эта проба к шлиховой платине р.Виллой [19], однако на Виллое железистая платина не отличается сильной магнитностью, низки в ней содержания иридия, родия и рутения. Самое удивительное, что Николаевым указан район, где действительно развиты ультрабазиты, но это было установлено почти 50 лет спустя. Поиски платины по р. Чибгалах экспедицией С.В.Обручева результатов не дали, был изучен фактически один небольшой водоток. Позднее Геолком к вопросу о платиноносности Чималгинского хребта не возвращался и этот район до сих пор не охвачен поисками на россыпную платину.

Имеются также непроверенные устные сообщения о старательской добыче платины на северо-востоке хр.Илинь-Тас, производившейся в 20-30-е годы. В какой-то степени, эти сообщения подтверждаются единичными спектральными анализами разных лет, которые показывали содержания платины до десятков граммов на тонну. Например, по данным А.В.Шустова, в 1965 г. спектральный анализ пробы из габбро-диабазов показал 10,0 г/т платины.

Вопрос о платиноносности ультрабазитов пояса Черского поднимался неоднократно, начиная со времени открытия первых тел ультрабазитов в 40-х годах прошедшего века. Однако отсутствие прямых поисковых признаков (прежде всего россыпной платиноносности) привело к тому, что только в 80-х – начале 90-х годов было проанализировано на платину спектральным полуколичественным анализом несколько проб из ультрабазитов Мунилканского и Селенняхского сегментов пояса. Полученные отрицательные результаты – вполне закономерны, учитывая сложности определения МПГ спектральным методом без предварительной химической подготовки проб. Наконец, в 90-х годах установлена знаковая платиноносность отдельных водотоков Приколымского сегмента пояса, но источники не выявлены, а базит-ультрабазитовые тела не оценены на МПГ. Этим исчерпывались достоверные сведения о платино-

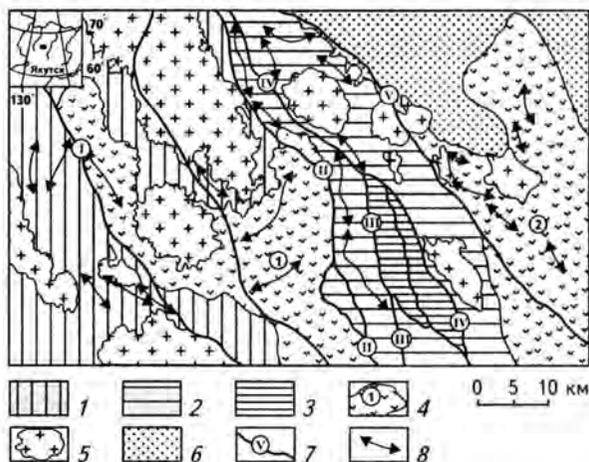


Рис. 5. Мунилканский блок в структуре Тас-Хаяхтахского сегмента базит-ультрабазитового пояса Черского

1-3 – тектонические блоки: 1 – Догдинский (карбонатные породы  $PZ_2$ ), 2 – Кыринский (терригенно-карбонатные породы  $PZ_{1,2}$ ), 3 – Мунилканский (фрагменты тектонических пластин Мунилканского базит-ультрабазитового комплекса, карбонатно-терригенные зеленосланцево-метаморфизованные породы  $O_{1,2}$ ); 4 – поля развития верхнеюрской вулканогенно-осадочной толщи: 1 – Догдинское, 2 – Суордахское; 5 – раннемеловые гранитоидные массивы; 6 – кайнозойские отложения Селенняхской впадины; 7 – разломы: I – Усунский, II – Кутуканский, III – Шумовой, IV – Чычас-Кыринский, V – Ойсордохский; 8 – оси крупных складок

носности базит-ультрабазитового пояса горной системы Черского.

В пределах пояса Черского выделяется несколько сегментов (см. рис. 1). В настоящее время установлена принципиальная платиноносность базит-ультрабазитовых образований Мунилканского блока Тас-Хаяхтахского сегмента и Селенняхского сегмента пояса [15].

В Мунилканском блоке (рис. 5) его магматические образования (табл. 3) представлены протрузиями и фрагментами тектонических пластин площадью до 10 км<sup>2</sup> кумулятивных габбро, амфиболитованных габбро, серпентинизированных гарцбургитов, лерцолитов, верлитов, оливинитов, сохранившихся в основном в синформах (Некрасов, Поспелов, 2002) среди вмещающих среднеордовикских терригенно-карбонатных толщ, регионально динамо-метаморфизованных в зеленосланцевой фации.

В пределах Селенняхского сегмента простираение пояса меняется с субмеридионального на субширотное (рис. 6), при этом пояс расчленяется на несколько кулисообразно располо-

Химический состав (в % мас.) пород Мунилканского и Селенняхского сегментов  
базит-ультрабазитового пояса горной системы Черского

Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.л.п.	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<b>Мунилканский блок</b>													
Оливинит	40,9	0,01	1,81	5,51	2,01	0,11	0,1	36,48	0,04	0,02	0,01	12,52	99,52
Оливинит	39,64	0,07	2,94	5,52	2,81	0,06	0,1	36,26	0,02	0,02	0,02	12,92	100,38
Оливинит	41,7	0,01	1,23	4,45	0,71	0,05	0,1	39,58	0,03	0,01	0,01	12,42	100,3
Гарцбургит	37,94	0,01	2,33	8,62	0,72	0,09	0,11	37,23	0,04	0,02	0,02	12,2	99,33
Гарцбургит	39,65	0,01	1,77	7,24	1,43	0,05	0,1	37,53	0,02	0,01	0,01	12,22	100,04
Pl-перидотит	42,32	0,01	1,65	8,56	0,65	0,09	2,18	33,65	0,06	0,02	0,01	10,25	99,45
Пироксенит (габбро-пироксенит)	45,06	1,60	11,3	8,74	5,78	0,18	11,26	9,27	2,16	0,1	0,15	3,85	99,45
Габбро-пироксенит	45,06	4,17	13,35	3,35	10,6	0,20	4,2	6,3	2,69	0,46	0,55	8,8	99,77
Меланократовое габбро	46,3	1,08	16,28	4,71	5,39	0,16	12,52	8,02	2,1	0,11	0,09	2,7	99,46
Мезократовое габбро	46,8	1,01	18,86	3,84	4,31	0,15	12,18	6,77	2,38	0,06	0,09	2,95	99,4
Лейкократовое габбро	48,5	0,26	17,71	3,99	2,66	0,10	13,05	7,8	2,97	0,07	0,05	2,6	99,76
Габбро-пегматит	48,24	0,34	17,76	4,18	2,34	0,12	14,73	8,01	2,05	0,03	0,05	2,28	100,13
<b>Селенняхский сегмент</b>													
<i>Уяндинская ветвь пояса</i>													
Габбро-амфиболит	48,91	4,35	13,71	2,65	10,6	0,19	8,91	5,19	2,85	0,95	0,31	1,01	99,66
Габбро-амфиболит	50,64	1,68	15,15	1,95	8,62	0,18	9,98	6,23	2,51	1,2	0,15	1,25	99,54
Габбро-амфиболит	50,31	1,55	14,37	2,76	10,1	0,18	8,92	7,15	2,72	0,23	0,09	1,2	99,59
Габбро-диабаз J3	51,68	0,75	16,25	2,97	4,52	0,13	7,47	7,03	2,45	2,04	0,13	4,1	99,52
Габбро-диабаз J3	50,42	1,49	13,75	2,58	8,8	0,17	8,56	9,15	2,48	0,36	0,12	1,76	99,64
Габбро-диабаз J3	50,85	0,70	16,19	4,12	4,01	0,15	10,56	6,24	2,25	0,03	0,12	4,17	99,39
<b>Право-Уяндинский массив</b>													
Дунит	40,05	0,19	1,32	5,97	1,71	0,09	0,1	38,78	0,03	0,01	0,02	11,95	100,22
Дунит	41,82	0,03	1,1	2,77	2,73	0,07	0,1	38,29	0,04	0,01	0,01	12,96	99,93

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Дунит	41,98	0,04	1,5	3,78	3,78	0,06	0,1	36,89	0,03	0,01	0,01	11,4	99,58
Дунит	41,17	0,05	2,19	4,95	2,47	0,07	0,1	37,17	0,03	0,01	0,01	11,86	100,08
Дунит	41,56	0,04	1,82	5,53	2,54	0,06	0,1	37,15	0,03	0,01	0,01	11,33	100,18
Гарцбургит	41,02	0,14	2,78	5,28	3,46	0,07	0,11	35,83	0,04	0,01	0,01	10,83	99,58
Измененный лерцолит	35,03	0,14	12,84	3,11	3,35	0,05	0,1	33,36	0,04	0,01	0,02	11,65	99,7
<i>Лево-Уядинский массив</i>													
Дунит	42,57	0,03	2,05	1,64	3,43	0,12	0,51	37,22	0,03	0,02	0,02	11,97	99,61
Дунит	40,94	0,14	2,56	4,82	2,23	0,04	0,2	37,15	0,04	0,02	0,02	11,28	99,44
Гарцбургит	37,36	0,05	4,01	5,02	2,16	0,09	0,45	36,3	0,06	0,03	0,03	14,05	99,61
Габбро-пироксенит	49,73	4,09	12,82	3,45	10,5	0,11	5,74	8,94	3,62	0,11	0,49	0,33	99,88
<i>Бурхаанская ветвь пояса</i>													
Кортландит	38,91	0,68	6,13	7,55	5,17	0,2	3,87	27,99	0,18	0,25	0,08	9,31	100,32
Кортландит	38,91	0,66	6,42	7,12	5,76	0,2	3,93	27,9	0,17	0,24	0,1	8,88	100,29
Меланократовый троктолит	40,07	0,78	8,67	4,62	7,48	0,18	5,91	23,64	0,43	0,11	0,08	7,91	99,88
Габбро-пироксенит	48,4	1,41	16,73	3,7	4,25	0,07	11,56	6,8	2,87	1,06	0,13	2,46	99,44
Габбро-пироксенит	46,96	1,43	14,27	5,12	3,68	0,08	13,63	8,64	2,59	0,09	0,09	2,79	99,37
Оливиновое Габбро	45,41	3,47	13,39	4,4	9,4	0,16	10,7	5,65	3,69	0,33	0,19	2,82	99,61
<i>Эстиректях-Тасская ветвь пояса</i>													
Амфиболизированный габбро-пироксенит	47,02	2,45	13,89	3,37	10,5	0,22	11,31	6,79	2,6	0,39	0,29	1,36	100,18
Амфиболизированный габбро-пироксенит	46,09	2,32	14,08	4,86	9,34	0,21	10,84	6,14	2,48	0,27	0,24	3,31	100,18

Примечание. Анализы выполнены химическим способом в химико-спектральной лаборатории ГИН РАН.

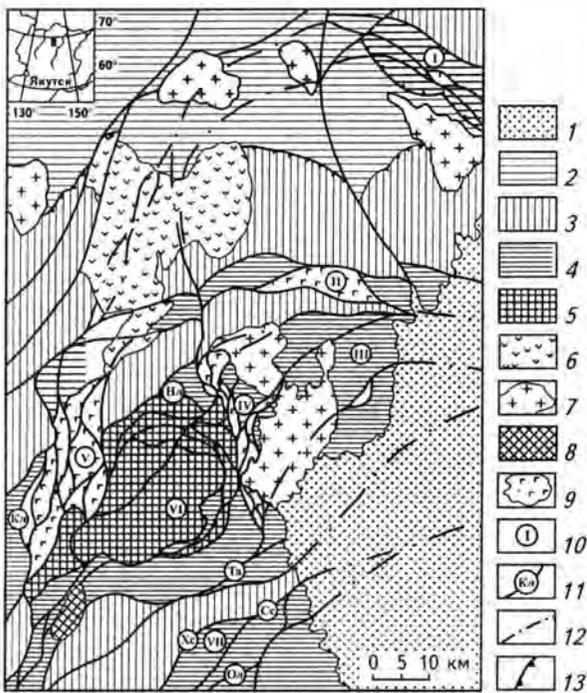


Рис. 6. Структура Селенняхского сегмента базит-ультрабазитового пояса Черского

1 – кайнозойские отложения Абыйской впадины; 2–3 – метаморфизованные породы: 2 – терригенные ( $T_1-J_1$ ), 3 – карбонатные и терригенно-карбонатные ( $O_1-C_1$ ), карбонатно-вулканогенно-терригенные ( $C_2-J_3$ ); 4–5 – метаморфические породы: 4 – Таландинского зеленосланцевого комплекса ( $O_1-S_2$ ), 5 – Уядинского полиметаморфического комплекса ( $PR_2-O_1?$ ); 6 – верхнемеловой-палеогеновый Дзяхтардахский вулканоплутонический комплекс; 7 – гранитоидные батолиты ( $K_2$ ); 8 – Томмотский магматический комплекс ( $D_2-C_3$ ); 9 – Калгынский преимущественно базит-ультрабазитовый комплекс ( $PR_2-PZ?$ ); 10 – ветви базит-ультрабазитового пояса горной системы Черского и ассоциирующих с ним метаморфических комплексов (I – Кюрюэляхская, II – Эстирехтяхская, III – Бурхаанская, IV – Эстирехтях-Тасская, V – Калгынская, VI – Уядинская, VII – Таландинская); 11 – разломы, выведенные на дневную поверхность: Нл – Нялгойский, Кл – Калгынский, Та – Таландинский, Сс – Сянганский, Хс – Хатыннах-Саалинский, Ол – Олындынский; 12 – разломы, скрытые под осадочными и вулканогенно-осадочными породами ( $C_2-J_3$ ) или “залеченные” мезозойскими магматическими образованиями; 13 – Южно-Полосуенская система надвигов.

женных ветвей [15]. В Уядинской ветви (или одноименном тектоническом блоке) докембрийские габбро, дуниты и перидотиты слагают силлоподобные линзовидные тела площадью до  $5 \text{ км}^2$  с сохранившимися фрагментами первичных интрузивных контактов, переработанных

поздним метасоматозом. Тела локализованы в толще амфиболитов и кристаллических сланцев Уядинского полиметаморфического комплекса. Остальные ветви Селенняхского сегмента представлены тектоническими пластинами амфиболитованного габбро, дунитов, перидотитов, пироксенитов, кортландитов, троктолитов с площадью выхода отдельных пластин до  $40 \text{ км}^2$ . Отмечаются тектонические отторженцы зональных габбро-пироксенит-дунитовых массивов. Возраст раннего высокотемпературного метаморфизма базит-гипербазитовых комплексов по результатам определений  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом составляет 419–430 Ма (Лейер и др., 1993). Петрохимические характеристики метагипербазитов являются промежуточными между альпинотипными и метаморфическими разностями (Oxman et al., 1995). По совокупности минералогических и геохимических особенностей метаультрабазиты и метагаббро принадлежат типу коматитовых базальтов [28]. Такие образования могли быть сформированы на утоненной континентальной коре энциалических бассейнов [28], либо в условиях развития интракратонной рифтовой системы. В пользу такой геодинамической позиции образований пояса свидетельствует и высокое Pd/Pt-отношение (табл. 4), характерное для континентальных базит-ультрабазитовых комплексов. Все выявленные тела гипербазитов и в меньшей степени габброидов несут рассеянную рудную минерализацию (см. табл. 3). Участки пород с минерализацией в пределах 1–2% имеют площадь от сотен квадратных метров до  $3 \text{ км}^2$ .

Богатые титаномagnetитовые руды обнаружены только в обломках ближнего сноса в Мунилканском блоке. Имеющиеся указания на находки в регионе хромитовых руд пока не подтверждены. Минеральный состав руд очень простой. Преобладают магнетит, титаномagnetит, пирротин, в меньшей степени распространены хромит, ильменит, пирит, халькопирит, пентландит, редко встречаются миллерит, фуксит, непунит. Минералы МПГ на данной стадии исследований не идентифицированы, но сам тип оруденения предполагает нахождение их в индивидуализированных минеральных формах.

Надежность полученных аналитических результатов по МПГ (см. табл. 1) подтверждается многолетним успешным сотрудничеством

**Содержания МПГ (в г/т) в позднедокембрийских метасульфидных и метабазитах Мунилканского и Селенняхского сегментов базит-гипербазитового пояса горной системы Черского**

Номер пробы	Характеристика пробы	Pt	Pd	Rh	Сумма МПГ
<b>Мунилканский блок</b>					
<i>Участок "Ветка"</i>					
45/4	Серпентинизированный перидотит (руг, mt <<1%)	0,09	0,022	Не обн..	0,112
45/7	Зона сульфидизации в серпентинитах (руг, ру - 3-5, до15%)	0,04	0,08	"-	0,12
	Среднее по участку (4)*	0,045	0,03	"-	0,075
<i>Участок Брэм</i>					
66	Серпентинит с титаномагнетитом (10-30, до 50%)	0,01	0,055	"-	0,065
67	Родингитизированный серпентинит (ру, схр, руг, mt <1%)	0,025	1,1	"-	1,125
67/3	Серпентинизированный перидотит (руг, mt от <1%, до 1-2%)	0,01	0,07	0,007	0,087
	Среднее по участку (15)*	0,016	0,1	0,0005	0,1165
<i>Участок "Рассвет"</i>					
529/5	Серпентинизированный перидотит (mt, руг от <1, до 5%)	0,04	0,06	Не обн..	0,1
	Среднее по участку (6)*	0,02	0,026	"-	0,046
<b>Селенняхский сегмент</b>					
<i>Уядинская ветвь пояса</i>					
5/10У	Габбро-амфиболит с титаномагнетитом до 1%	0,04	0,023	"-	0,063
15	Габбро-амфиболит с титаномагнетитом до 1%	0,05	0,021	"-	0,071
<i>Право-Уядинский массив</i>					
507	Серпентинит (mt, руг от < 1, до 2%)	0,12	0,32	0,017	0,457
16/21	Серпентинизированный дунит (mt, руг <<1%)	0,02	0,04	Не обн.	0,06
	Среднее по массиву (9)*	0,03	0,06	0,003	0,093
<i>Левое-Уядинский массив</i>					
510/3	Серпентинит (mt, руг < 1%)	0,03	0,1	Не обн.	0,13
	Среднее по массиву (3)*	0,03	0,063	0,007	0,1
<i>Эстиректях-Тасская ветвь пояса</i>					
95/1	Серпентинизированный дунит (руг, схр, mt от <1, до 2%)	0,01	0,04	0,006	0,056
	Среднее (8)*	0,008	0,02	0,002	0,03
<i>Бурхаанская ветвь пояса</i>					
82/9	Серпентинизированный дунит с титаномагнетитом <<1%	0,01	0,05	0,006	0,066
	Среднее (3)*	0,01	0,03	0,003	0,043

*Примечание.* mt – магнетит, руг – пирротин, ру – пирит, схр – халькопирит. Анализы проведены химико-спектральным методом в Лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (г.Москва). Предел чувствительности для Pt, Pd, Rh, h –0,001 г/т, Ir – не обнаружен, Ru, Os – не анализировались.

\*Количество проанализированных проб.

лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН с РАО "Норильский никель". Установленные количественным спектральным анализом содержания Ni варьируют (в %): от 0,02 до 0,4; Cu – от 0,002 до 0,1; Cr – от 0,02 до 1,2; V – до 0,068

При оценке значения полученных результатов необходимо учитывать следующие обстоятельства. Во-первых, работы проводились в очень ограниченном объеме, при полном отсутствии прямых поисковых признаков. Во-вторых, проанализированы на МПГ всего 62 пробы (в основном сколковые) из габбро-гипербазитовых тел, что несопоставимо с параметрами изучаемого объекта. В-третьих, подавляющее большинство проб характеризует породы с фактически фоновой для базит-ультрабазитовых комплексов магнетит-хромитовой и сульфидной минерализацией. При этом перспективы базит-ультрабазитового пояса горной системы Черского на обнаружение месторождений МПГ (в том числе и россыпеобразующих формаций) можно проиллюстрировать сравнением данных, приведенных в табл. 4, с содержаниями МПГ в породах соответствующих комплексов известных рудно-россыпных провинций, в том числе и выявленных в последнее время.

Наиболее территориально близкие массивы ультрабазитов Алданской провинции с рассеянной хромитовой и сульфидной минерализацией характеризуются средними содержаниями суммы МПГ [8] от 0,06 г/т (массив Чад) и 0,08 г/т (массив Инагли) до 0,11 г/т (массив Кондер). Габброиды и ультрабазиты (в том числе хромитоносные) Корьякско-Камчатской платиноносной провинции имеют средние значения суммы М [24] от 0,015 до 0,06 г/т в россыпеобразующих дунитах Олюторской металлогенической зоны и около 0,035 – в массивах Центральной и Восточной Камчатки. Для хромитоносных дунитов Уральского платиноносного пояса установлены средние содержания платиноидов от 0,008 до 0,05 г/т [26], при концентрациях в большинстве рудных тел 5,0-8,0 г/т [1]. При поисковых работах на площадях будущих Pt-Pd-месторождений Стиллуотерского комплекса были выявлены концентрации платиноидов от < 0,01 до 0,7 г/т, с максимальным содержанием суммы МПГ в единичном образце – 4,6 г/т, и понадобилось 30 лет разведочных работ, чтобы оконту-

рить металлоносные рифы с содержаниями 1,0-10,0 г/т.

Кроме охарактеризованных базит-ультрабазитовых образований, в структуре пояса локализованы щелочно-ультрабазитовые (Томмотский массив) и ультрабазит-базитовые, со щелочным уклоном, интрузии позднепалеозойского возраста континентально-рифтогенной природы. Они достаточно широко распространены в пределах пояса, но платиноносность их не оценивалась. Автором изучен Кюрюзляхский и Бурхаанский массивы, локализованные в одноименных ветвях Селенняхского сегмента пояса.

Кюрюзляхская ветвь Селенняхского сегмента (рис. 7) расположена на сочленении субмеридиональных структур Селенняхского сегмента и субширотных Полоусненского сегмента Черско-Полоусненской покровно-складчатой системы. В зоне сочленения палеозойские отложения Селенняхского сегмента шарьированы по сложной системе сопряженных чешуй (Полоусненская надвиговая система) на раннеюрские породы Полоусненского сегмента. Участки зеленосланцево-метаморфизованных пород не связаны структурно с Полоусненской системой надвигов, так как метаморфизму подвержены только образования палеозойского аллохтона. Такие участки сгруппированы в узкие дугообразные зоны шириной 10-40 км и протяженностью до 100 км и более, меняющие свое простирание с северо-западного на юго-восточное при прослеживании их в северном направлении. Они также являются секущими по отношению к Полоусненской системе надвигов. Сложена Кюрюзляхская ветвь Селенняхского сегмента зеленосланцево-метаморфизованными терригенно-карбонатными породами раннего ордовика – раннего силура, прорванными дайками и мелкими силлообразными телами габброидов томмотского магматического комплекса (D<sub>2</sub>?-C<sub>3</sub>).

В районе выхода Кюрюзляхского массива фиксируются две тектонические пластины зеленосланцево-метаморфизованных пелитоморфных известняков, доломитистых известняков, обломочных известняков (калькаренитов), хлорит-сланцев и алевролитов раннеордовикских олындинской и талындинской свит и среднеордовикской тингской свиты. Пластины и породы, их слагающие, залегают монокли-

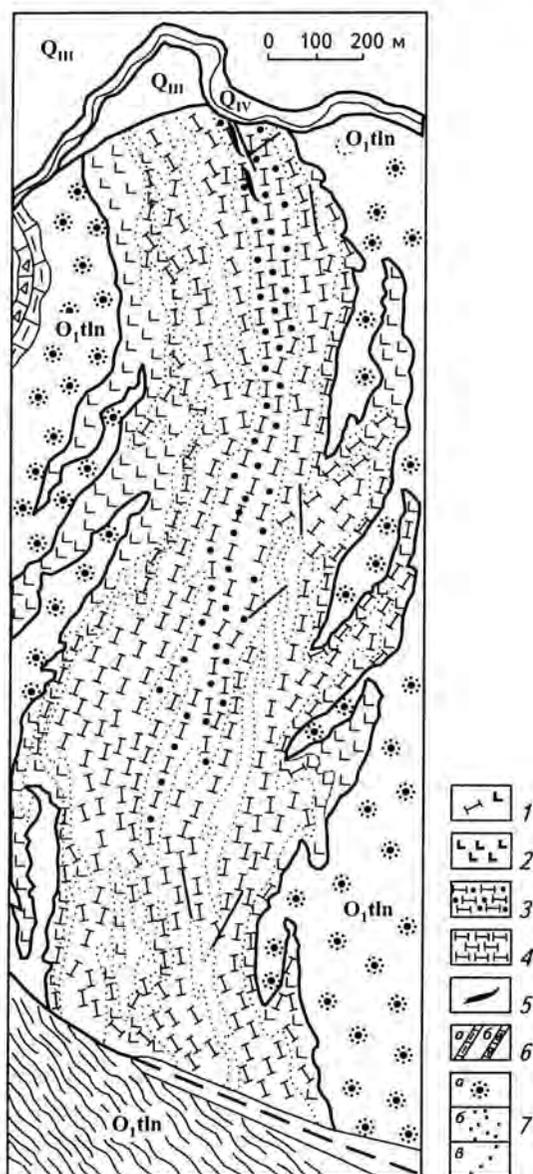


Рис. 7. Схема внутреннего строения Кюрюзляхского массива

Q<sub>IV</sub> – четвертичная система, современный отдел. Галечно-гравийные, песчано-суглинистые, илистые отложения; Q<sub>III</sub> – четвертичная система, верхний отдел. Супесчано-суглинистые отложения; O<sub>1</sub>tln – ордовикская система, нижний отдел, ареннигский ярус, талындинская свита. Чередование мощных пачек доломитизированных, мраморизованных известняков, калькаренитов и хлорит-слюдистых сланцев; 1 – габбро-пироксениты; 2 – мелко-среднезернистые лейко- и мезократовые габбро, крупно- и гигантозернистые мелкокротовые габбро; 3 – средне-крупнозернистые биотит-флогопитовые пироксениты; 4 – разномозернистые пироксениты; 5 – сульфидизированные жилы амфибол-полевошпат-пироксен-слюдистых пегматитов с титаномагнетитом; 6 – глинистые и кремнисто-глинистые, доломитизированные мраморизованные известняки (а), калькарениты, кальцилутиты (б); 7 – биотитовые роговики, скарноиды, мраморы (а), ороговикованные породы (б), фациальные границы между разновидностями магматических пород (в)

северо-восточным (из установленных к настоящему времени) телом мафит-ультрамафитового состава в пределах пояса Черского и представляет собой силлообразное тело мощностью 400-600м, с пологим погружением на восток субсогласно с вмещающими породами. Вмещающие породы талындинской свиты контактово метаморфизованы с образованием мраморов, биотитовых и известково-силикатных роговинок, причем в всячем контакте зона ороговикования достигает сотен метров.

Массив на настоящее время – единственное в пределах пояса Черского тело с преобладанием ультрамафитов, имеющее четко установленные, нормальные интрузивные контакты и представляет собой многофазное, сложно дифференцированное тело зонального строения. Центральная и наибольшая по площади часть массива сложена магматитами ранней фазы – пироксенитами и слюдистыми (биотит-флогопитовыми) пироксенитами (см. рис. 7). Последние слагают осевую часть массива и, возможно, образованы в результате метасоматических и гидротермально-пневматолитовых преобразований пироксенитов. Об этом свидетельствует наличие в слюдистых пироксенитах амфибол-полевошпат-флогопит-пироксеновых с титаномагнетитом пегматитов. Тела пегматитов имеют установленную мощность до 0,6 м и длину от 2,0 до 3,0 м и более. Пироксениты к периферии массива сменяются габбро-пироксенитами,

нально с субмеридиональным простиранием и падением на северо-восток под углами 10-50°. В юго-западной части участка эта серия пластин надвинута на раннеюрские алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников. Надвиг сопровождается зоной сланцевого тектонического меланжа. В южной части участка породы испытывают контактовое влияние Эгекитского гранитоидного массива и ороговикованы в биотитовой субфации.

Кюрюзляхский мафит-ультрамафитовый массив расположен на южном отроге г.Второй Эгекит, сложенной раннемеловыми гранитоидами Эгекитского массива. Он является самым

редко горнблендитами и далее к контактам меланократовым, реже мезократовым и лейкократовым габбро. Габбро представляют собой более позднюю, хотя и близкую по времени фазу внедрения. Это подтверждается наличием как постепенных переходов с пироксенитами, так и присутствием ксенолитов последних в габбро. Последняя фаза представлена жилами и линзовидными телами монцодиоритов, монцититов, сиенитов, гранодиоритов и гранофилов, содержащих ксенолиты габбро и пироксенитов. О единстве и неразрывности во времени всего процесса свидетельствуют: общий субщелочной уклон магматизма всех фаз, зональное строение и наличие постепенных переходов между породами, идентичные вторичные изменения магматитов всех фаз (хлоритизация, серицитизация, эпидотизация).

Структуры магматических пород массива варьируют от микрозернистых (в гранофилах), мелкозернистых (преобладают в габбро и габбро-пироксенитах), крупнозернистых (наблюдаются в пироксенитах и горнблендитах), до гигантозернистых (пегматиты в слюдястых пироксенитах). Микроструктуры пород – аллотриаморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая, редко пойкилитовая. Основной минерал – моноклинный пироксен (авгит, диопсид, редко титан-авгит) призматического габитуса. Амфиболы представлены бурой и зеленой роговыми обманками, иногда отмечается сине-зеленый щелочной амфибол. Плаггиоклаз представлен лабрадором и андезином (в габбро, монцодиоритах и сиенитах). В габбро проявлены биотит и флогопит. В монцодиоритах и сиенитах отмечается калиевый полевой шпат, в гранофилах – кварц. В пироксенитах редко отмечаются зерна серпентинизированного оливина. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном. В пегматитах и слюдястых пироксенитах флогопит развит чрезвычайно широко. В пегматитах, кроме того, широким развитием пользуются альбит и эпидот. В метасоматитах по породам и в приконтактных разностях по пироксенам и амфиболам развит актинолит, по биотиту и флогопиту – серицитовые агрегаты, по полевым шпатам – альбит.

Достаточно ясные взаимоотношения с вмещающими породами определяют раннюю возрастную границу интрузива как послесреднеор-

довикскую. По нашему мнению, по совокупности отличительных черт магматизма (субщелочной уклон магматизма, состав пород, зональное строение, признаки магматической дифференциации) массив принадлежит томского комплексу ( $D_3-C_1$ ).

В Кюрюэляхском массиве нами установлено широкое развитие титаномагнетитового оруденения, приуроченного к центральной зоне массива и связанного с пироксенитами. Общие размеры участка оруденелых пироксенитов составляют 500-700 м с запада на восток и 2,0 км с севера на юг. Содержания рудных минералов в пироксенитах колеблются от 2-3 до 10%. Минералы представлены пиритом, титаномагнетитом, редко халькопиритом и пирротинном.

Внутри этого контура выделяется площадь распространения более богатых руд, связанных со слюдястыми пироксенитами. Размеры участка таких руд фактически совпадают с контуром распространения слюдястых пироксенитов в осевой части массива и составляют 200-250 м с запада на восток и, вероятно, более 1,5 км с севера на юг. Основным рудным минералом является титаномагнетит, редко фиксируются пирит, халькопирит. В протоловках штучных и бороздовых проб при полном минералогическом анализе установлены арсенопирит, гематит, касситерит. Содержания рудных минералов варьируют в пределах 5-30%. Минералы образуют как идиоморфные зерна и кристаллы (до 0,5 см), так и их скопления (до 2-3 см). Кроме того, наблюдается мелко-микрозернистая (от 5-50 мкм до 0,5 мм) интерстициальная вкрапленность (скопления в интерстициях кристаллов пироксена и слюд). В слюдястых пироксенитах локализованы также тела амфибол-полевошпато-флогопит-пироксеновых пегматитов мощностью до 0,6 м. Содержание рудных минералов (преимущественно титаномагнетита) в таких телах достигает участками 60%.

Следует отметить присутствие мелких золотин (до 0,25мм) комковатой формы (в одном случае кристалл октаэдрического габитуса) в протоловках штучных и бороздовых проб рудной зоны. К сожалению, минералы платиновых металлов точно идентифицированы не были.

В рудах установлены содержания окисного железа, двуокиси титана и пятиокиси ванадия, близкие к промышленным (на мощность 25,0 м:

$\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 23,5%;  $\text{TiO}_2$  – 2,6%;  $\text{V}_2\text{O}_5$  – 0,27%). По всей рудной зоне развития ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд среднее содержание, по данным химико-спектрального анализа МПГ и золота, составляют 0,25 г/т. Выделяется горизонт мощностью не менее 7,0 м – 15,0 м, протяженностью более 2,0 км (бороздовые пробы 542/30-542/36 и штуфные (фактически точечные по площадям) пробы 106/3, 106/5, 545/1) со средними содержаниями МПГ – 0,15 г/т; суммы благородных металлов – 0,3 г/т. Это приблизительно в 100 раз выше фоновых для такого типа руд. Интересно, что, в отличие от анализировавшихся ранее ультрабазитов, в пироксенитах Кюрюэляхского массива в целом преобладает платина, которая является главным компонентом всех россыпей платиноидов. Оруденение Кюрюэляхского массива близко таковому пудожгорского типа [29]. Платиноносный потенциал подобных объектов может составлять сотни тонн.

В Бурхаанской ветви Селенняхского сегмента пояса среди зеленосланцево-метаморфизованных отложений ордовика – нижнего силура локализован интрузив габбро, разными исследователями относимый либо к томмотскому, либо к позднеюрскому комплексам. По результатам исследований, интрузив представляет собой межпластовый силл мощностью 500-700 м, залегание которого контролируется двумя сближенными пологими разрывами. В современном эрозионном срезе по большей части своей периферии массив имеет нормальные интрузивные контакты. Конфигурация Бурхаанской зоны контактовых изменений пород свидетельствует о пологом погружении массива в юго-восточном направлении.

Породы массива не несут видимых следов дифференциации или зонального распределения разностей. Они представлены главным образом мезо- и меланократовым средне-крупнозернистым, полнокристаллическим габбро с переходами до габбро-пироксенитов и габбро-диабазов. По нашему мнению, массив принадлежит к томмотскому комплексу. Об этом как раз и свидетельствует преобладание полнокристаллических крупнозернистых, преимущественно меланократовых разностей, не характерное для позднеюрских малых интрузивов габбро и габбро-диоритов.

Породы габбрового массива, закартированного на севере участка, содержат убогую (от < 1 до 1-2%) вкрапленность титаномагнетита и пирротина. В отдельных участках, судя по элювию, вероятно, не более первых десятков квадратных метров, наблюдается вкрапленность (до 3-7%) титаномагнетита, пирротина, пирита, редко халькопирита. В протолочках проб собственно минералов платиноидов не обнаружено. Среднее содержание МПГ (Pt+Pd) в таких участках составляет 0,22 г/т (до 0,39), что в 200 раз выше фоновых для этого типа пород. Содержание золота варьирует от 0,13 до 0,39 г/т, а среднее содержание суммы благородных металлов в оруденелых участках составляет 0,33 г/т.

Массивы, подобные Бурхаанскому габбровому (вероятно,  $\text{C}_{1-3}$  возраста), широко распространены по всей системе Черского и на платиноиды не проверялись, хотя и содержат прожилковое и гнездово-вкрапленное пирротин-халькопиритовое оруденение. Перспективы россыпной платиноносности подобных массивов менее определены, так как основным компонентом МПГ здесь является палладий, соединения которого не устойчивы в экзогенных условиях.

В позднепалеозойских, раннемезозойских базитах и ультрабазитах восточной части Южно-Ануйской шовной зоны, непосредственно ограничивающей ВКСО, химико-спектральным анализом (10 проб) зафиксированы концентрации Pt на уровне 0,01-0,12 г/т, Pd – 0,005-0,07 при средней сумме МПГ – 0,045 г/т. Опробовались породы без признаков сульфидного оруденения.

Проведенные исследования доказывают необходимость дальнейших региональных работ по изучению базит-ультрабазитовых образований горной системы Черского. Дополнительные перспективы могут быть связаны с огромной и чрезвычайно малоизученной территорией междуречья Индигирки-Колымы, где выделена региональная гравимагнитная аномалия, предположительно связанная с ультрамафитами. Кровля возмущающих объектов залегает на глубинах от 0,5 до 3,2 км (Геологическая..., 1992). Аномальный комплекс перекрыт позднемеловыми-палеогеновыми континентальными вулканитами и кайнозойскими рыхлыми отложениями и мог неоднократно служить объектом раз-

мыва в позднем мезозое-кайнозое. Находки ультрабазитов и троктолитов в пределах Алазейского плоскогорья дают основание предполагать, что на отдельных участках породы комплекса и в настоящее время выведены на дневную поверхность. Учитывая, что известные и потенциально перспективные площади развития базит-ультрабазитовых комплексов расположены в стороне от традиционных районов золотодобычи, особую актуальность приобретает переоценка россыпной металлоносности.

\* \* \*

В результате работ, проведенных в том числе и автором настоящей работы, показана принципиальная перспективность региона на обнаружение месторождений МПГ, выявлено значительное число рудных формаций и типов платиноносных месторождений, распространенных в разных районах мира, с которыми могут быть связаны промышленные концентрации платиновых металлов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алакшин А.М. О строении земной коры зоны сочленения Сибирской платформы со складчатм обрамлением / А.М.Алакшин, Б.М.Письменный // Геология и геофизика. – 1988. – № 11.
2. Архипов Ю.В. Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующие с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы // Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. – Якутск: Якут. кн. изд-во, 1984.
3. Бибикина Е.В. и др. Возраст древнейших пород Омолонского массива // Докл. АН СССР. – 1978. – № 2.
4. Гамянин Г.Н. Нежданское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России / Г.Н.Гамянин, Н.С.Бортников, В.В.Алпатов. – М.: Геос, 2000.
5. Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 207 с.
6. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона (север центральной Сибири). – СПб.: Наука, 2002.
7. Додин Д.А. Платина России. Программа комплексных исследований по развитию и рациональному освоению минерально-сырьевой базы металлов платиновой группы России. – М.: Роскомнедра, 1993.
8. Додин Д.А. Платинометалльные месторождения России / Д.А.Додин, М.М.Чернышов, Ю.А.Яцкевич. – СПб.: Наука. 2000.
9. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. – М.: Наука, 1990.
10. Зоненшайн Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР / Л.П.Зоненшайн, М.И.Кузьмин, Л.М.Натапов. – М.: Недра, 1990.
11. Кропоткин П.Н. Очерк геологии Северо-Востока СССР / П.Н.Кропоткин, Е.Т.Шаталов // Материалы по изучению Охотско-Колымского края. Сер. 1. Геол. и геоморф. – 1936. – Вып. 3.
12. Москвитин С.Г. Золотое оруденение месторождения Кючюс (Куларский район, Якутия) // Российская Арктика. Геологическая история. Минералогия. Геоэкология. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002.
13. Некрасова Р.А. Куларит – аутигенная разновидность монацита / Р.А.Некрасова, И.Я.Некрасов // Докл. АН СССР. – 1983. – Т. 268. – № 3.
14. Некрасов А.И. Верхояно-Колымская складчатая область как пример интракратонной протерозойско-раннепалеозойской мобильной структуры Пангеи / А.И.Некрасов, И.И.Поспелов // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Материалы совещания. – Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2001.
15. Некрасов А.И. Структурное положение Тас-Хаяхтахского и Селеняхского сегментов базит-ультрабазитового пояса Черского / А.И.Некрасов, И.И.Поспелов // Вестник Госкомгеологии Республики Саха (Якутия). – 2002. – № 2 (3).
16. Некрасов А.И. Перспективы платиноносности Северо-Восточной Якутии / А.И.Некрасов, Ю.И.Сенотрусов, Н.Э.Тямысов, В.М.Левин, В.Н.Соловьев // Вестник Госкомгеологии Республики Саха (Якутия). – 2002. – № 1(2).
17. Ненашев Н.И. Геохронология и проблемы генезиса гранитоидов Восточной Якутии / Н.И.Ненашев, А.И.Зайцев. – Новосибирск: Наука, 1980.
18. Обручев С.В. Материалы по тектонике Северо-Восточной Азии // Пробл. сов. геол. – 1934. – Т. 2. – № 6.
19. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2000.
20. Оксман В.С. Пояс офиолитов хр.Черского / В.С.Оксман, Л.М.Парфенов, А.В.Прокопьев и др. // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 6.
21. Оксман В.С. Геодинамическая эволюция коллизионного пояса горной системы Черского (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. – 1998. – № 1.
22. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984.
23. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. – М.: Наука, 1994.

24. *Платина России*. – М.: ЗАО “Геоинформ-марк”, 1999. – Том III (в двух книгах).

25. *Сеславинский К.Б.* Южно-Анхойская структура (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 249. – № 5.

26. *Столяренко В.В.* Россыпеобразующий потенциал платиноносных дунитов по результатам изучения большеобъемных проб / В.В.Столяренко, В.М.Шашкин // Руды и металлы. – 1998. – № 3.

27. *Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива*. – М.: Наука, 1981.

28. *Трунилина В.А.* Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоян-

ской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента) / В.А.Трунилина, С.П.Роев, Ю.С.Орлов, В.С.Оксман. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999.

29. *Трофимов Н.Н.* Геодинамические условия образования благороднометалльно-титаномагнетитовых месторождений Онежской рифтогенной структуры / Н.Н.Трофимов, А.И.Голубев // Руды и металлы. – 1999. – № 5.

30. *Чернышов Н.М.* и др. Строение земной коры Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области // Труды ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. – 1988. – № 728.

ГУГПП “Ягеология”,  
пос.Батагай, Республика Саха (Якутия)

УДК 553.49(571.61)

**А.В.Мельников, В.А.Степанов**

## **ИЗУЧЕНИЕ ПЛАТИНОНОСНОСТИ ПРИАМУРЬЯ**

Начало изучения платиноносности Приамурья обусловлено прогрессирующим истощением уральских платиновых россыпей и, соответственно, возрастающим стремлением к поискам новых существенно платиновых объектов в малоизученных районах страны. Исследователи руководствовались опытом уральских геологов, обобщенным в 1923 г. Н.К.Высоцким [2], а также известными в то время данными о продуктивности на платиноиды сульфидного медно-никелевого оруденения в ультраосновных и основных породах.

Первая детальная работа на платину относится к 1911 г., когда в верховьях р.Бол.Ольдой Я.А.Макеровым была проведена оценка платиноносности окрестностей ультрабазитового массива г.Лукинда [4]. Работы охватили левые притоки р.Бол.Ольдой, в бассейнах которых расположен массив. Сравнение строения массива с уральскими платиноносными интрузиями позволило установить отсутствие характерного для последних “перидотитового кольца”, окаймляющего дунитовое ядро. Это обстоятельство рассматривалось какстораживающее. Одна-

ко, руководствуясь главнейшим поисковым признаком – шпирами хромита в дуните, автором рекомендовались здесь поиски россыпей.

В 1916 г. инженером Б.П.Мишиным по рекомендации Я.А.Макерова были пройдены 35 шурфов и проведено шлихование аллювия, кос и старательских отвалов в четырех долинах южного склона гольца Лукинда. Всего было отобрано около 500 шлихов. В них в разных количествах обнаружены “зерна, пластинки и крючки самородного железа...”. “Что касается платины, то видимых несомненных знаков ее при работе не встречено; анализы шлихов, исполненные в лаборатории Министерства торговли и промышленности, присутствие платины не обнаружили”. Обратим внимание на находку самородного железа, поскольку в дальнейшем похожие мелкие частички минерала представлялись как “скорей всего платина” [4].

В 1912 г. инженером Верхне-Амурской золотопромышленной компании К.В.Гроховским на золоторудном месторождении Колчеданный Утес была взята проба из жилы кварц-пирит-халькопирит-пирротинового состава, в которой

было установлено: 72,59 г/т металлов платиновой группы (МПП), из них (в г/т): платины – 69,8, иридия – 1,17, палладия – 0,62, осмия – 0,26, рутения – 0,74 (Гроховский, 1913).

На протяжении нескольких последующих десятилетий геологи с удивительным постоянством возвращались на Лукиндинский гипербазитовый массив и месторождение золота Колчеданный Утес. Другие объекты практически не изучались, несмотря на имеющиеся к тому времени и постоянно пополняющиеся данные о находках платиноидов в золотоносных россыпях Зейского района (реки Гилюй, Иликан, Джелтулак, Могот, Деп), в бассейне Ольдоя, Селемджи, Май. К немногим исключениям относится изучение А.И.Хлапониным в 1927 г. платиноносности бассейна р.Осежина. Высокие содержания платины (не конкретизировано) обнаружены в оливиновых диабазах.

В 1926 г. на месторождении золота Колчеданный Утес экспедицией Верхнеселемджинского комбината треста “Дальзолото” под руководством В.В.Купер-Конины проведена проверка данных К.В.Гроховского. В платиноносном гнезде сульфидных руд 0,5x1,5x2,5 м определено 1384 г/т МПП, из них платины – 38,2 г/т. В 1936 г. П.С.Бернштейном (ЦНИГРИ Мингео СССР) отобрана обобщенная проба из сульфидно-кварцевых руд, содержание платины в ней составило 1 г/т (Бернштейн, 1936). В 1949 г. содержание платины 0,2-1,5 г/т получено здесь работами ДВГУ (Усенко, 1951). Дальнейшие работы (Карсаков, 1969) не подтвердили этих определений.

Частая встречаемость платины в золотоносных россыпях Уруша-Ольдойского района заинтересовала геологов Дальневосточного филиала Академии наук СССР (ДВФ АН СССР). В 1935 г. Ольдойский отряд Верхне-Амурской экспедиции изучал петрографию и генезис Константиновского (Березитового) полиметаллического (золото-полиметаллического) месторождения. При изучении магматических образований Софья Ивановна Набоко, будущий известный исследователь вулканов Камчатки, выявила зерна сперрилита в протолочной пробе из анортозитов, встреченных в районе штольни № 1 месторождения и на левом борту р.Хайкта среди габбро-амфиболитов. Это первая детально описанная находка

платинового минерала в коренном залегании на территории Приамурья [5].

На з.Лукинда работы возобновились в 1940 г. трестом “Золоторазведка” под руководством Б.А.Рухина и С.Н.Наумова. Проведено штучное опробование ультраосновных пород на платиноиды (Рухин, 1941). В одной пробе из истоков левого притока р.В.Амнуакта качественным анализом в лаборатории ЦНИИЦветмета, установлено значительное количество платины и платиноидов. В шлихе из руч.Цапканжой упоминается зерно самородного минерала бело-сероватого цвета, изометричной формы величиной 0,2 мм, слабо магнитного, похожего на железо. Зерно обнаружено в немагнитной фракции, предполагается, что это самородная платина.

В 1944 г. Б.А.Рухин продолжил работы на Лукиндинском гипербазитовом массиве (Рухин, 1945). Содержание платиноидов, по данным штучного опробования, составило (в г/т): перидотит – следы-38,4; оливиновое габбро с пирротинном – 5,0; мелкозернистое габбро с пирротинном – следы-1,2; оливиновое габбро – следы; неизвестная порода (коренной выход) – 2,2. Выявлено два участка с сульфидным и хромитовым оруденением в центральной и западной частях массива. Химический анализ показал содержание никеля до 1%, кобальта – до 0,08%. Проведенные анализы на платину в лаборатории прииска Соловьевского были отрицательными. Контрольный анализ этих же проб, проведенный в г. Иркутске, показал содержание платины от следов до 2,4 г/т.

В 1949 г. Г.Т.Татаринным (ДВГУ, г.Хабаровск) выполнен обзор петрологии ультраосновных пород в южной части Дальнего Востока и намечены перспективы поисков алмазов и платины (Татаринов, 1950). Автор указывает, что проявления платины тяготеют к гипербазитовым массивам верховьев Амура, Зеи, Селемджи и Удского бассейна, укладываясь, таким образом, в субширотную полосу от верховьев Амура до Шантарских островов. Высказано предположение, что платиноносность бассейнов рек Депа и Гари связана не столько с ультрабазитами, сколько с развитыми здесь габброидами. В сводке приводится список 28 проявлений платины.

В 1949 г. М.Н.Петрусевичем изучался Гетканский габброидный массив в верховьях р.Гет-

кан, левого притока р.Тында (Петрусевич и др., 1950). В нем отмечены вкрапленные пирит-ильменитовые руды, опробованные на платину четьрьмя штуфами. Габбро с вкрапленностью ильменита, жильная сульфидная руда в габбро и габбро с вкрапленностью пирита содержат 0,03-0,07 г/т платины.

В 1951 г. Особой ревизионной партией под руководством В.В.Онихимовского составлен краткий обзор рудопоявлений кобальта и никеля Амурской области. Кроме того, обобщены данные о проявлениях платины в золотоносных россыпях Верхнего Приамурья (Онихимовский, 1952).

В 1958 г. на Лукиндинском гипербазитовом массиве и в бассейне р.Гарь проводились поисковые работы под руководством П.А.Сушкова с целью выявления и оценки платиновых, медно-никелевых, хромовых и ртутных проявлений (Сушков, 1960). На массиве Лукинда в коренном залегании установлены в повышенных концентрациях – Ni, Co, Cu, Cr, Ti, Fe, Hg, Au, W и редкоземельные элементы. Из них признаны перспективными медно-никель-кобальтовые рудопоявления сульфидного типа (пирротин, пентландит, халькопирит), установленные в виде субпластовых залежей и жил вкрапленных сульфидов. Они прослежены на 150-500 м при мощности 0,6-4,0 м и максимальном содержании (в %): никеля – 0,7, кобальта – 0,02, меди – 0,3. На платину проанализировано 150 проб из канав в пределах дунитового тела в западной части массива. Результаты отрицательные. На участке “Гарь-2” осмистый иридий и платина установлены в делювии на площади развития серпентинитов и лиственитов [3].

В 1961 г. в пределах массива Лукинда проведены поисковые работы на никель и кобальт (Арефьева и др., 1962). В коренном залегании выявлен ряд проявлений никеля различного типа: жильного, вкрапленного и гнездово-вкрапленного. К жильному отнесено оруденение зон дробления субширотного простирания. Одна из жил – “Центральная” расположена в оливиновых габбро несколько восточнее тела дунитов. Канавами вскрыта зона северо-западной ориентировки с вкрапленностью пирротина, пентландита, халькопирита. Она прослежена на 150 м, а по свалам – на 400 м. Мощность зоны 0,5 м. Содержание никеля – 0,2%, меди – 0,2, кобаль-

та – 0,03. Жила “Восточная”, расположенная в восточной части массива, прослежена в широтном направлении на 600 м. Мощность ее до 3 м, падение на север под углом 40-70°. Вмещающие габбро слабо раздроблены, осветлены, карбонатизированы и содержат вкрапленность пирита, халькопирита, марказита. Содержание никеля – 0,03%, кобальта – 0,01%, меди – 0,02%. Проявления вкрапленного типа наиболее многочисленны. Самым крупным из них является рудопоявление “Сульфидное” на юго-западном фланге массива. Здесь в оливиновом габбро прослежена канавами на 160 м зона вкрапленного сульфидного оруденения северо-западной ориентировки. В раздуже мощность ее достигает 20 м. Сульфидная вкрапленность приурочена к оливиновому габбро, приближающемуся по составу к анортозитам. Сульфиды распределены крайне неравномерно. Они образуют неправильные зерна, иногда прожилки в ассоциации с амфиболом. Рудные минералы представлены пирротином и пентландитом, в гораздо меньших количествах – халькопиритом, валлериитом, кубанитом. Максимальные содержания по бороздовым пробам (в %): никеля – 0,5, меди – 0,35, кобальта – 0,02. Средние параметры зоны: мощность 10 м, содержания (в %): никеля – 0,3, кобальта – 0,015, меди – 0,15. В рудах участка определена платина в количествах до 3 г/т.

В 1962-1964 гг. на Лукиндинском гипербазитовом массиве были продолжены поисково-оценочные работы с целью перспективной оценки сульфидно-никелевого оруденения на глубину (Чанышев и др., 1965). Сульфидное оруденение, вскрытое скважинами на глубине, аналогично изученному с поверхности и характеризуется низкими содержаниями полезных компонентов (никеля – 0,1-0,3%); кобальт и медь обычно не превышает сотых долей процента. Наиболее высокое среднее содержание никеля и меди установлено в зоне “Сульфидная”. По падению эта зона на расстоянии 150 м выклинивается. Проявления богатых сульфидных руд как на поверхности, так и на глубине не встречены. На золото и платиноиды было проанализировано 28 проб в лаборатории ИРГИРЕДМЕТа (г.Иркутск). Содержание золота колеблется от 0,004 до 0,67 г/т, платиноиды не обнаружены. В анортозитах центральной части гольца в сульфидах – халькопирите, пент-

ландите и по краям выделений пирротина иногда отмечались мельчайшие (0,001 мм) зернышки платиноидов, а по трещинкам – выделения сфалерита.

В 1968 г. С.А.Щекой проведены научно-исследовательские работы на платиноиды в пределах массива Лукинда. Вростки платиноидов были выявлены в одном из образцов в пентландите. На проявлении “Сульфидном” в одном из шлифов им же описаны платиноиды, представленные мелкими (0,007 мм) желтоватыми включениями по периферии зерен пирротина. Ввиду малых размеров они детально не анализировались [10].

В 1975 г. по инициативе В.Г.Моисеенко аффинажным заводом в г.Новосибирске были изготовлены платиносодержащие эталоны на основе золота, серебра, железа и меди, что позволило перейти к количественной оценке содержания платины в минералах-концентратах как рудных, так и россыпных месторождений. При этом было установлено, что на юге Дальнего Востока более высоким содержанием платины в самородном золоте четко выделяется Среднее Приамурье [6].

В 1980-1983 гг. в Дамбукинском, Сугдjarском и Октябрьском рудно-россыпных узлах институтом АмурКНИИ ДВО РАН проведены тематические работы на платиноиды с отбором крупнообъемных проб (масса не менее 500 кг), получением из них коллективного концентрата тяжелых минералов (с плотностью > 2900 кг/м<sup>3</sup>) и определением содержания в нем свободных самородных минералов платиноидов и содержанием благородных металлов в минералах-концентратах.

Суммарное содержание платиноидов в темном шлихе из золотоносных россыпей Дамбукинского узла (табл. 1, 2) составляет 0,4-72 г/м<sup>3</sup> (современные россыпи) и 0,7-2,2 г/т (погребенные); в россыпи Пичугинской Горы в одной из проб содержание платиноидов составило 223 г/т. Максимальные количества платиноидов отмечались в бассейне р.Ульдегит. В дражных концентратах золотодобычи по рекам Могот, Большой и Малый Ульдегит, Угана и ряду других отмечаются весовые (десятки – первые сотни миллиграммов на метр кубический) содержания ферроплатины, самородной платины, сперри-

Таблица 1

Содержание платины (в г/т) в черном шлихе золотоносных россыпей Дамбукинского узла (Моисеенко В.Г. и др., 1984)

Место отбора проб	Платина
р.Джалта	58,0
р.Эмак	3,0
руч.Ямчуковский	0,4; 13,0
р.Большой Могот	0,4; 1,0
руч.Найденыш	0,5
руч.Верный (пос.Кировский)	52,0
Россыпь “Ясная Поляна”	2,0
Пичугинская Гора	2,2
руч.Маристый	61,0

*Примечание.* Выход шлиха 5-8 кг/м<sup>3</sup>. Спектральный анализ выполнен в лаборатории АмурКНИИ (аналитик Л.С.Каменская).

Таблица 2

Содержание минералов МПГ в черных шлихах (в г/т) из золотоносных россыпей Дамбукинского узла (Моисеенко и др., 1984)

Место отбора проб	Сперриллит и самородная платина
р.Средний Ульдегит, полигон драги № 220	72,5
р.Малый Ульдегит, полигон драги № 219	12,2
р.Большой Дамбуки, полигон драги № 221	0,5
р.Эмак	3,0
руч.Ямчуковский	0,0004; 0,1
р.Большой Могот	0,0004; 0,014
руч.Найденыш	0,014
руч.Верный	3,5
Россыпь “Ясная Поляна”	2,0; 1,71
Россыпь Пичугинская Гора	0,07
руч.Маристый	2,4
руч.Горациевский	0,13
руч.Верхний Камрай	0,7
р.Ульдегит	0,71

*Примечание.* Выход шлиха 3-4 кг/м<sup>3</sup>. Минералогический анализ выполнен в лаборатории минералогии АмурКНИИ (аналитик В.И.Кирасирова).

лита. Размер зерен последнего достигает 1-3 мм (Моисеенко и др., 1984).

В бассейне руч. Табачный – правого притока р. Ульдегит при промывке 3 кг аллювиально-делювиального глинисто-щебенистого материала, представленного ультрабазитами, Г.И. Туговик обнаружил 63 зерна сперрилита размером 0,1-0,2 мм. В шлихе из элювия в бассейне руч. Маристый – притоке р. Иликан им же установлена платина в количестве 61 г/т (Моисеенко и др., 1984).

В Сугдjarском узле в устье р. Бомнак Г.И. Туговиком было обнаружено и изучено брекчиевое тело, в составе обломков которого отмечались сульфидизированные основные и ультраосновные породы. В структурном элювии этих брекчий установлены знаки сперрилита в ассоциации с золотом, а в шлиховой пробе из элювия – 33 г/т платины. В целом по Сугдjarскому узлу содержание платиноидов в шлиховых концентратах золотоносных россыпей колеблется от 1,6 до 223 г/т (максимальные по р. Гарган), при выходе шлиха 8-10 кг/м<sup>3</sup>. Минеральная форма платиноидов: сперрилит, изоферроплатина, куперит, осмирид, эрлихманит – лаурит, ирарсит, самородная платина, платинистое и палладистое золото, золотоплатиновые фазы (природные сплавы).

В Октябрьском узле работы проводились в пределах ареала платиноносных тел ультраосновных пород в бассейнах рек Гарь-1 и Гарь-2. Породы представлены серпентинизированными гарцбургитами, перидотитами, диабазами, родингитами. В пробе черного шлиха, отобранной по р. Гарь-1 в 1983 г., суммарное содержание платиноидов (при преобладании осмистого иридия) составило 23 111 г/т. В черном шлихе из россыпи руч. Завершающий были выявлены содержания платиноидов в количестве 228-5070,4 г/т. На левобережье р. Гарь-2 в 500 м ниже устья руч. Каракатица выявлены две зоны оталькованных серпентинитов мощностью 70-100 м, они прослежены на 600 м. Содержания платины в зонах 0,06-0,01 г/т, палладия – 0,006 г/т (Моисеенко В.Г. и др., 1984).

Впервые определялась примесь платиноидов в самородном золоте региона. В самородном золоте из россыпей Дамбукинского узла (табл. 3) выявлены повышенные содержания платины (56-800 г/т) и палладия (15-220 г/т).

Таблица 3

Содержание платиноидов (в г/т) в самородном золоте россыпей Дамбукинского узла (Моисеенко и др., 1984)

Россыпь	Платина	Палладий
руч. Иличи (линия 20)	56,0	–
руч. Георгиевский (линия 20)	280,0	–
руч. Ванга (линия 28)	800,0	–
руч. Георгиевский	–	15,0
руч. Малый Эмак	–	220,0

Примечание. Спектральный анализ выполнен в лаборатории АмурКНИИ (аналитик Л.С. Каменская).

Установлена повышенная платиноносность самородного золота россыпей р. Гарган и руч. Антониновский (6-28 г/т). В самородном золоте месторождения Колчеданный Утес содержания платиноидов достигают 491 г/т (Моисеенко и др., 1984).

В 1980-1982 гг. в ПГО “Дальгеология” проведены тематические работы по оценке перспектив платиноносности Хабаровского края и Амурской области (Денисова, Кострубина, 1982). Были обобщены данные по платиноносности региона, а также проанализированы на Pt и Pd интрузивные породы из каменной коллекции ПГО “Дальгеология”. В результате работ составлена карта платиноносности Хабаровского края и Амурской области в масштабе 1:1 500 000 с данными о рудопоявлениях и точками минерализации, а также нанесением шлиховых, литохимических ореолов и потоков рассеяния платины, никеля, кобальта и хрома с оконтуриванием площадей, рекомендуемых для постановки поисковых работ. Достоинство работы – формационный подход к выделению потенциально платиноносных интрузивных формаций. На территории Амурской области выделены следующие формации: дунит-перидотитовая, габбро-диабазовая, анортозитовая, перидотит-пироксенит-норитовая и габбро-диоритовая. Для постановки ревизионно-опробовательских работ на территории области рекомендуются площади в низовьях р. Хайкта в районе Березитового золоторудного месторождения; в бассейне р. Мал. Нюкжи, а также в верховьях

р. Геткан. Для поисков (масштаб 1:25 000) рудных месторождений платиноидов предлагаются две площади: в бассейне р. Джалта (Александроневский прииск) и в верховьях р. Брянта (Лучанский массив), где развиты относительно небольшие по площади массивы пироксенит-перидотит-норитовой формации с отчетливыми признаками рудоносности. Ревизионное опробование на платину предлагается также поставить на месторождениях золота Березитовое и Маломыр, а также на Гаринском месторождении железа.

В 1981-1985 гг. А.В. Ложниковым проведены поисково-ревизионные работы на платину в Дамбукинском, Сугджарском и Октябрьском рудно-россыпных узлах (Ложников, 1985). Шлиховым опробованием платиноиды установлены в среднем течении руслового аллювия р. Малый Могот в количестве  $14 \text{ мг/м}^3$ . Представлены они неправильной формы зернами размером 0,2-0,3 мм, серого и темно-серого цвета с шероховатой, реже губчатой поверхностью и металлическим блеском, слабоковкие, электромагнитные. По составу большинство зерен соответствует изоферроплатине ( $\text{Pt}_3\text{Fe}$ ); а одно – самородной платине (аналитик А.Г. Мочалов, СВКНИИ). Кроме того, из основных и ультраосновных пород отбирались штуфные, сколковые, протолочные, бороздовые пробы. По результатам химико-спектрального анализа ЦЛ ДВ ПГО из 302 штуфных, сколковых и бороздовых проб содержания платиноидов обнаружены лишь в трех. В то же время, по данным спектроплатинометрического анализа ЦЛ “Камчатгеология”, металлы группы платины в тех или иных количествах установлены в 16 бороздовых пробах (табл. 4). Из таблицы видно, что концентрации платиноидов в породах района чаще колеблются на уровне кларковых для основных пород, лишь в единичных случаях превышая их не более, чем на один порядок. Максимальные суммарные содержания платиноидов, среди которых преобладают палладий и платина, в количестве 0,195-0,55 г/т характерны для базитов, содержащих рассеянную вкрапленность сульфидов (преимущественно пирротина). Они, по-видимому, и служили поставщиком в аллювиальные отложения района платинOMETалльных минералов, улавливаемых при отработке золотоносных россыпей.

Учитывая сравнительно невысокое содержание платиноидов в породах, отсутствие в районе сколько-нибудь значимых скоплений сульфидных и хромитовых руд, являющихся концентраторами платиновых металлов, сделан вывод о том, что в пределах Дамбукинского узла вряд ли можно ожидать выявления их коренных месторождений. Вместе с тем, не исключалась вероятность встречи в золотоносных россыпях обогащенных платиноидами участков, представляющих промышленный интерес для попутной отработки (Ложников, 1985).

В Сугджарском узле в россыпи золота р. Сологу-Чайдах (выше месторождения Колчеданный Утес) встречен кристалл сперрилита кубической формы размером 1 мм. К северо-востоку от месторождения в небольшом теле перидотитов в одной пробе содержание Pt составило 0,02 г/т, Pd – 0,06, Rh – 0,03 г/т.

В Октябрьском узле специальные ревизионно-поисковые работы были сосредоточены в районе Усть-Депского ультрабазитового массива и в бассейне р. Гарь-2. В среднем течении руч. Золотого в серпентинитах выявлена зона дробления мощностью 20-60 м, в которой установлены содержания платины 0,01-0,3 г/т. По руч. Третьему в одной пробе донных осадков содержание платины составило 0,06 г/т. По данным спектроплатинометрического анализа, содержания МПП в породах Депского массива колеблются (в г/т): Pt – 0,07-0,015; Pd – 0,01-0,1; Ru – следы-0,025 (Ложников, 1985).

В 1983-1987 гг. Центральной геохимической партией ПГО “Дальгеология” проведены опытно-методические поисковые работы на платину в Верхнебрянтинском узле (Остапчук и др., 1987). Работами на Лучанском массиве выявлены аномальные содержания Pd в сульфидизированных жильных пироксенитах и сульфидизированных раннемеловых дацитах. В трех штуфных пробах пироксенитов химико-спектральным анализом установлены Pt (0,1-0,2 г/т) и Pd (0,04-0,1 г/т). Платиноносные дациты установлены на левобережье р. Брянты, где они слагают мелкие интрузии. Мощность тел 0,2-0,7 км, протяженность 1-2 км. Содержание Pt – 0,03-0,3 г/т, Au – 0,01-0,04 г/т. В сульфидизированных габбро-норитах, габбро и троктолитах установлена Pt в количестве 0,01-0,03 г/т.

Содержание платиноидов (в г/т) в базитах, ультрабазитах и вмещающих породах Дамбукинского узла (Ложников и др., 1985)

Номер пробы	Место отбора	Порода	Pt	Pd	Ru	Jr	Сумма
1111	р.Иликан, устье р.Джалта	Биотит-пироксеновый гнейс, сульфидизированный в контакте с гранитами	Следы	0,03	0,025	—	0,055
1111-1	р.Джалта, выше р.Иликан	Амфибол-пироксеновый гнейс с сульфидами	Следы	0,03	0,02	—	0,05
3113	Водораздел Джигда—Березовый	Эпидотизированный лимонитизированный биотитовый гнейсогранит	0,02	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,02
1124-3	Автомародорога Кировский—Береговой	Габбро-амфиболит	0,007	0,02	0,03	—	0,057
1138-2	руч.Горациевский, 4,5 км от устья	Гранатсодержащий габбро-пироксенит	0,01	0,075	0,02	—	0,105
1140	руч.Горациевский, 3,5 км от устья	Гарцбургит (оливинсодержащий пироксенит)	0,015	0,075	0,025	—	0,115
1176	р.Ульдегит Мал., 6,5 км от устья	Габбро-пироксенит	0,075	0,15	0,02	—	0,245
3040-1	р.Ульдегит Средний, 7,5 км от устья	Пироксенит	Следы	0,1	0,015	—	0,115
3084-1	р.Безымянка, 1 км выше р.Большой Могот	Амфиболит	Следы	—	Следы	—	Следы
3101-1	Истоки руч.Уган	Оталькованный пироксенит	Следы	0,1	—	—	0,1
3106-1	Водораздел Уган-Джигда	—	—	0,05	Следы	—	0,05
3054	Устье р.Большой Ульдегит, р.Средний Ульдегит	Габбро-пироксенит со спорадической тонкой вкрапленностью сульфидов	0,045	0,15	Следы	—	0,195
3067	р.Большой Могот, 2 км выше р.Безымянка	Амфибол-пироксеновая порода с тонкой вкрапленностью пирита	0,04	0,2	Следы	—	0,24
3078-1	р.Большой Могот, 2 км ниже р.Безымянка	Пироксенит полосчатой текстуры с сульфидами	0,06	0,2	Следы	—	0,26
3087	р.Безымянка, 2 км выше р.Большой Могот	Пироксенит полосчатой текстуры с тонкой вкрапленностью сульфидов	0,15	0,2	0,2	—	0,55
3079	р.Большой Могот, 2,5 км ниже р.Безымянка	Пироксенит с тонкой вкрапленностью сульфидов	0,02	0,25	Следы	—	0,27

В 1987-1990 гг. А.В.Ложниковым и др. в бассейнах рек Гарь-1 и Гарь-2 проведены специальные работы на платину посредством проходки канав и неглубокого бурения по россыпям золота, масштаб работ 1:25 000 и 1:10 000. Геохимическим опробованием кернa скважин

платина не обнаружена. Опробованием стенок канав установлены невысокие содержания платины в нижней части разреза рыхлых отложений в пласте мощностью 0,4-0,8 м на глубинах 2-2,5 м. На двух детальных участках в штучных пробах нейтронно-активационным методом

(ЛИЯФ) установлены высокие содержания платины (в г/т): в тальк-хлоритовых породах – до 92-99,5, в лиственитизированных разностях – 22,5-51, в диабазах – 11,2-48 и в юрских осадочных породах – 9,9. Эти результаты противоречат результатам химико-спектрального и пробирно-эмиссионного анализов ПГО “Дальгеология” и института “Механобр”, согласно которым количество платины в вышеперечисленных породах не превышает 7 г/т (Ложников и др., 1990).

В 1990 г. А.В.Ложниковым составлены кадастр проявлений платиноидов Амурской области и карта платиноносности Амурской области масштаба 1:1 500 000. На них отражены имеющиеся к этому времени данные о платиноносности Верхнего Приамурья (Ложников, 1990).

В 1991 г. Р.Н.Ахметовым проведены полевые работы на массиве Веселкинский, в бассейне руч.Веселый бассейна р.Средний Уркан. В разрезах массива установлена вкрапленная рудная минерализация (5-15% мас.), представленная пиритом, халькопиритом, магнетитом, ильменитом, пентландитом, хромитом. Сцинтилляционно-спектральным методом (г.Иркутск) МПГ обнаружены в центре массива в дунитах, гарцбургитах, сульфидизированных габбро (в г/т): Pt – до 0,2; Pd – до 0,47; Rh – до 0,03; Ir – до 1,02 [2].

В 1992 г. И.В.Бучко и Р.Н.Ахметовым на Веселкинском массиве продолжены детальные полевые работы. Наблюдениями по структурному элювию выявлено два горизонта хромитовых руд мощностью 0,1-0,5 м. В них установлены содержания МПГ (Pt, Pd, Os, Ru, Rh) от 0,1 до 5,73 г/т [2].

В 1991-1994 гг. в пределах Купури-Майского узла Опытно-методической экспедицией (г.Александров) проведена литохимическая съемка масштаба 1:200 000 на платину (Домчак и др., 1996). В результате работ в бассейнах рек Зея, Купури и Мая выявлены многочисленные донные потоки рассеяния платины с содержанием 0,005-0,01 г/т.

В 1992-1993 гг. Р.Н.Ахметовым обобщены имеющиеся геолого-геофизические материалы по Лукиндинскому массиву (Ахметов и др., 1993). Из архивного хранилища Амурской ГРЭ взяты 214 шлиховых проб, отобранных в районе

Лукиндинского массива геолого-съёмочной партией под руководством А.С.Вольского. Пробы проанализированы сцинтилляционным спектральным методом на платину, палладий и родий в Институте геохимии (г.Иркутск). Высоких содержаний платины и палладия в шлиховых пробах не обнаружено, родий не установлен. Шлихо-геохимическими потоками Pt и Pd выделяются ручьи, размывающие Лукиндинский массив. Отметим, что по руч.Цапканжой шлихо-геохимический поток платины и палладия совпадает с местом взятия шлиха, в котором в 1940 г. обнаружен самородный минерал, предположительно определенный как железо.

В 1993 г. в некоторых районах Амурской области проведено геолого-минерагеническое картирование масштаба 1:500 000 (Лобов, 1993). На Лукиндинском массиве отобрано около 2500 штуфных проб. Значимые результаты анализов получены только для десятка проб (в г/т): Pt – до 5,26, Pd – до 1,03, Ir – до 0,26, Rh – до 0,49, Os – до 0,03, Ru – до < 0,01. Причем, содержания металлов, определенные разными лабораториями, резко расходятся. В сульфидных рудах и сульфидизированных породах аномальные содержания платиноидов не зафиксированы. На Хорогочинском железорудном месторождении установлены содержания Pt в количестве 0,01-0,03 г/т. Аномальные содержания выявлены в ультрамафитах, кварцевой жиле, гранатовом гнейсе и пиритизированном амфиболите. В Гетканском массиве платина установлена в пиритизированном габбро – 0,03-0,07 г/т (в форме сперрилита) и в габбро – 0,04 г/т. В Сугдjarском районе в аллювии была обнаружена галька массивных пирротин-пиритовых и титаномагнетитовых руд. Палладий установлен в восьми пробах в количестве от 0,03 до 0,09 г/т в габбро-амфиболитах, горнблендитах, а также в кристаллических сланцах и гранитах. С палладием ассоциируют (в %): титан (до 1 и более), железо (до 10 и более), никель (0,001-0,002), хром (0,00n-0,03), цинк (до 0,01).

В Дамбукинском узле на медно-урановом рудопоявлении “Стрелка” в девяти пробах, отобранных из метасоматитов, содержания палладия составили 0,008-0,05 г/т, в нескольких пробах установлены палладий-осмиевые частицы (сцинтилляционный анализ, институт ГЕОХИ, Иркутск, аналитик С.В.Прокопчук).

Повышенные содержания приурочены как к железомagneзиальным, так и к кремнещелочным метасоматитам.

Подсчитанные А.И.Лобовым ресурсы МПГ в россыпях Дамбукинского узла по категории Р<sub>3</sub> составляют 250 кг, при содержании 0,5 г/м<sup>3</sup> на мощность пласта 1 м и общей длине россыпей 50 км (Лобов и др., 1996).

Отметим, что работы по исследованию перспектив платиноносности Верхнего Приамурья велись спорадически, не систематично, чаще всего исследовалась платиноносность отдельных массивов ультраосновных пород (Лукиндинский, Депский, Веселкинский и др.). При исследовании коренной платиноносности исследователи останавливались на инструментальном определении элементов, не доводя работу до выявления минералов-носителей МПГ (К.В.Гроховский, Б.А.Рухин, А.В.Ложников, А.И.Лобов, Р.Н.Ахметов, И.В.Бучко). Это заставляет с достаточной долей осторожности подходить к выводам о перспективах обнаружения месторождений МПГ и подсчету прогнозных ресурсов.

В 1995 г. на составленной впервые Д.А.Додиним и др. [2] "Карте платиноносности России" выделен самостоятельный Амуру-Алтайский пояс с провинциями. Это дало своеобразный толчок к дальнейшему более детальному изучению платиноносности Приамурья.

На годичном общем собрании Российской академии наук в 1998 г. Президент РАН Ю.С.Осипов в качестве одного из важнейших достижений российской науки назвал наноминералогию. "Оформилось новое научное направление – наноминералогия: изучение особых свойств ультрадисперсных минеральных выделений и минералов со структурой кластеров. В итоге разработаны новые методы извлечения и освоения золота и платиноидов, алмазов, созданы новые матричные материалы для захоронения радионуклидов" [7]. В числе пяти академических институтов, где формировалось это новое направление был назван АмурКНИИ АмурНЦ ДВО РАН. Новые знания по наноминералогии благородных металлов легли в основу разработанных академиком В.Г.Моисеенко наукоемких технологий, позволивших сдать в фонд государству в 2000-2001 гг. первые кило-

граммы платиноидов, извлеченных из россыпей золота Амурской области.

В 2000 г. АмурКНИИ подключился к выполнению программы Министерства природных ресурсов РФ "Платина России" [3]. Были составлены кадастр проявлений платиноносности, а также карта масштаба 1:1 500 000 с выделением Верхнеамурской платиноносной провинции, а в ее пределах – потенциальных платиноносных металлогенических зон и рудных узлов [8]. Кроме того, произведена типизация рудопроявлений с определением наиболее перспективных типов платиноносных формаций. Составлена и детально изучена коллекция платиновых минералов. В качестве испытательного полигона на поиски платинометалльного оруденения был выбран Дамбукинский рудно-россыпной район. В 2000-2001 гг. здесь в междуречье рек Джалта и Ульдегит проведены маршрутные исследования отрядом А.В.Мельникова с отбором шлиховых и штуфных проб. В результате были выявлены ореолы платины и сперрилита, нередко в весовых количествах, а также найдены в бассейне руч.Горациевский обломки массивных сульфидных платиносодержащих медно-никелевых руд. Содержания (в %) никеля достигали 2,95-6,55; меди – 0,25-4,5; кобальта – 0,13-0,25, а платиноидов (Pd, Pt) – до 20 г/т [9]. Эти данные послужили основой для положительной прогнозной оценки Дамбукинского района на медь, никель, платиноиды, а также на россыпи платины с подсчетом прогнозных ресурсов (Степанов и др., 2001).

В настоящее время институт проводит научно-исследовательские и детальные поисковые работы по оценке перспектив участка "Никелевый".

### **Заключение**

Продолжающиеся около 100 лет работы по оценке перспектив платиноносности Приамурья не приносили существенных результатов ввиду того, что, как установлено исследованиями АмурКНИИ, основное количество платины в регионе находится в дисперсном и ультрадисперсном состоянии в минералах-концентракторах. На основе полученных новых знаний создаются наукоемкие технологии, позволяющие попутно извлекать платиноиды не только

из россыпных, но и из рудных месторождений золота, а также из нетрадиционного сырья. В то же время проведенные институтом АмурКНИИ в рамках программы МПР РФ "Платина России" исследования показали, что Приамурье перспективно на обнаружение месторождений платиноносных медно-никелевых руд, а также россыпей платины. Создание новых технологий комплексной переработки минерального сырья позволит попутно извлекать платиноиды из россыпей золота.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Ахметов Р.Н.* Геологическое строение и платиноносность массива базитов ключа Веселого (Верхнее Приамурье) / Р.Н.Ахметов, И.В.Бучко // Тихоокеанская геология. – 1995. – Т. 14. – № 3.
2. *Высоцкий Н.К.* Платина и районы ее добычи. Ч.3. Геологическая характеристика месторождений платины. – Л.: Изд-во Геол. ком., 1923.
3. *Додин Д.А.* Платинометалльные месторождения России / Д.А.Додин, Н.М.Чернышов, Б.А.Яцкевич. – СПб.: Наука, 2000.

4. *Макаров Я.А.* Разведочные работы по р.Ольдой на платину и золото / Я.А.Макаров, Б.П.Мишин // Изв. Геол. ком., 1917. – № 1.

5. *Меняйлов А.А.* Платина в Ольдойском районе ДВК / А.А.Меняйлов, С.И.Набоко // Вестник ДВ филиала АН СССР, 1936. – № 21.

6. *Моисеенко В.Г.* Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. – М.: Наука, 1977.

7. *Осинов Ю.С.* Академия устойчива к потрясениям // Вестник РАН. – 1998. – Т. 68. – № 6.

8. *Степанов В.А.* Минералогия платины Верхнего Приамурья // Платина в геологических формациях Сибири. – Красноярск: МПР, 2001.

9. *Степанов В.А.* Коренные источники платино-металльных россыпей проявлений Дамбукинского района Верхнеамурской провинции / В.А.Степанов, А.В.Мельников, В.И.Палажченко, Т.Б.Макеева, В.И.Гвоздев // Тихоокеанская геология. – 2002. – Т. 24. – № 4.

10. *Щека С.А.* Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. – М.: Наука, 1969.

*Амурский комплексный  
научно-исследовательский институт ДВО РАН,  
г.Благовещенск*

УДК 553.49 (571.61)

**В.Г.Моисеенко, В.А.Степанов, В.Е.Стриха**

## ПЕРСПЕКТИВЫ ПЛАТИНОНОСНОСТИ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Платиноиды – это металлы XXI века, о чем свидетельствует рост мировой потребности в них и устойчивая высокая цена. Причина заключается в уникальности свойств металлов группы платины (Pt, Os, Ir, Pd, Rh, Ru): устойчивость к коррозии, высокие каталитическая активность, температура плавления, электрическая проводимость. Это определяет широкое применение платиноидов в автомобильной, химической, электронной и ювелирной отраслях промышленности. Россия является одним из важнейших поставщиков платиноидов на миро-

вой рынок, занимая первое место по производству палладия, второе – платины. Традиционными районами их добычи являются Таймыр (месторождения Норильского рудного района), в меньшей степени Кольский полуостров и Урал, сырьевая база которых истощается. Необходимы новые платиноносные районы и месторождения. На Дальнем Востоке, территория которого слабо опосредована, в последние годы стали активно разрабатываться богатые платиновые россыпи Корякии и Хабаровского края. Но коренные источники россыпей не выявлены,

хотя первые обнадеживающие результаты получены по платиноносности месторождений медно-никелевых руд Камчатки и Приамурья. Не исключено, что в будущем именно Дальний Восток может в определенной мере стать преемником западных регионов страны по производству металлов группы платины (МПГ).

Несколько лет назад АмурКНИИ ДВО РАН включился в работу по программе "Платина России" [1, 2]. Составлен кадастр, произведена типизация и проанализированы основные закономерности размещения месторождений и проявлений платиноидного оруденения на территории Дальнего Востока, включая Амурскую область, Приморский и Хабаровский края. Собрана и описана коллекция платиновых минералов.

Платинометалльная минерализация наблюдается в интрузиях основного и ультраосновного состава, ассоциируя с медно-никелевым, хромитовым и титано-магнетитовым оруденением, в объектах золота "черносланцевого" типа, месторождениях бурого угля, платиновых и платиноносных россыпях. Платинометалльное оруденение имеет полихронное происхождение. Наиболее древней, архейской, является платиноносодержащая титаномагнетитовая формация (месторождение Большой Сэйим и др.). В позднем протерозое были сформированы месторождения и проявления платиноидно-медно-никелевой и платиноносодержащей хромитовой формаций. Месторождения полиметалльной золото-платиновой формации черных сланцев образовались в мезозойское, преимущественно меловое время. Экзогенные платиноносодержащие формации имеют палеогеновый (буроугольная) и современный (россыпи) возрасты [4].

Несмотря на широкое развитие платиновой минерализации, месторождений МПГ выявлено немного. К ним отнесены россыпи р.Кондер и руч.Моховой Хабаровского края [5]. Тем не менее на этой сравнительно слабо опоскованной на платиноиды территории можно выделить три потенциальные платиноносные провинции: Верхнеамурскую, Приохотскую и Приморскую, а в их пределах ряд металлогенических зон и рудно-россыпных узлов.

В наиболее изученной *Верхнеамурской провинции* выделены следующие потенциально платиноносные металлогенические зоны: Дамбукино-Тындинская, Северо-Буреинская и Джагды-

Селемджинская, в пределах которых расположено семь платиноносных рудно-россыпных узлов – Лукиндинский, Соловьевский, Дамбукинский, Сугджарский, Верхнемайский, Гарьский и Златоустовский [3]. Наиболее перспективным на поиски платиноидного медно-никелевого оруденения признан по ряду признаков *Дамбукинский рудно-россыпной узел*, расположенный на южной окраине Становой складчато-глыбовой области. Он представляет собой блок раннеархейских пород, имеющий треугольную конфигурацию, площадью около 1500 км<sup>2</sup>. С трех сторон блок ограничен крупными разломами, отделяющими его от площадей развития позднеархейских комплексов. Метаморфические образования блока представлены раннеархейскими породами дамбукинской серии. В составе серии выделены три свиты: нижняя – дубакитская, средняя – камрайская и верхняя – ульдегитская, краткое описание их приводится по данным Н.Н.Петрук.

Породы дубакитской свиты обладают существенно-основным составом с резким преобладанием двупироксен-амфиболовой разности кристаллических сланцев. Мощность свиты составляет 1100-1200 м. Камрайская свита отличается пестрым составом. Для нее наиболее характерны гранатовые, биотит-гранатовые, часто силлиманит- и графитсодержащие гнейсы и гранулиты, чередующиеся с пироксен- и амфиболсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами. Присутствуют прослои и линзы железистых кварцитов, реже кальцифиров. Мощность свиты 2100 м. Ульдегитская свита представлена грубым чередованием пачек диафторированных амфибол- и пироксенсодержащих гнейсов с кристаллическими сланцами основного состава.

Интрузивные массивы сложены в основном гранитоидами архейского (станового) и раннепротерозойского (тукурингского) комплексов. Интрузии станового комплекса состоят из гнейсовидных диоритов, гранодиоритов и ультраметаморфогенных слюдяных гранитов. Раннепротерозойские гранитоиды тукурингского комплекса представлены гранитами, граносиенитами, гранодиоритами, которые слагают как крупные массивы, так и мелкие тела.

В пределах узла широко развиты мелкие интрузии и дайки габброидов, диабазов и гипер-

базитов. Базиты и гипербазиты представляют собой меланократовые дифференциаты интрузивных пород, обогащенные темноцветными минералами (амфибол, пироксен, биотит). Морфологически они представлены дайкоподобными телами, сложенными амфиболитами, габброидами, пироксенитами, биотититами, нередко сульфидизированными, хлоритизированными и серпентинизированными. Мощность их варьирует от нескольких метров до 50 м.

Здесь издавна известны многочисленные когда-то богатые, а ныне отработанные россыпи золота. Коренные проявления и мелкие месторождения золота преимущественно кварцево-жильного типа (Золотая Гора, Горациевское и др.) не имеют промышленного значения. Кроме того, имеются рудопроявления железа, меди скарнового типа, свинца, молибдена, шлиховые ореолы ильменита и киновари.

На площади узла в 2000-2001 гг. АмурКНИИ проведены научно-исследовательские работы по программе "Платина России", включающие поисковые маршруты с отбором шлиховых и штучных проб. При этом в россыпях золота бассейнов рек Ульдегит, Б. Дамбуки, М. Могот, руч.Горациевский установлены минералы МПГ – преимущественно платина, сперилит и иридомины. Россыпепроявления сперилита с содержанием полезного компонента до 30 мг/м<sup>3</sup> ранее были известны в долинах рек Ср. Ульдегит, М. Ульдегит и Б. Дамбуки. Сперилит из россыпей имеет наиболее постоянные соотношения основных компонентов платины и мышьяка. Отклонения от стехиометрии в основном не превышают 1% ат. Примеси в нем практически отсутствуют, за исключением незначительных количеств иридия (0,1-0,2% мас.) и в некоторых зернах серы, родия и меди.

В россыпях ручьев Джалта и Горациевский чаще встречаются минералы платиново-железистых сплавов с диапазоном колебания содержания железа от 8 до 13% мас. при ярко выраженных пиках по граничным величинам. Их характерной чертой является наличие примесей иридия, осмия, рутения. В них отмечается выраженная тенденция изоморфного замещения платины иридием и осмием. В виде микропримеси эти минералы содержат медь, никель, серебро, сурьму. Среди изученных образцов имеются однородные индивиды, морфология кото-

рых характеризуется сглаженными уплощенными формами, а структура имеет ярко выраженные полосы скольжения. Содержание железа в однородных зернах составляет около 8% мас., платины – от 66 до 83% мас. с одновременным изменением содержания примеси осмия, иридия, что указывает на их изоморфное замещение.

Кроме однородных индивидов, имеются многофазные зерна, морфология и структура которых зависят от состава включений и вмещающей их матрицы. Зерна, в которых обнаружены включения эрлихманита, идентичны по морфологии и структуре вышеописанным образцам платиново-железистых минералов. Кристаллические включения эрлихманита имеют в разрезе формы квадратов, трапеций, пяти- и шестиугольников с размерами от 1 до 20 мкм. Состав матрицы: Pt – 84,7, Fe – 8,76% мас., примеси представлены рутением, родием, серебром, медью и никелем в количестве десятых долей процента. В виде включений фиксируются и другие сульфиды, например, куперит.

В бассейне руч.Горациевский на площади примерно 20 км<sup>2</sup> (участок Никелевый) выявлены свалы массивных сульфидных платиносодержащих медно-никелевых руд [4]. По содержанию полезных компонентов их можно разделить на два типа: существенно никелевые мелкозернистые руды, содержащие по данным химического анализа 4,08-6,55% никеля и 0,25-0,28% меди, и медно-никелевые крупнозернистые руды, концентрация меди в которых возрастает до 2,88%, а никеля уменьшается до 2,95%. Кроме того, атомно-абсорбционным анализом в рудах установлены примеси благородных металлов (в г/т): Pt – 1,38-8,29; Pd – 2,25-4,52; Rh – 0,2-2,9; Au – 0,23-0,41. Спектрохимический анализ руд, выполненный в лаборатории ВНИИОкеангеологии подтверждает эти определения (табл. 1).

Как крупнозернистые, так и мелкозернистые руды состоят преимущественно из пирротина (75-90%), пентландита (5-10) и халькопирита (1-10). Кроме того, отмечаются магнетит (1-3%), пирит, виоларит, куприт, ковеллин и теллурид палладия – котульскит. Из нерудных минералов в виде включений и прожилков наблюдаются шпинель, пироксены, амфиболы, слюды, кварц и карбонаты.

Содержание полезных компонентов в платиноидных медно-никелевых рудах

Элементы	Никелевая мелкозернистая руда		Медно-никелевая крупнозернистая руда	
	Химический и атомно-абсорбционный анализы	Спектрохимический анализ	Химический и атомно-абсорбционный анализы	Спектрохимический анализ
Cu	0,28	0,47	0,94-2,88	4,50
Ni	4,08	4,60	2,95-3,02	4,80
Co	0,22	0,21	0,14-0,13	0,19
Pt	8,29	0,034	1,38	2,0
Pd	2,25	2,3	4,25	20
Rh	0,2	0,031	2,9	2,4
Au	0,41	0,026	0,23	0,006

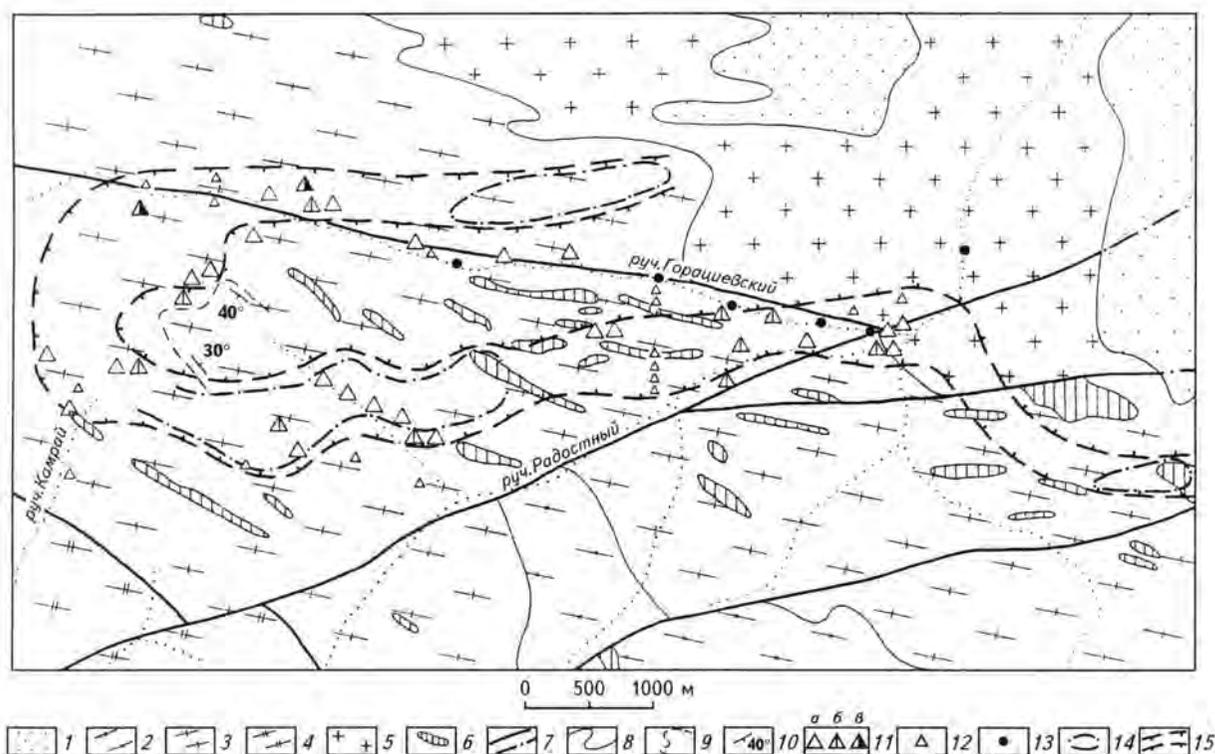
*Примечание.* Содержания Cu, Ni, Co приведены в %, благородных металлов – в г/т. Химический (Cu, Ni, Co) и атомно-абсорбционный (благородных металлов) анализы выполнены в АмурКНИИ ДВО РАН, спектрохимический – в лаборатории ВНИИОкеангеологии.

В результате работ произведена прогнозная оценка Дамбукинского узла на платиноидное медно-никелевое оруденение с подсчетом прогнозных ресурсов меди, никеля, палладия и платины по категории P<sub>3</sub> [6]. В качестве первоочередного для постановки детальных поисковых работ рекомендован *участок Никелевый*. Участок расположен в северо-восточной части Дамбукинского узла, в бассейне руч.Горациевский. Площадь его около 20 км<sup>2</sup>. В 2002 г. на территории участка за счет средств бюджета Амурской области проведены поисковые работы масштаба 1:50 000, включающие поисковые маршруты с отбором литохимических и штучных проб.

В результате работ установлено, что участок сложен в основном гнейсами и кристаллосланцами камрайской свиты раннего архея. Меньшим развитием пользуются гнейсы дубакитской и ульдегитской свит того же возраста. Они собраны в серию складок субширотного и северо-западного простирания. Наиболее крупной является синклиналь субширотного простирания в верховьях руч.Горациевский. Наклон пород на ее крыльях составляет 30-40°, шарнир погружается в восточном направлении. Породы прорваны серией мелких интрузивных тел и даек основного и ультраосновного состава, имеющих архейский возраст. В северной части площади закартирована интрузия лейкократовых

гранитов и граносиенитов тукурингского комплекса раннего протерозоя. Рыхлые отложения представлены галечниками и песками сазанковской свиты неогенового возраста, ограниченно развитыми в северо-восточной части площади, аллювиальными осадками четвертичного возраста, выполняющими долины водотоков, а также делювиальными отложениями, мощность которых не превышает 2-4 м (рисунок).

Дайки и интрузии архейского возраста представлены меланократовыми габбро, габбро-амфиболитами, пироксенитами, реже встречаются серпентинизированные ультрабазиты. Последние, судя по единичным находкам, содержат прожилки и шпильеры хромитового состава. Протяженность отдельных даек достигает 1 км при мощности в десятки, реже первые сотни метров. Простирание их субширотное и северо-западное, согласное с простиранием вмещающих пород. Породы нередко содержат тонкую рассеянную вкрапленность сульфидов. По результатам анализа сколковых проб в сульфидизированных разностях содержатся повышенные количества меди, никеля, кобальта, а также платины и палладия (табл. 2). Содержания платины нередко достигают промышленных величин, что свидетельствует о возможном выявлении в интрузиях платинометалльного оруденения малосульфидного типа.



Схематический план участка Никелевый

1 – галечники и пески сазанковской свиты; 2-4 – гнейсы и кристаллосланцы раннего архея: 2 – ульдегитская свита, 3 – камрайская свита, 4 – дубакитская свита; 5 – граниты тукурингского комплекса; 6 – дайки и мелкие интрузии габбро, пироксенитов, амфиболитов; 7 – разрывные нарушения, в том числе прослеженные под рыхлыми образованиями; 8 – геологические границы; 9 – маркирующий горизонт железистых кварцитов; 10 – элементы залегания пород; 11 – штучные пробы с содержанием: а – меди (0,1-5%), б – никеля (0,1-7%), в – свинца (1-5%); 12 – сколковые пробы с содержанием меди и никеля (0,1-0,9%); 13 – шлифовые пробы с самородной платиной; 14 – ореолы сульфидной сыпучки в делювии; 15 – границы предполагаемой рудоносной зоны с указанием наклона

По результатам штучного опробования на участке Никелевом выделена полоса свалов массивных, прожилковых и прожилково-вкрапленных руд пирротин-халькопирит-пентландитового состава, протягивающаяся в субширотном направлении на 7 км при ширине от 2 км на западном фланге до 0,5 км на восточном. Содержание меди и никеля в штучных пробах, по данным спектрального анализа, меняется от 0,1 до 5%. В некоторых пробах кварц-сульфидных руд, кроме меди и никеля отмечаются содержания свинца до 5% (табл. 3).

При просеивании литохимических проб установлено, что некоторые из них, кроме преобладающего глинисто-песчаного материала, содержат значительную (от 5 до 15%) примесь неокисленных кристаллов и обломков сульфидов, размером 1-3 мм. Среди них преобладают пирротин с вросками пентландита, халькопи-

рит, пирит и галенит, реже встречаются арсенопирит, сфалерит и блеклая руда (табл. 4). Пробы с сульфидной крошкой располагаются в пределах полосы развития свалов медно-никелевых руд. По существу, они фиксируют наличие в делювиальных отложениях сульфидной сыпучки, образованной при разрушении указанных руд. Постоянный набор сульфидных минералов (пирротин с вросками пентландита, халькопирит, пирит) свидетельствует о вероятном наличии в коренном залегании однотипного медно-никелевого оруденения. Наличие галенита и арсенопирита может указывать на присутствие, кроме того, наложенной полиметаллической минерализации.

Выявленные пробы с сульфидной сыпучкой укладываются в три ореола, протяженностью от 500 до 2500 м при ширине от 100 до 500 м (см. рисунок). В коренном залегании им, по

Таблица 2

## Содержание элементов-примесей в интрузивных породах участка Никелевый

Номер пробы	Порода	Cu	Ni	Co	Ba	Cr	Mn	Pt	Pd
1-132	Габбро мелкокристаллическое	0,02	0,02	0,01	0,1	0,007	0,2	5,28	0,056
2-133	Амфиболит	0,003	0,01	0,01	0,05	0,03	0,5	4,53	0,054
3-67	Габбро мелкокристаллическое	0,005	0,01	0,01	0,07	0,05	0,1	2,00	0,022
7-31	Амфиболит	0,002	0,02	0,01	-	0,1	0,1	1,46	0,06
9-101	Габбро крупнокристаллическое	0,001	0,03	0,01	0,3	0,15	0,1	1,14	0,05
9-105	Амфиболит с гранатом	0,004	0,05	0,02	-	0,015	0,3	1,14	0,064
9-106	Амфиболит с гранатом	0,004	0,02	0,03	0,03	0,02	0,5	0,65	0,014
9-114	Пироксенит	0,01	0,03	0,015	0,5	0,015	0,7	0,91	0,056
9-115	Пироксенит	0,003	0,02	0,003	0,05	0,005	0,3	0,64	0,05
10-110	Габбро	0,01	0,01	0,02	0,07	0,07	0,5	0,62	0,058
11-25	Пироксенит	0,07	0,01	0,01	-	0,007	0,1	0,71	0,074
11-96	Габбро-амфиболит	0,003	0,03	0,03	0,03	0,05	0,7	0,50	0,028
12-110-1	Габбро среднезернистое	0,02	0,002	-	0,04	0,004	0,1	0,39	0,028
12-110-2	Габбро среднезернистое	0,01	0,01	0,01	0,1	0,03	0,1	0,53	0,028
13-94-3	Габбро крупнозернистое	0,002	0,005	0,002	-	0,02	0,01	0,62	0,005
13-112-1	Гранатовый амфиболит	0,004	0,01	0,004	-	0,03	0,1	0,42	0,064
21-55	Габбро	0,007	0,02	0,005	0,03	0,07	0,2	1,01	0,024
23-80	Пироксенит	0,005	0,03	0,003	-	0,3	0,1	0,43	0,064
99849/2	Хромит	0,02	0,1	0,015	-	36,4	0,16	0,07	0,03
99850/2	Хромит	0,025	0,05	0,01	-	42,4	0,25	0,08	0,002

Примечание. Содержание Cu, Ni, Co, Ba, Cr, Mn (в %) определено полуколичественным спектральным, Cr в хромитах – химическим, Pt и Pd (в г/т) – атомно-абсорбционным анализами. Аналитики Н.С.Ворошилова, С.М.Радомский (АмурКНИИ ДВО РАН).

Содержание полезных компонентов в штучных пробах медно-никелевых руд участка Никелевый

Номер пробы	Порода	Cu	Ni	Co	Pb	Zn	Ag	Pt	Cr	Mo	Bi	As	Sb	Te
Ф-99808/2	Массивные сульфиды	>1	0,03	0,03	0,004	0,05	15	Сл.	0,002	0,001	-	-	-	-
Ф-99701/3	Кварц с гнездами сульфидов	0,5	0,05	0,02	0,004	-	30	8	0,01	0,003	0,01	-	0,002	-
Ф-99717/4	То же	>1	7	>1	0,02	0,3	70	-	0,005	0,007	0,1	>>1	0,1	0,007
Ф-99714/4	"-	0,1	0,04	0,015	0,001	0,005	3	-	0,02	0,0003	-	-	-	-
Ф-99716/4	Лимонитизированный кварц	0,3	0,02	0,003	0,1	0,05	5	-	0,02	0,0005	0,0002	0,007	0,05	-
Ф-99831	Массивные сульфиды	>>1	3	0,03	0,007	0,07	7	-	0,002	0,0007	-	0,01	-	-
Ф-99725	То же	0,3	>>1	>0,1	0,002	0,2	1	-	0,1	-	-	-	-	-
Ф-99786/2	Гранит с гнездами сульфидов	>1	>>1	0,1	0,003	0,03	3	-	0,2	0,0001	-	0,03	0,003	-
Ф-99711/2	Амфиболит сульфидизированный	0,1	0,04	0,015	0,001	0,005	3	-	0,02	0,0007	-	-	-	-
Ф-99817/2	То же	0,06	0,1	0,1	0,003	0,04	3	Сл.	0,4	0,001	-	0,02	-	-
Ф-99818/2	"-	0,1	0,03	0,01	0,002	0,03	2	-	0,02	0,002	-	-	0,001	-
Ф-99782/2	Массивные сульфиды	3	2	0,1	0,003	0,003	0,5	-	0,5	0,0002	-	0,05	0,003	-
Ф-99777	То же	>>1	0,07	0,007	0,0007	0,003	5	-	0,07	0,0002	0,01	0,02	0,006	-

Примечание. Содержание определено спектральным анализом. Аналитик Н.С.Ворошилова (АмурКНИИ ДВО РАН). Ag и Pt в г/т, остальные – в %.

Таблица 4

## Минеральный состав (в %) сульфидной сыпучки

Номер пробы	Халькопирит	Пирротин + пентландит	Галенит	Блеклая руда	Сфалерит	Пирит	Арсенопирит	Лимонит	Квари, кальцит, обломки пород
1-97	16	7	2	Зн.	Зн.	19	13	-	43
1-98	3	10	4	Зн.	Зн.	13	-	-	70
1-102	3	8	3	Зн.	Зн.	19	-	-	67
3-94	15	15	12	Зн.	Зн.	20	-	-	38
3-97	15	6	15	<1	Зн.	15	-	-	48
5-94	1	11	2	Зн.	Зн.	29	1	-	56
6-90	8	18	8	Зн.	Зн.	12	-	-	54
6-95	8	17	4	0.5	0.5	21	-	-	49
6-97	4	32	10	<1	<1	15	-	-	27
6-104	1	15	13	Зн.	Зн.	33	-	-	38
6-129	6	5	3	Зн.	Зн.	27	7	39	13
7-127	6	7	3	Зн.	Зн.	16	7	39	22
7-132	8	4	3	Зн.	Зн.	8	1	63	13
8-130	1	11	3	-	Зн.	7	7	51	20
16-83	4	31	1	-	-	3	-	-	61
17-82	53	1	1	-	Зн.	12	-	-	33
17-84	41	1	1	-	Зн.	10	-	-	46
17-85	21	1	1	-	Зн.	23	-	-	54

Аналитики: Л.И.Козак, Н.С.СанILEвич (АмурКНИИ ДВО РАН).

всей вероятности, отвечают протяженные и мощные рудные тела с платиноидным медно-никелевым оруденением. Наиболее перспективным представляется ореол сульфидной сыпучки, расположенный на водоразделе ручьев Радостный и Камрай. Он зафиксирован шестью профилями через 500 м и протягивается на 2,5 км при ширине от 400 до 600 м. В его пределах располагается серия штучных проб с высокими содержаниями меди и никеля. В пределах ореола можно предположить наличие в коренном залегании рудного тела или серии сближенных тел однотипных платиноидных медно-никелевых руд. Судя по преобладающему наклону кристаллизационной сланцеватости вмещающих оруденение гнейсов и кристаллосланцев, а также изгибу ореола вверх по долине руч. Радостный, рудные тела полого (около 30°) наклонены на север и, видимо, являются стратиформными. На водоразделе ручьев Горациевский и Сигулен вблизи восточной рамки участка располагается периклинальное замыкание рудоносного пласта, продолжающегося на левом борту руч. Горациевский.

Таким образом, вырисовывается следующая геологическая структура участка Никелевый: стратиформное рудное тело или серия тел расположены в бортах крупной синклинальной структуры субширотного простирания. Наблюдается периклинальное замыкание этой структуры на водоразделе ручьев Горациевский и Сигулен и наклон ее шарнира в восточном направлении. Это подтверждается замыканием пласта железистых кварцитов в вершине руч. Горациевский (Попов, 1994). На южном борту руч. Горациевский располагается наиболее мощная и выдержанная по простиранию часть рудоносной зоны. Она хорошо выражена в магнитном поле  $\Delta T$ . На северном борту зона редуцирована ввиду близости гранитной интрузии и широко проявленных процессов гранитизации.

Для подсчета прогнозных ресурсов платиноидного медно-никелевого оруденения участка Никелевый приняты следующие параметры:

в рудоносной пачке, общей протяженностью около 12 км, прогнозируются два рудных тела протяженностью по простиранию 1 тыс. м, по падению – 200 м при мощности 20 м каждое;

среднее содержание полезных компонентов составляет: никель – 2%, медь – 1%, палладий – 1,0 г/т, платина – 0,5 г/т, серебро – 5 г/т.

При этом объем руды  $V = 1000 \times 200 \times 20 \times 2 = 8\,000\,000 \text{ м}^3$ . Масса руды при удельной плотности 3,5 г/см<sup>3</sup> равна 28 млн т.

Прогнозные ресурсы указанных металлов при этих параметрах составляют: никеля – 560 тыс. т, меди – 280 тыс. т, палладия – 28 т, платины – 14 т, серебра – 140 т (Степанов, Стриха, Пискунов, Мельников, 2002).

В результате исследования перспектив платиноносности Дальнего Востока по программе “Платина России” установлено следующее:

платинометалльная минерализация широко развита на территории Дальнего Востока в интрузиях ультраосновного и основного состава, ассоциируя с медно-никелевыми, хромитовыми и титано-магнетитовыми рудами, а также в месторождениях золота “черносланцевого” типа, месторождениях бурого угля, платиновых и платиноносных россыпях;

на Дальнем Востоке выделены три потенциальные платиноносные провинции: Верхнеамурская, Прихотская и Примсрская, а в их пределах ряд металлогенетических зон и рудно-россыпных узлов;

в Верхнеамурской провинции наиболее перспективным на поиски платиноидного медно-никелевого оруденения является Дамбукинский узел. В нем поисковыми работами выявлен участок Никелевый с прямыми поисковыми признаками наличия в коренном залегании платиноидного медно-никелевого месторождения. По участку подсчитаны прогнозные ресурсы по категории  $P_3$ .

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Додин Д.А. Программа комплексных исследований по развитию и рациональному освоению минерально-сырьевой базы металлов платиновой группы России / Д.А. Додин, Н.М. Чернышов. – М.: Роскомнедра, 1993.
2. Додин Д.А. Платинометалльные месторождения России / Д.А. Додин, Н.М. Чернышов, Б.А. Яцкевич. – СПб.: Наука, 2000.
3. Моисеенко В.Г. Возраст платинометалльной минерализации Гаринского узла Верхнего Приамурья / В.Г. Моисеенко, В.А. Степанов, А.И. Костянов // Докл. РАН. – 2001. – Т. 376. – № 6.

4. Степанов В.А. Минерагения платины Дальнего Востока // Тез. междунар. конф. "Тектоника и металлогения центральной и северо-восточной Азии". – Новосибирск, 2002.

5. Эйриш Л.В. Платиноносность Дальнего Востока / Л.В.Эйриш, В.А.Степанов // Тихоокеанская геология. – 2002. – Т. 21. – № 3.

6. Степанов В.А. Коренные источники платино-металльных россыпей Дамбукинского района Верхнеамурской провинции / В.А.Степанов, А.В.Мельников, В.И.Палажченко, Т.В.Макеева, В.И.Гвоздев // Тихоокеанская геология. – 2002. – Т. 21. – № 4.

Амурский комплексный научно-исследовательский институт  
ДВО РАН, г.Благовещенск

УДК 551.263:546.92(571.651)

**Э.А.Ланда, В.В.Лебедев, Б.А.Марковский, И.М.Мигович,  
А.И.Костянов, Л.Р.Колбанцев, С.Н.Калабашкин**

## **О ПЛАТИНОНОСНОСТИ ЧУКОТКИ**

Чукотка известна как золотоносный регион. Однако здесь в начале XX века разрабатывались проявления платиновых металлов. В дальнейшем платиной многие годы интересовались мало и специальных работ по МПГ почти не велось, поэтому изученность территории в этом отношении совершенно недостаточная. Тем не менее, здесь известен целый ряд геологических подразделений с установленной платиноносностью или, по аналогии с образованиями других регионов, потенциально платиноносных [4, 8, 9].

Рассматриваемая территория представляет собой северную гетерогенную часть Восточно-Азиатского звена Тихоокеанского пояса, которая включает: активизированный фрагмент "арктического континента", или Чукотскую эпиконтинентальную складчатую систему (собственно Чукотку); Олойскую складчато-блоковую систему с корой переходного типа, отделенную от Чукотской системы Южно-Анюйской шовной зоной; Анадырско-Корякскую складчато-надвигово-блоковую систему, относящуюся к Азиатско-Тихоокеанской транзитали и включающую сегмент Охотско-Чукотского вулканического пояса. В настоящее время многие исследователи рассматривают территорию как гигантский коллаж террейнов, каждая часть которого развивалась достаточно авто-

номно (рис. 1). Выделенные подразделения в геологическом отношении достаточно специфичны, но металлогенические их особенности имеют во многом сквозной надрегиональный характер, с чем, в частности, согласуется вывод о том, что многие рудные объекты региона принадлежат Арктическому и Дальневосточному платиноносным поясам [4].

**Зональные массивы.** Специфика положения рассматриваемой территории заключается в том, что она располагается между регионами, в которых в значительных объемах добывается россыпная платина. Это и Аляска, где уже многие годы эксплуатируется месторождение Гудньюс Бей, и южная часть Корякии, где разрабатываются крупные месторождения Сейнав-Гальмозанского узла. Месторождения образовались за счет разрушения зональных дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов, в частности их ядерных дунитовых частей. Выявление районов развития подобных массивов в Чукотском регионе и связанных с ними россыпей является наиболее актуальной на сегодняшний день задачей.

Сейчас достоверно известен один такой район. Он приурочен к Алучинскому поднятию в пределах Олойской складчато-блоковой системы и связан с образованием Южно-Анюйской раздвиговой зоны юрско-мелового возраста.

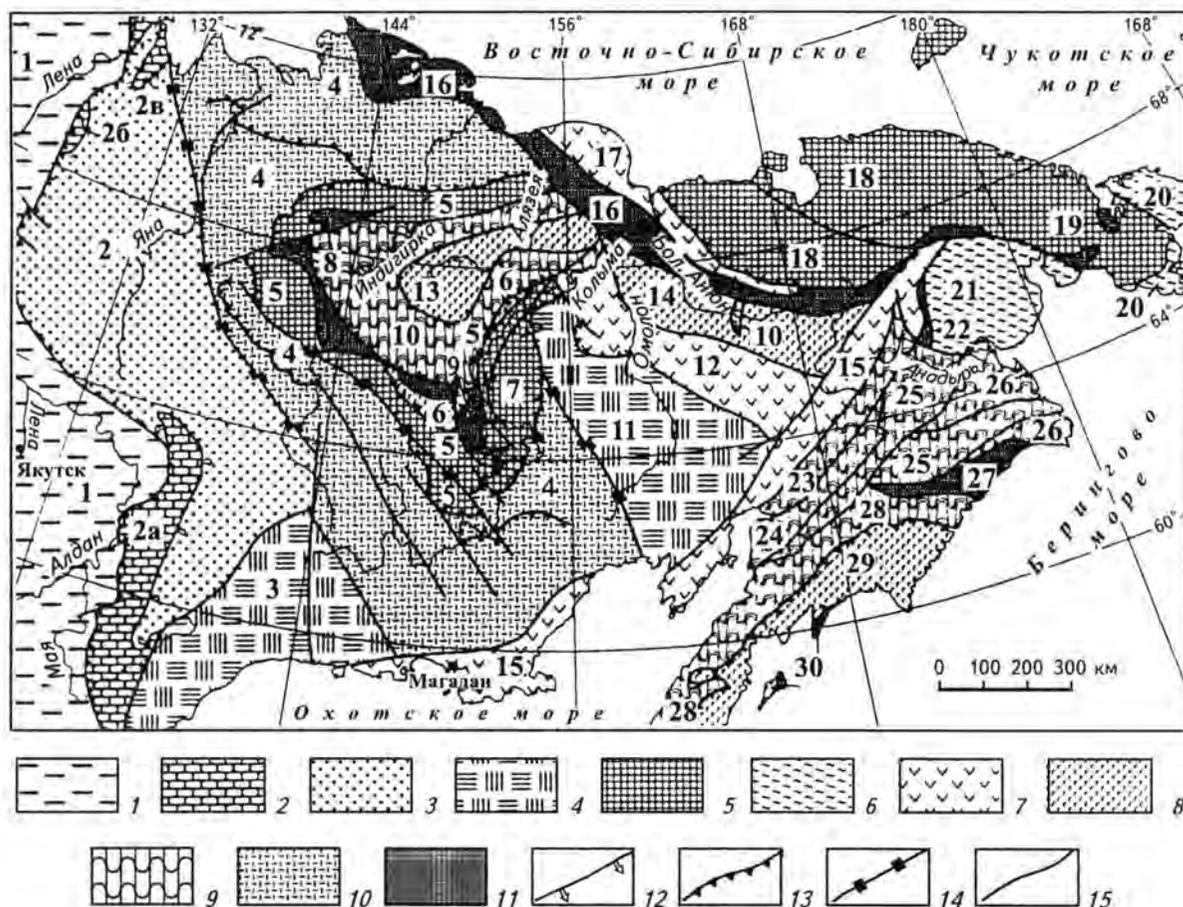


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования Северо-Востока Азии [10]

1 – платформенный чехол; 2, 3 – комплексы погруженной окраины кратона: 2 – карбонатный шельфовый, 3 – терригенный проградационный; 4-11 – структурно-формационные зоны (террейны) различных геодинамических типов: 4 – кратонные, 5 – пассивной континентальной окраины, 6 – метаморфизованной континентальной окраины, 7 – энсиалической островной дуги, 8 – энсиматической островной дуги, 9 – аккреционной призмы, 10 – эпиконтинентального флишонидного бассейна (микроокеана), 11 – океанические; 12 – границы горст-антиклинорий; 13 – надвиги; 14 – сдвиги; 15 – недифференцированные разломы

Структурные элементы (цифры на схеме): 1, 2 – Северо-Азиатский кратон (1 – Сибирская платформа, 2 – Верхоянский мезогеоцинальный складчатый пояс, в том числе горст-антиклинории: Сетте-Дабанский (2а), Джарджанский (2б), Хара-Улахский (2в)); 3-30 – тектоно-стратиграфические террейны (3 – Охотский, 4 – Яно-Колымский, 5, 6 – Омуплевский сложный терреин, в том числе Рассошинский палеотерреин (6), 7 – Приколымский, 8 – Мунилканский, 9 – Аргатаско-Поповкинский, 10 – Момский, 11 – Смоленский, 12 – Олойско-Березовский, 13 – Алазейский, 14 – Хетаганский, 15 – Кони-Мургальский, 16 – Южно-Анюйский, 17 – Нутесинский, 18 – Чукотский, 19 – Вельмейский, 20 – Сьюардский, 21 – Золотогорский, 22 – Пекульнейский, 23 – Пенжинско-Анадырский, 24 – Таловский, 25 – Майницкий, 26 – Алякватваамский, 27 – Эконайский, 28 – Западно-Камчатский, 29 – Олюторско-Камчатский, 30 – Ветловский)

Выделены структурные подразделения, прослеживающиеся в пределах Чукотского автономного округа

В этом районе выявлены не только дунит-клинопироксенит-габбровые с сиенитами и монцонитами массивы, но и россыпные проявления с типичной для подобного типа россыпей минерализацией, в частности, с резким преобладанием в них интерметаллидов платины и железа.

Подобные комплексы выявлены также в пределах собственно Южно-Анюйской зоны на так называемой Уямкандинской площади. Здесь имеются указания на платиновый состав шлиховой минерализации. Подобные интрузии, отнесенные к кымынейваясскому комплексу ме-

Таблица 1

Содержание никеля и хрома (в г/т)  
в дунит-верлит-клинопироксенитовых массивах  
хр. Пекульней

Порода	Ni	Cr
Дуниты	1620	4000
	1250	5400
	1400	2700
	1200	3300
Верлиты	1620	5400
	1250	3000
	1100	2800
	960	3700
Клинопироксениты	860	1700
	595	2200

лового возраста (Белый, 1995), развиты и в пределах собственно Чукотки. Указанные районы нуждаются в доизучении.

Еще один "проблемный район" – хр. Пекульней (Пекульнейская площадь). Считается, что в этом районе обнажается ряд альпинотипных массивов, хотя Бычинский, Пекульнейский, Янранайский массивы сложены породами дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации, напоминающей таковую зональных комплексов. На схожесть с зональными комплексами указывают и низкие содержания никеля в породах и в оливините (табл. 1).

С учетом находки в районе самородка изоферроплатины, это обстоятельство требует дополнительной проверки, которая должна вестись путем сопоставления их особенностей с особенностями массивов Верхневинского типа (Урал). Такой же проверки заслуживает дунит-клинопироксенитовый массив г.Змеевик, расположенный в восточной части Усть-Бельской площади на простирании структуры хр. Пекульней. Отметим, что россыпные проявления в районе Пекульнея представлены в основном рутениродосминами.

**Офиолитовые комплексы.** Наиболее изученными в отношении МПГ являются альпинотипные, или офиолитовые комплексы. Они раз-

виты в пределах Корякско-Анадырской области в Южно-Ануйской и Олойской зонах.

В Корякско-Анадырской области блоки мелового, юрско-мелового и палеозойского возрастов, сложенные глубоководными вулканогенными, кремнисто-вулканогенными и терригенными породами, вмещают многочисленные массивы альпинотипных перидотитов (Пикасываямская, Четкинваямская, Майницкая, Усть-Бельская и другие зоны). К ним приурочены проявления хромититов, с которыми, как и везде в подобных образованиях, ассоциируют небольшие концентрации МПГ с преобладанием минералов осмия, иридия, рутения. Суммарное содержание МПГ составляет десятые доли граммов на тонну (до 0,7). По мнению Т.А.Смирновой (1974), некоторые массивы региона (Красногорский, Чирынайский и др.) перспективны в отношении обнаружения в них месторождений хрома. К этому списку добавим Усть-Бельский массив, отличающийся огромными размерами (площадь более 1 тыс. км<sup>2</sup>). В этих массивах определенный интерес могут иметь и коренные проявления МПГ.

Корякско-Анадырская область весьма перспективна на тесно связанный с офиолитами медно-колчеданный тип оруденения со значительными иногда концентрациями золота и с некоторым количеством МПГ. Как показано В.М.Изоитко (устное сообщение), появились новые технологические схемы, позволяющие эту попутную платину извлекать при отработке колчеданных месторождений. В Майницкой зоне выявлено несколько площадей с подобным оруденением: Тамватнейская, Угрюмая и Рытгыльская с весьма значительными прогнозными ресурсами (сотни миллионов тонн) и содержанием меди до 2,5%. На Угрюмой площади в колчеданах обнаружено до 5 г/т золота.

В связи с офиолитами возможен еще один тип минерализации, связанный с метасоматическими процессами в альпинотипных комплексах, в частности с лиственитизацией и родингитизацией. В зонах лиственитизации нередко формируются значительные месторождения золота (зодский тип, месторождения Зод и Кумак), в которых могут присутствовать и попутные МПГ. В последнее время доказывается и связь концентраций золота и МПГ с родингитами. По данным В.Н.Сазонова и др. (2001), в сер-

пентинизированных альпинотипных ультрабазах Южного Урала известна специфическая золотая минерализация. Она развита на месторождении Золотая Гора в зоне хлограпитов (родингитов), антигорит-хлоритовых метасоматитов, а также в диопсидовых прожилках, секущих хлограпиты. Отмечено, что у указанного месторождения имеется почти полный аналог, расположенный в Агардагском массиве (Тува, Алтай-Саянская область). По данным Н.Н.Гореловой (1990, 1991), процессы родингитизации широко проявлены в массивах Анадырско-Корякского региона. Она же указывает на приуроченность повышенных скоплений МПГ и золота к родингитам. Таким образом, в регионе не исключено в будущем обнаружение подобных типов месторождений. Возможно, с такого рода минерализацией связаны некоторые комплексные золотые с платиной россыпи.

При разрушении связанных с офиолитами хромититовых проявлений, отличающихся относительной крупностью зерен платинометаллических минералов, в регионе формировались россыпные месторождения МПГ. В ходе ГСР-200 и ГСР-50 с общими поисками оконтурены три россыпных платиноносных района: Кыльвыгейский, Четкинваямский и Красногорско-Чирынайский (рис. 2) С учетом суммарной длины водотоков и удельной платиноносности (кг/км) в каждом районе подсчитаны по категории  $P_3$  прогнозные ресурсы МПГ. Они оказались весьма значительными (тонны). Однако мировой опыт изучения россыпей свидетельствует, что в контурах указанных районов реально обнаружение небольших по запасам (до десятков-первых сотен килограммов) россыпей в основном с рутениридосминовой минерализацией. Именно такая россыпь выявлена в Кыльвегейском райо-

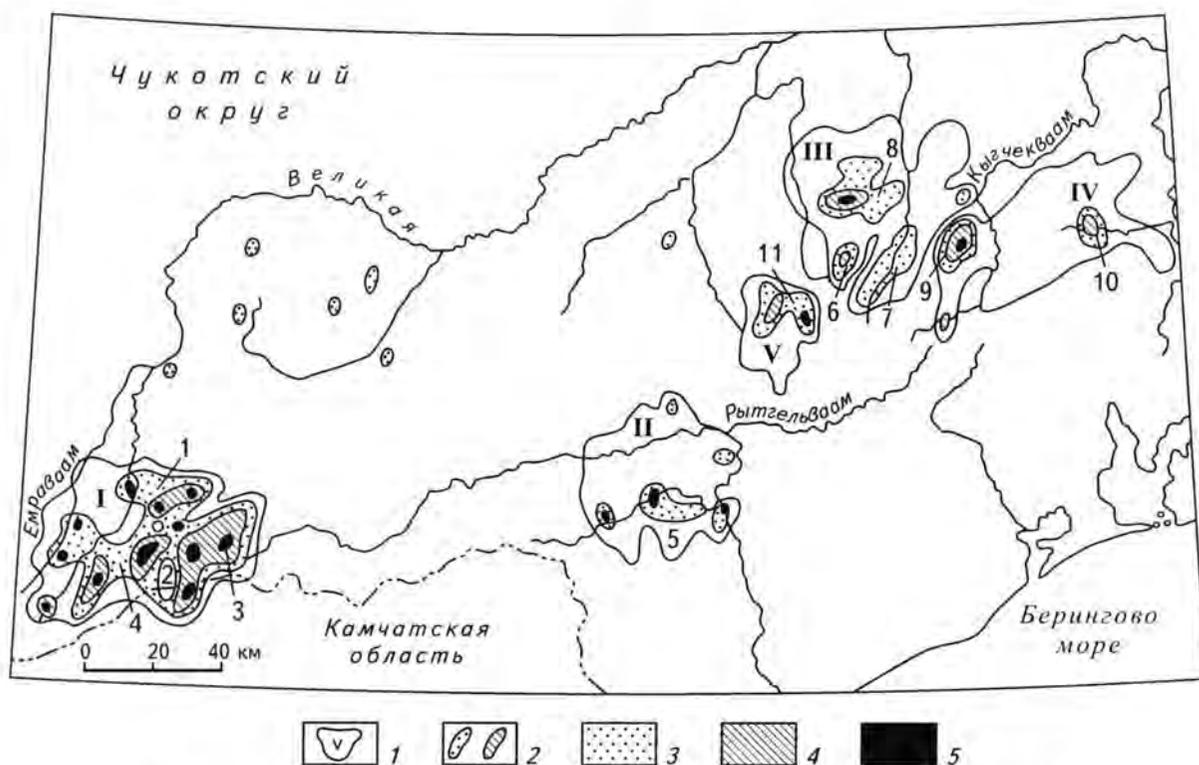


Рис. 2. Схема россыпной платиноносности южной части Анадырско-Корякского региона

I – известные и прогнозируемые золотоносные с платиноидами (II-V) и платиноносный (I) россыпные районы и узлы: I – Кыльвыгейский РСР, II – Четкинваямский (Июмпаунский) РСР, III – Красногорско-Чирынайский (Научирынайский) РСР, IV – Кэнкэрэнский РСР, V – Янранайский РСР; 2 – известные и прогнозируемые платиноидосодержащие россыпные поля: 1 – Иумываамское, 2 – Майское, 3 – Глухое, 4 – Удачное, 5 – Лиственитовое, 6 – Красногорское, 7 – Сомнительное, 8 – Яблоневое, 9 – Куйвавейское, 10 – Кэнкэрэнское, 11 – Янранайское; 3-5 – изолинии шлиховых ореолов платиноидов (в у.е.): 3 – 1-2, 4 – 3-5, 5 – более 5

Химический состав (в % мас.) платиновых минералов из некоторых россыпных проявлений Таловско-Майнской и Пекульнейской зон

Номер образца	Ru	Rh	Os	Ir	Pt	Fe	Cu	Ni
Пух-1	0,2	1,3	0,1	0,5	89,0	8,5	0,4	-
Пух-2	1,5	0,4	76,3	0,9	0,3	-	0,5	-
Пух-3	2,7	0,3	76,0	19,9	0,3	-	-	-
Пух-4	3,9	1,1	4,2	79,5	4,2	5,2	-	1,9
Пух-5	2,2	2,5	0,9	4,6	83,1	6,7	-	-
Тем-1	3,5	2,8	31,3	60,1	0,2	0,3	1,8	-
Тем-2	4,8	3,0	25,1	63,0	3,0	0,9	0,2	-
Тем-3	8,1	1,1	53,5	36,2	0,9	0,2	-	-
Тем-4	5,6	2,5	56,5	34,4	0,3	0,7	-	-
Янр-1	3,6	1,0	54,1	39,8	0,3	1,2	-	-
Янр-2	8,3	1,2	65,7	22,7	1,1	1,0	-	-
Янр-3	3,2	0,6	62,1	32,1	0,3	1,7	-	-
Мед-1	5,4	1,8	31,0	39,3	19,9	0,6	1,0	-
Мед-2	-	-	93,3	6,3	0,3	-	0,1	-
Мед-3	8,5	2,8	51,4	32,4	3,4	0,4	0,1	-
Крив-1	19,9	3,2	40,0	32,7	1,5	2,8	0,03	-
Крив-2	11,9	1,9	35,5	20,9	28,6	0,8	0,09	0,4
Крив-3	21,5	0,98	53,3	20,3	-	4,15	0,4	0,3
Стр-1	5,8	0,6	58,7	34,2	0,2	0,5	-	-
Стр-2	5,1	1,0	51,7	41,1	0,2	0,9	-	-
Стр-3	10,2	0,8	61,2	26,2	1,0	0,6	-	-
Анад-1	8,9	1,5	81,0	7,8	0,3	0,4	-	0,1
Анад-2	25,0	2,7	36,0	32,7	1,9	1,3	-	0,4
Анад-3	7,1	0,4	55,4	36,1	0,3	1,2	-	0,1

Примечание. В образце Пух-2 установлено содержание серы (20,1% мас.).

не по руч.Майский, в которой содержится 82 кг иридоосмия [9]. Россыпь формировалась за счет размыва не только альпинотипных ультрамафитов Пикасвьямской группы, но и в большой мере за счет терригенных отложений, играющих роль вторичных коллекторов, что указывает на вероятность существования и погребенных россыпных проявлений, более древних, чем современные. Для подобных россыпей требуется разработка корректных методов их оконтуривания и геолого-экономической оценки [9].

Обсуждая природу россыпей необходимо учитывать примечательные данные по изотопии осмия в иридоосмиях, полученные А.И.Костяновым. Изучавшиеся минералы МПГ (ММПГ) из некоторых аллювиальных проявлений, приуроченных к Таловско-Майнской и Пекульнейской зонам, представлены в основном рутениридоосмиями (табл. 2).

Определение изотопного состава осмия в единичных зернах МПГ, выполненное с помощью NТИ-масспектрометрии на отечественном

Таблица 3

зотопный состав осмия  
и модельный - возраст МП  
из некоторых россыпных проявлений  
Таловско-Майнской и Пекульнейской зон

Номер образца	отношение $^{187}\text{Os} / ^{188}\text{Os}$	Re-Os, млн лет
Пух-3	0,1312 +/- 0,0004	-
Пух-4	0,1242 +/- 0,0004	460
Пух-5	0,1313 +/- 0,0003	-
Тем-1	0,1239 +/- 0,0003	505
Тем-2	0,1239 +/- 0,0003	505
Тем-3	0,1241 +/- 0,0003	480
Тем-4	0,1239 +/- 0,0004	505
Янр-1	0,1262 +/- 0,0003	190
Янр-2	0,1227 +/- 0,0002	680
Янр-3	0,1252 +/- 0,0002	315
Мед-2	0,1219 +/- 0,0003	800
Мед-3	0,1253 +/- 0,0004	300
Крив-1	0,1238 +/- 0,0004	520
Крив-2	0,1251 +/- 0,0003	330
Крив-3	0,1131 +/- 0,0003	2080
Стр-1	0,1260 +/- 0,0001	200
Стр-2	0,1133 +/- 0,0004	2050
Стр-3	0,1263 +/- 0,0002	150
Анад-1	0,1441 +/- 0,0003	-
Анад-2	0,1253 +/- 0,0003	300
Анад-3	0,1237 +/- 0,0004	530

Примечание. Отношение  $^{187}\text{Os} / ^{188}\text{Os}$  нормировано по отношению  $^{190}\text{Os} / ^{188}\text{Os}$  1,98379.

модернизированном приборе МИ 1320, показало, что в аллювиальных проявлениях локализованы минералы, в которых отношения ( $^{187}\text{Os} / ^{188}\text{Os}$ )<sub>0</sub> хотя и варьируют в широком диапазоне значений (от 0,1131 до 0,1441) (табл. 3), но в основном согласуются с пределами колебаний этого отношения в мантийном (хондритовом) веществе. В целом такой характер вариаций изотопного состава осмия в ММПГ соответствует тем закономерностям, которые присущи россыпным проявлениям многих других регионов России. Поскольку величина отношения ( $^{187}\text{Os} / ^{188}\text{Os}$ )<sub>0</sub> в большинстве проанализиро-

ванных образцов не превышала значения 0,12736, которое характеризует изотопный состав осмия в современной мантии хондритового состава, можно рассчитать модельный R - возраст индивидуальных зерен платиновых минералов согласно методике, обсужденной в статье А.И.Костоянова (1998). Такие расчеты показывают (см. табл. 3.), что в аллювиальных проявлениях Эльдэнырского и Пекульнейского массивов аккумулярованы МПГ, имеющие различный возраст. Одно из предположений, объясняющих этот факт, состоит в том, что возраст ММПГ отражает мантийные этапы их зарождения и существования. Вариации модельных R - датировок указывают на то, что мантийный рудогенез был сопряжен с длительными и мегациклическими процессами. Его этапы приурочены к глобальным этапам активизации эндогенной деятельности недр планеты, на что указывает совпадение модельных R - датировок МПГ, локализованных во многих других россыпях и также связанных с ультраосновными комплексами (Костоянов, Иванов, 2000).

**Комплексные платинометаллоносные россыпи.** На рассматриваемой территории известно много золотоносных россыпных районов, в значительной мере отработанных, в частности Анойский, Отрожненский, Пекульнейский, Хатырский, Великовский и др. По мнению Л.В.Разина [8], эти районы являются платиноносными, и в них возможно выявление платиноносных россыпей. При этом и золотоносные россыпи содержат примесь МПГ. Относительное количество последних обычно невелико – первые проценты по отношению к сумме благородных металлов [9]. Такова, например, россыпь руч.Лиственитовый, которая была отработана в процессе общих поисков и где было добыто 114 кг золота и 9,5 кг МПГ. В одной из непромышленных на золото россыпей в Майницкой зоне содержится до 50% платиноидов.

В некоторых шлиховых пробах на золотоносных площадях отмечены весьма высокие содержания платиноидов: в Великовском районе на руч.Кэнкэрвеем, например, они составили 11 г/м<sup>3</sup> (Избеков и др., 2001). Поскольку в Чукотском регионе из россыпей добыто много золота (первые тысячи тонн), следует предполагать, что отвалы отработанных золотых россы-

пей могут в совокупности содержать значительные количества МПГ. В связи со сказанным актуален вопрос о разработке гале-эфельных отвалов старых разработок, на что указывает С.В.Соколов [9].

**Новые типы россыпей.** Большинство золотоносных россыпных районов на Чукотке связано с разрушением относительно молодых образований. Однако еще Ю.А.Билибин говорил о сквозной золотой специализации пород северо-востока России – от докембрия до кайнозоя, о наличии золотоносного “палеостановика”. Этот вывод может быть распространен и на платинометалльную специализацию. Золотоносные россыпи, связанные с древними породами докембрийских выступов, выявлены на Аляске. Учитывая вероятное единообразие развития Аляски и Чукотки в докембрии, перспективы обнаружения таких россыпей с попутной платинометалльной специализацией имеются в пределах выходов докембрийского фундамента (Восточно-Чукотский выступ и др.), тем более, что в таких выходах широко представлены графитсодержащие метаморфиты, способные концентрировать платиновые металлы. С такими метаморфитами связаны месторождения графита.

Укажем еще на один вероятный тип россыпных проявлений МПГ в Чукотском АО, в пределах рассматриваемой территории почти не изученный. Известно, что на северо-американском берегу Берингова моря в результате специальных исследований обнаружены пляжевые и прибрежно-морские россыпи как золота, так и платины. Береговые и прибрежные районы российской части Берингова моря также могут вмещать подобные россыпи. Особо благоприятным является прибрежная часть Хатырской зоны, где происходит разгрузка многих водотоков, дренирующих потенциально платиноносные образования.

**Возможные типы коренных месторождений МПГ.** В пределах Чукотки широко развиты породы габбро-долеритовой формации триасового возраста. Это огромная распадающаяся на ряд крупных ареалов провинция платобазальтов; М.Л.Гельман [2] указал на их близость сибирским траппам. С учетом отсутствия лавовой составляющей, рассматриваемые образования могут быть параллелизованы и с габбро-долеритами Карру (Южная Африка). И в Сибири,

и в Южной Африке среди магматитов подобного рода известны интрузии с платинометалльными медно-никелевыми или малосульфидными платинометалльными месторождениями. Значительные перспективы обнаружения подобных месторождений есть и на Чукотке, где сопряжены проблемы МПГ и медно-никелевых руд.

В регионе крупные расслоенные тела ультрамафит-мафитового состава встречены в областях, которые многие специалисты относят к офиолитовым. Подобного рода тела считаются частями офиолитовых систем. В частности, Светлореченский массив в хребте Пекульней был отнесен к офиолитам или к сопряженным с последними специфическим основным гранулитам [7]. Однако И.Н.Жуланова и А.Н.Перцев [5] показали, что это скорее самостоятельное расслоенное габброидное тело. Возможно, его следует относить к специфическому типу перidotит-габбро-норитовых комплексов. К этому же типу относится Громадненский комплекс (Лычагин и др., 1991), расположенный в обрамлении Южно-Ануйской зоны, а также Золотогорский массив в пределах Анадырско-Корякской системы, с которым связаны геохимические ореолы МПГ и известны россыпные проявления изоферроплатины, самородной платины и осмиридов (Грецкий, 1990).

Расслоенные ультрамафитовые интрузии близкого состава, приуроченные к такого же рода толщам офиолитового типа, как на Чукотке, известны в Китае (Синьцзян). Здесь среди глубоководных вулканогенных и вулканогенно-кремнистых пород палеозоя выявлено довольно много такого рода интрузий [11]. В ряде их в придонных частях обнаружены месторождения медно-никелевых руд, в том числе и весьма крупные (восточно-синьцзянский тип). Как известно, в таких рудах практически всегда присутствуют МПГ. В связи с этим и указанные выше массивы Чукотки имеют определенные перспективы в отношении выявления платинометалльной минерализации.

**Медно-молибденовые месторождения с попутными МПГ.** В свое время при обсуждении особенностей металлогении северо-востока России было обращено внимание на параллелизм развития этой территории и севера Америки. Б.Х.Егиазаровым, М.И.Ицкисоном и В.И.Бергером был выделен ряд общих линеа-

ментов, поперечных по отношению к тихоокеанскому (кордильерскому) направлению, в частности так называемый Анюйско-Юконский линеамент (Ициксон и др., 1972). Было обращено внимание на то, что такого рода поперечные системы в пределах Аляски контролируют размещение молибденовых и медно-молибденовых месторождений, в частности одного из крупнейших в мире молибденового месторождения Эндако, а также месторождений Бетлеем, Коппер-Маунтин и др. С подобными месторождениями бывают связаны попутные концентрации МПГ – бингхемский (сорский) тип, по Д.А.Додину и др. [4].

В пределах рассматриваемой территории в связи с “поперечными” глубинными зонами образовались породы егдэгкычского раннемелового комплекса диоритов, монцонитов и сиенитов, иногда с габброидами и пироксенитами. В этом комплексе в пределах Баимского рудного района Олойской зоны в результате поисково-оценочных работ выявлено медно-молибденовое месторождение Песчанка с комплексным оруденением.

*Баимский рудный комплекс*, по В.И.Шпикерману [10], включает в себя месторождения, являющиеся элементами единого медно-порфирового рудно-формационного ряда. Баимский рудный район, расположенный в бассейне верхнего течения р.Большой Аной, характеризуется общей линейной рудно-геохимической зональностью (рис. 3). В единой рудоносной полосе север-северо-западного направления выделяются две части. К восточной части приурочены выходы пород сиенитового и монцонитового составов с штокверками медных золотосодержащих и молибден-медных руд соответственно месторождений Песчанка и Находка, с которыми ассоциируют россыпи высокопробного золота. В западной части среди верхнеюрских отложений известны многочисленные сульфидно-кварцевые и кварц-карбонатные жилы с золото-серебро-полиметаллическим оруденением (месторождение Весеннее). На месторождении Песчанка, по данным В.Г.Каминского [6], выявлены четыре рудных тела: Главное, Центральное, Северное и Восточное. Главное рудное тело вытянуто в субмеридиональном направлении более чем на 2 км при ширине в среднем 0,8 км; на глубину прослежено на 700 м.



Рис. 3. Схема размещения оруденения Баимского рудного района

(составлена В.И.Шпикерманом в 1992 г.

с использованием данных В.В.Гулевича, Е.Ф.Дылевского)

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – нижнемеловые континентальные отложения: песчаники, алевролиты с прослоями гравелитов, конгломератов, углей; 3 – верхнеюрские, преимущественно морские отложения: алевролиты, аргиллиты, песчаники, конгломераты, туфы и лавы различного состава; 4 – позднемеловые андезитациты; 5-7 – позднеюрские-раннемеловые субвулканические и интрузивные породы: 5 – трахидациты, трахириолиты, трахиандезиты, 6 – кварцевые сиениты, граносиенит-порфиры, кварцевые монцониты, монцонит-порфиры, 7 – габбро, монцодиориты, габбро-монцониты; 8 – крупные разломы; 9, 10 – рудоносные зоны: 9 – с медными и молибден-медными рудами, 10 – с золото-серебряными рудами

На месторождении выделяется несколько типов рудных ассоциаций. Характерной чертой является наличие допродуктивных магнетитсо-

державших минеральных ассоциаций. Продуктивные образования представлены: кварц-молибденитовой, халькопирит-пиритовой, халькопирит-блеклорудно-борнитовой, кварц-карбонат-полисульфидной ассоциациями. Халькопирит-блеклорудно-борнитовая ассоциация является главной в медно-порфировых рудах месторождения Песчанка; молибденит-кварцевая – обуславливает более молибденовый профиль порфировых руд месторождения Находка и нижних горизонтов месторождения Песчанка; карбонат-полисульфидная – является ведущей в золото-серебросодержащих полиметаллических жилах Весеннего месторождения. Рудные ассоциации тесно связаны с разнообразными метасоматитами, относящимися в основном к пропилитам. От осевых частей порфировых тел в сторону вмещающих пород наблюдается такая последовательность: “кварцевое ядро” – калишпат-биотитовая зона – кварц-серицитовая зона – пропилиты. Оруденелые образования фиксируются между “кварцевыми ядрами” и пропилитами. Примерно тот же набор измененных пород присутствует и в медно-молибденовых штоках, но роль кварц-серицитовых изменений там больше.

В рудах месторождения Песчанка содержится около 0,6% меди, 0,015% молибдена, 4 г/т золота. Это месторождение, исходя из его параметров на уровне прогнозных ресурсов меди, молибдена и золота, следует относить к разряду крупных. Ресурсы платинометалльной минерализации, несмотря на невысокие содержания ( $Pt - 0,012$ ,  $Pd - 0,093$ ,  $Rh - 0,013$  г/т), что свойственно рассматриваемому типу, также соответственно весьма велики (более 100 т Pd, десятки тонн Rh и Pt).

Кроме Баймского района, ряд перспективных объектов рассматриваемого рудного комплекса известен в других частях Олойской металлогенической зоны, в частности в междуречье нижнего течения Омолона и Большого Анюя. Это *Иннахский рудный узел*, который, по данным Н.А.Горячева, В.А.Половинкина (1979), приурочен к одному из поднятий субстрата Олойского вулканогенного пояса. Рудопроявления узла размещаются в эндо- и экзоконтактах габбро-монзонит-сиенитового плутона Камень Такмыка и вблизи его северных сателлитов. Плутоны – типичный представитель егдыгкыч-

ского магматического комплекса. Тополевский рудный узел напоминает Иннахский. Рудопроявления здесь также размещаются в приподнятом блоке, состоящем из триасовых вулканогенно-осадочных пород, и локализуются вблизи и внутри небольших штоков сиенитов и сиенит-порфиров егдыгкычского комплекса. Наиболее изучено рудопроявление Дальнее. В регионе существует вероятность обнаружения новых потенциально рудных районов указанного типа. В частности, проявления такого рода обнаружены в районе развития Кавральянского комплекса. В целом можно говорить о существовании провинции, перспективной на медно-порфировые руды, содержащие, возможно, существенные количества высококачественного золота и МПГ.

В Чукотской системе достаточно широко развиты осадочные и метаморфогенные толщи, обогащенные углеродом и близкие “черным” сланцам. Известно, что с такими толщами могут ассоциировать крупные месторождения золота, иногда с попутной платинометалльной минерализацией, в том числе и месторождения кварц-сульфидной формации. К такому типу относится известное Майское месторождение. Оно приурочено [1] к обогащенной углеродом песчано-алевролит-сланцевой толще среднего триаса. Толща прорвана многочисленными дайками гранит-гранодиорит-порфиров и риолит-порфиров, лампрофиров. Рудные тела представляют собой линейные зоны дробления и расланцевания. Оруденелые породы – алевролиты, глинистые сланцы, риолит-порфиры. В них содержится до 6-8% пирита и арсенопирита. Средние содержания рудных элементов: золото 11 г/т, серебро 3 г/т, сурьма 0,25%, мышьяк 1%, углеродистое вещество 0,5% [2]. Месторождение относится по ресурсам золота к разряду крупных. По своим особенностям оно в какой-то мере близко известному Наталкинскому месторождению, хотя отличается от последнего существенной обогащенностью мышьяком и сурьмой. В Наталкинском месторождении имеются попутные концентрации МПГ. Есть указания на их наличие и в Майском месторождении. На “Карте полезных ископаемых СССР масштаба 1:5 000 000” (1985) месторождение показано как золотоплатиновое.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Волков А.В. Уникальный золоторудный район Чукотки / А.В.Волков, А.А.Сидоров. – М. – Магадан, 2001.

2. Гельман М.Л. Триасовая диабазовая формация Анойской зоны (Чукотка) // Геология и геофизика. – 1963. – № 2.

3. Горячев Н.А. Минералого-геохимические признаки связи золотого оруденения с магматизмом (На примере Иннахского рудного узла, Западная Чукотка) / Н.А.Горячев, В.Л.Половинкин // Минералогические особенности эндогенных рудных образований Якутии. – Якутск: ЯИГ СО АН СССР, 1979.

4. Додин Д.А. Первая карта платиноносности России масштаба 1:5 000 000 (принципы построения. Содержание, прогнозно-поисковое и фундаментальное значение) / Д.А.Додин, Э.А.Ланда, Н.В.Милентенко и др. // Платина России. – Т. III. – М.: ЗАО "Геоинформмарк", 1999.

5. Жуланова И.Н. Базиты северной части хребта Пекульней: геология, петрологические особенности,

проблема происхождения / И.Н.Жуланова, А.Н.Перцев // Тихоокеанская геология. – 1987. – № 3.

6. Каминский В.Г. Комплексная геолого-поисковая модель медно-порфирового месторождения Бамской рудной зоны // Сов.геол. – 1989. – № 11.

7. Некрасов Г.Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней // Докл. АН СССР. – 1978. – Т. 238. – № 6.

8. Разин Л.В. Россыпная платиновая металлоносность России от Урала до побережья Тихого океана // Россыпи, источники, генезис и перспективы. – Якутск: Наука, 2000.

9. Соколов С.В. Прогнозная оценка россыпной платиноносности Анадырско-Корякского региона (методика исследования). – Благовещенск, 1998.

10. Штикерман В.И. Домеловая минерация Северо-Востока Азии. – Магадан, 1998.

11. *Geology and Genesis of the mafic-ultramafic complexes in the Huangshan-lingerguan (HI) belt, East Xinjiang* / Gu Liaking, Zhu Jianlin, Guo Jichun et. al. // *Chin. Journ. of Geochem.* – 1995. – Vol. 14.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, г. Санкт-Петербург*

*ФГУП "Георегион", г.Анадырь*

УДК 553.491:551.16 (575.2)

**В.Н.Долженко**

## ПЕРСПЕКТИВЫ ПЛАТИНОНОСНОСТИ КЫРГЫЗСТАНА

На территории киргизской части Тянь-Шаня проявились почти все геологические процессы, характерные для земной коры. Это видно на примере сотен собственно золоторудных и комплексных месторождений, разнообразных по составу и происхождению. Скудная информация в отношении платиновых металлов (МПГ) связана с отсутствием специальных геохимических исследований и надежных методов определения содержания платиновых металлов, а также целенаправленных поисково-оценочных работ. Подобное имело место в отношении золота 30-40 лет назад, когда их проявления исчислялись единицами. Ныне Кыргызстан стал

одной из ведущих золоторудных провинций мира. Тем не менее, анализ имеющихся прямых и косвенных данных по Кыргызстану, соседним регионам и другим странам позволяет говорить о перспективности на платину и платиноиды рудовмещающих геологических и рудных формаций этой части СНГ.

*Габбро-ультрабазитовая формация* широко распространена в различных складчатых областях Тянь-Шаня, имеет возраст от протерозоя до позднего палеозоя и тяготеет к крупным региональным разломам, островодужным структурам, офиолитовым поясам и зонам меланжа (рис. 1). В основном она представлена ду-

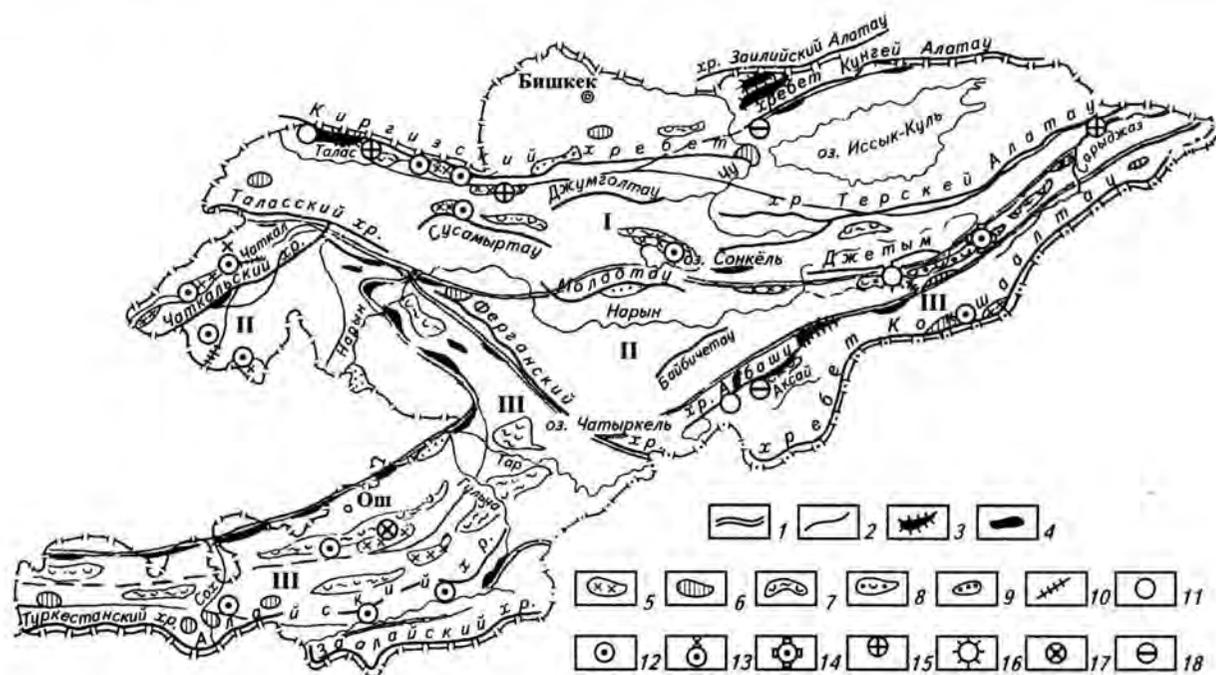


Рис. 1. Схема размещения потенциальных на платину и платиноиды геологических и рудных формаций на территории Кыргызстана

1 – региональные разломы, разделяющие складчатые области Тянь-Шаня: Северного (I), Срединного (II), Южного (III); 2 – хребты; 3–8 – геологические формации: 3 – эклогит-амфиболит-гнейсовая, 4 – габбро-ультрабазитовая (дуниты, перидотиты, серпентиниты, офиолиты), 5 – габбро-диорит-монцититовая, 6 – сиенитовая, 7 – золотоносные черносланцевые формации нерасчлененные, 8 – авлакогенный комплекс с углеродисто-тиллоидной и железисто-кремнистой формациями венда; 9–18 – рудные формации: 9 – медистых песчаников, 10 – россыпная платиноносная (Балыкты и др.), 11 – золото-платиновая в серпентинитах (Кичик-Кинды и др.), 12 – золото-медная скарновая, 13 – платиноносная золото-медная скарновая (Куру-Тегерек), 14 – золото-карбонатно-сульфидная с теллуrom и платиноидами (Кумтор), 15 – медно-порфировая, 16 – железистых кварцитов, 17 – золото-кобальт-мышьяковая, 18 – медно-колчеданная и колчеданно-полиметаллическая нерасчлененные

нитам и перидотитам в ассоциации с габбро и серпентинитами. Геохимические данные указывают на повышенные содержания в них платиновых металлов, Cu, Co, Ni, Cr, Pb, Zn, Au, Ag, Ti, Te, Se, Hg. Среди многочисленных выходов пород данной формации значительными по размеру являются массивы в западной части Кыргызского и центральной части Атбашинского хребтов, наблюдается цепь интрузий и протрузий в Канской и Баубашатинской зонах Южного Тянь-Шаня, а также в пограничных разломах Северного и Срединного Тянь-Шаня [4]. С этой формацией связаны проявления МПГ, а также золота, меди, ртути (Кичик-Канды, Балыкты). По составу и металлоносности она близка к ультрабазитам Урала.

**Габбро-диорит-монцититовая формация** не уступает предыдущей по распространенности и металлоносности. Она связана в основном

с островодужными структурами и зонами активизации [4]. Первые преобладают в Северном и Южном Тянь-Шане, а вторые – в Срединном. Они образуют интрузивные тела различной формы и размеров (штоки, вытянутые интрузии и батолитоподобные массивы) сложного или простого состава. С этой формацией тесно связаны типичные медно-порфировые, а также гидротермальные и скарновые месторождения монометалльного и полиметалльного типов, имеющих часто промышленное значение. Так, в шовных зонах герцинид Срединного Тянь-Шаня известны скарновые месторождения вольфрама (Кенсу), золота и вольфрама (Кумбель), гидротермальные золото-медно-серебряные с вольфрамом и молибденом (Молодежное). В островодужных каледонских структурах Северного Тянь-Шаня развиты медно-колчеданные с золотом месторождения (Андаш, Гонур),

а также скарновые золото-медные промышленные объекты типа Акташ, Тегерман и другие. Субстратом для них служат спилит-диабазовая и базальтовая формации  $Pz_1$ , имеющие четкую геохимическую специализацию на Au, Cu, Ag, Ni, Co, Zn, Pb, W, Mo. В подобной структурной позиции герцинской области Южного Тянь-Шаня (Туркестано-Алай) с диоритовыми интрузиями связаны в основном скарновые и скарново-гидротермальные месторождения золота, кобальта, меди, мышьяка (Алтынджилга, Чалкупрюк), золота, меди, мышьяка, серебра (Туррук, Гавиан), а также месторождения золото-сульфидно-кварцевого типа (Ингечке). Вмещающими в них являются силурийские черносланцевые толщи, входящие в состав вулканогенно-аспидной формации, содержащей повышенные кларки концентрации Au, W, Hg, Cu, As, Co, Ni, Sb. С океанической стадией накопления связаны офиолиты, выходящие во фронтальных частях надвиговых структур в виде соответствующих протрузий и меланжа.

Несколько обособленное положение занимает Чаткало-Сандалашская структурно-формационная зона, относимая по последним геодинамическим построениям не к Срединному, а к Южному Тянь-Шаню [9]. Здесь диориты данной формации, прорывающие карбонатные отложения [1], сопровождаются скарновыми месторождениями медных руд с Au, Pt, Pd, Ir, Mo, Re (Куру-Тегерек) и более сложного состава (Au, Cu, Bi, W, Mo, Ag), что характерно для месторождения Бозымчак. Сходны с южнотяньшаньскими скарновыми месторождениями золота и меди (Кичи-Анадык, Турпактушту и Каратюбе), в районе которых развиты силурийские черные сланцы.

**Сиенитовая формация** имеет сравнительно широкое распространение и связана с герцинской тектономагматической активизацией древних платформ и складчатых областей Тянь-Шаня [4]. Кроме того, она тесно ассоциирует с габбро-диорит-монцонитовой формацией каледонид Северного и герцинид Южного Тянь-Шаня. Среди этой формации выделяется субформация нефелиновых сиенитов, которые в основном характерны для Северного Тянь-Шаня и представлены тремя наиболее крупными массивами: Кызыломпульским, Сандыкским и Шаматорским. Порфиоровые их разновидности чаще

используются в качестве облицовочного материала. Тесно с ними связаны коренные и россыпные проявления редких земель, на которые они, а также карбонатиты специализированы. Кроме того, в них устанавливается повышенный кларк концентрации Mo, Pb, Re. Формация, хотя пока слабо изучена, представляет интерес в отношении платиновых металлов, так как, по данным ряда исследователей, в России при отработке калиевых и особенно нефелиновых сиенитов в качестве алюминиевого сырья устанавливаются их высокие содержания в алюминиевых чушках и других продуктах металлургического передела сырья. Проблема платиноносности калиевых сиенитов приобретает особую актуальность в связи с возможным их освоением в будущем для производства алюминия и калия в качестве удобрения, так как Кыргызстан обладает огромными водно-энергетическими ресурсами.

**Эклогит-амфиболит-гнейсовая формация** развита в Северном и Южном Тянь-Шане среди докембрийских блоков [1]. Наиболее широко она представлена в хребтах Заилийского Алатау (актюзская свита), Киргизского (нельдинская серия) и Атбашинского (одноименный комплекс). Эклогиты в виде линзовидных тел размером до 0,5х3 км развиты среди амфиболитов. Большинство исследователей считает их продуктами метаморфизма основных и ультраосновных пород, в том числе габбро и дунитов, так как независимо от возраста тех и других, соотношение платины и палладия в них почти постоянное [8]. Эклогиты докембрия в Северном Тянь-Шане имеют возраст до 2,7 млрд лет и отличаются высоким содержанием рутила (до 6%), а  $TiO_2$  от 2,9 до 6% [1]. Для сравнения, эти же породы на Урале содержат  $TiO_2$  до 3% и даже отрабатываются. В связи с тем, что рутил при метаморфизме образуется при распаде титаномагнетита, ильменита и исходных породы, то можно предположить, что с ними могли ассоциировать металлы платиновой группы, что установлено в Забайкалье и других регионах [3], где содержание в породах, например, платины составляет 0,1-25 палладия – 0,8-3,5 г/т. В них встречается также платиноидно-титаномагнетит-пентландит-халькопирит-пирротинное оруденение. Возможно, что в пределах Северного Тянь-Шаня в описываемой докембрий-

ской метаморфической формации может быть также встречено подобное оруденение. На это указывают повышенные содержания Au, Cu, Ni, Вi во вмещающих эклогиты амфиболитах [5]. Что касается Атбашинских эклогитов Южного Тянь-Шаня, то, возможно, они связаны с пермскими платиноносными ультраабазитами, которые могут вблизи крупных региональных разломов подвергаться амфиболитовой фации метаморфизма [1].

**Углеродистые формации** в Кыргызстане широко распространены, имеют возраст от архея до  $C_3$ , и преобладающая их часть (17 из 21 выделенных) несет повышенные концентрации различных металлов и особенно золота [5]. Эти металлы (редкие, цветные и благородные) образуют в них стратиформное или эпигенетическое оруденение, обычно промышленного масштаба. Особенно продуктивными на медно-колчеданное, колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение с Au, Ag, W, Te, Se являются осадочно-вулканогенные толщи с эффузивами основного состава, отвечающие раннегеосинклинальному этапу развития складчатых областей Тянь-Шаня. Судя по наличию в черных сланцах, кроме указанных выше металлов, повышенных содержаний Co, Cr, Ni, Ti, рассматриваемые формации могут оказаться платиноносными. По данным Н.П. Ермолаева и др. [7], платина и платиноиды, например, характерны для углеродисто-тиллоидной формации венда, имеющей высокие кларки концентрации также Au, W, Te, Se [5], которые участвуют в рудах крупнейшего в Кыргызстане золоторудного месторождения Кумтор. Эта формация слагает восточную часть джетымской осадочно-вулканогенной серии, образованной в условиях рифей-вендского авлакогена на территории Среднего Тянь-Шаня. В западной вулканогенной части этой же серии находится крупнейшее в Средней Азии месторождение железа Джетымское (запасы – 5 млрд т), относимое к формации железистых кварцитов. Несмотря на противоречивые данные о степени платиноносности черных сланцев и руд Кумтора, эта серия заслуживает особого внимания, так как максимально продуктивными на МПГ являются формации рифтогенных структур земной коры [3]. В этой связи интерес представляют древние углеродсодержащие отложения Северного Тянь-Шаня

(нельдинская серия  $PR_1$ , карбонатно-терригенная V), а также почти все вулканогенно-осадочные формации палеозой Южного Тянь-Шаня, которые обогащены сопутствующими платине металлами, а такая из них, как литиево-сланцевая  $E-O_1$ , несет промышленные концентрации Cu, P, Mo, U [5]. Несомненно, надежда на обнаружение промышленных содержаний МПГ связана с теми рудными формациями, в которых уже обнаружены минералы платиноидов (Куру-Тегерек), или за пределами республики они уже извлекаются, или будут добываться. К ним относятся стратиформные колчеданно-полиметаллические, медно-колчеданные, а также скарновые и гидротермальные различного состава.

**Колчеданно-полиметаллическая формация** является самой распространенной в Кыргызстане и насчитывает несколько десятков объектов различного значения, но среди них заслуживают внимания в смысле их платиноносности те, которые тяготеют к углеродистым толщам докембрия и нижнего палеозоя и являются золотоносными (Барскаун, Каинды, Снежное, Кокомерен и другие). В них, кроме полиметаллов, повышенный кларк концентрации имеют Cu, Co, V, Ba, Cr. Возможно, что некоторые из месторождений окажутся близкими по платиноносности, составу и генезису объектам, обнаруженным на Аляске.

**Медно-колчеданная формация** может оказаться платиноносной, так как она тесно связана с основным вулканизмом океанической стадии развития Тянь-Шаня [9], и за пределами Кыргызстана (Урал, Алтай, Казахстан) наличие минералов и промышленных концентраций платиновых металлов уже является достоверным [10]. Например, близки к алтайскому типу стратиформные залежи месторождения Суртеке в Южном Тянь-Шане, связанные с углеродисто-вулканогенной формацией  $S_2-D_1$  [13], вулканогенными толщами рудного поля Шыргый в Северном Тянь-Шане и ряд других. В них медные руды содержат повышенные до промышленных содержания Au, Co, Ni, Te, Se, однако на платиновые металлы и платиноиды они не изучались.

**Медно-порфировая формация** заслуживает особого внимания, так как в соседнем Узбекистане в сходной геологической обстановке,

т.е. в связи с монцитонитидным магматизмом, она служит объектом извлечения из медных руд МПГ.

В Кыргызстане к такой формации относятся месторождения Андаш, Талдыбулак в Северном Тянь-Шане, Молодежное – в Срединном и ряд объектов Южного Тянь-Шаня. Первое из них рассматривается как золоторудное, и предусматривается его отработка. Оно приурочено к центральной части каледонских диоритов, подверженных в основном аргиллизации и березитизации. Среднее содержание золота в рудах составляет 3,4, меди – 3,6, серебра – 46 г/т. Отмечены высокие концентрации Mo, W, Re, Se, Co. Сходный минеральный состав, но более сложное строение, имеет месторождение Молодежное, в котором наряду с вкрапленными медными рудами встречаются золотоносные кварц-сульфидные и скарновые разновидности в пределах интрузии монцитонитидов, прорывающей золотоносную углеродисто-терригенно-карбонатную толщу  $C_1$ . Последняя оказывает влияние на высокие содержания в жильных телах за пределами интрузии благородных металлов (Au, Ag), но возможное наличие МПГ может быть связано с халькопиритовыми рудами в интрузии и скарнах.

**Золото-кобальт-мышьяковая формация** пока единственная в Кыргызстане, имеющая высокие концентрации кобальта, хотя золото-мышьяковое оруденение широко развито в западной части Южного Тянь-Шаня и частично в Кассанском рудном районе Срединного Тянь-Шаня [2]. Она связана с диоритовой интрузией верхнего палеозоя, прорывающей углеродистую осадочно-вулканогенную толщу силура. Оруденение в скарнах и скарноидах и частично во вмещающих черных сланцах представлено в основном арсенопиритом, пиритом, реже халькопиритом, галенитом, сфалеритом в виде вкрапленности, линз, прожилков и прожилково-вкрапленной с кварцем минерализацией. Наиболее характерным представителем описываемой формации является месторождение Акджилга (Туркестано-Алайский район). В нем выделяется пять рудных залежей и жил, связанных с отдельными телами гранитоидов (рис. 2). Среди них отмечается три типа руд: арсенопиритовые, даналит-сафлоритовые и сафлоритовые, которые являются наиболее золотонос-

ными. Однако, кроме них, есть скуттерудитовые, полиметаллические и леллингитовые руды с меньшей или слабой золотоносностью. Из кобальтовых минералов на месторождении установлены скуттерудит и эритрин. К сафлоритам относятся кобальтсодержащие леллингиты, а к даналитам – переходные разности между арсенопиритом и чистым даналитом. Промышленная отработка на мышьяк в 40-х годах производилась из богатых кобальтом сафлоритовых руд. В отношении минералов платиновой группы все типы руд не изучались, и, несомненно, они могут быть промышленными. Возможно не случайно, что японская компания заинтересовалась этим месторождением и готова к его отработке и расширению исследований на его рудном поле и в районе.

В восточной части Южного Тянь-Шаня (хр.Кокшаал) расположено месторождение Мустор, приуроченное к контакту гранодиоритов  $Pz_3$  с карбонатно-терригенными отложениями  $C_1$  [2] и по содержанию кобальта в рудах близкое к предыдущим. В скарнах преимущественно пироксенового состава с магнетитовым оруденением и сульфидно-карбонатными жилами (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, кобальтин, родонит, родохразит), содержание кобальта достигает 0,5%, а в отдельных сульфидных жилах – до 2%. Возможно, что это месторождение и ряд рудных объектов в Срединном Тянь-Шане (Мусульмансай, Каракорум), содержащих в скарнах до 0,5% кобальта, являются представителями другой самостоятельной рудной формации, но они заслуживают также изучения в отношении МПГ.

**Золото-медно-скарновая формация** имеет широкое распространение в Тянь-Шане, встречаясь почти во всех складчатых областях и имея связь с диоритами и гранодиоритами каледонского, а чаще герцинского возрастов. Пока достоверно установлены МПГ в апомагнезиальных, существенно пироксеновых скарнах месторождения Куру-Тегерек в Чаткальском районе Срединного Тянь-Шаня [6, 12]. В нем платина, палладий и иридий связаны с потаритом, порпецитом, поликсомом, сперрилитом, пуперитом, которые тяготеют к халькопириту, реже пириту. Содержание золота в существенно халькопиритовых рудах колеблется от 0,1 до 26 г/т (среднее – 2 г/т). К сожалению, не изуче-

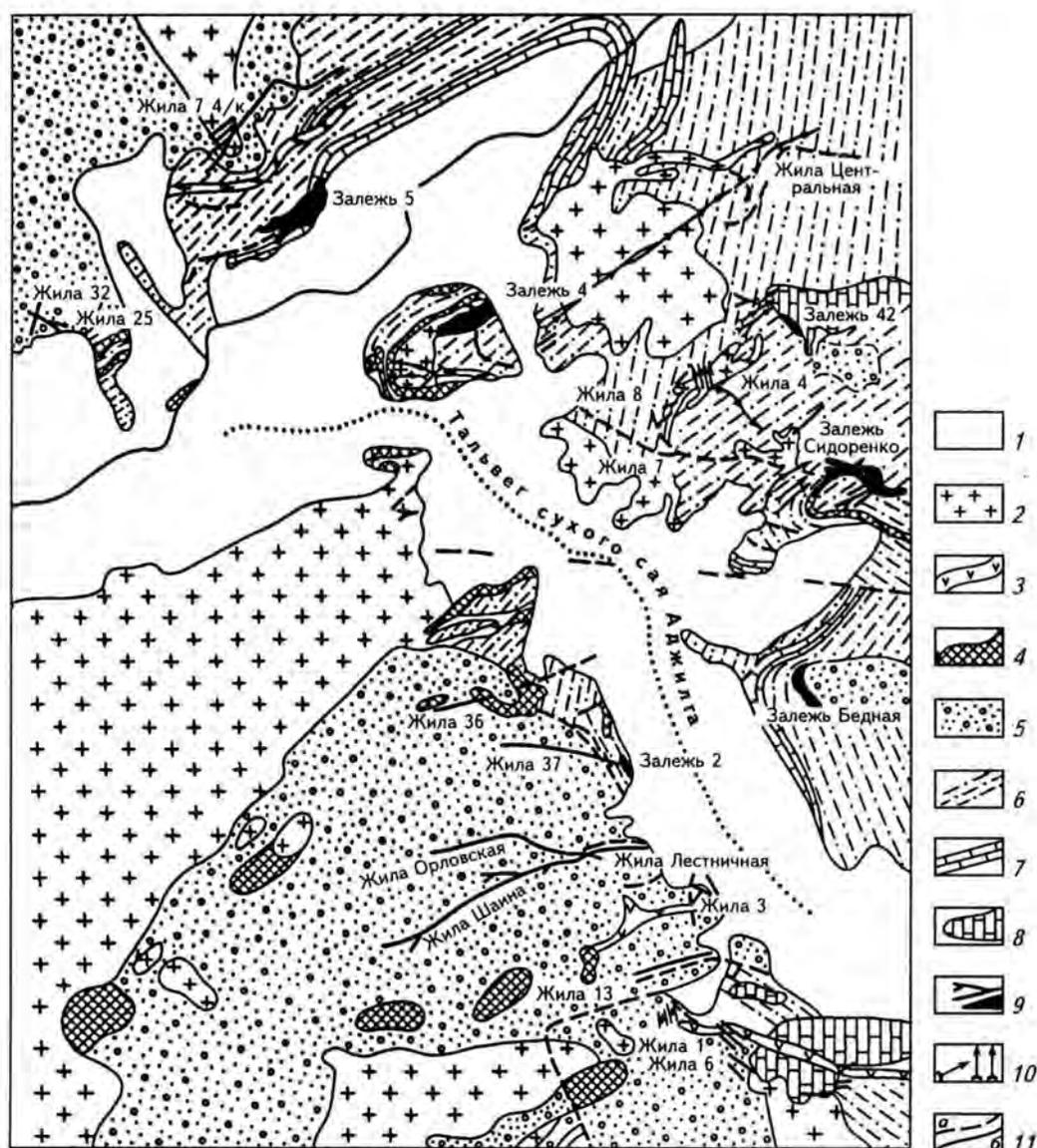


Рис. 2. Схема геологического строения Аджилгинского рудного поля (по А.В.Пуркину и А.Е.Михайлову)

1 – четвертичные отложения; 2 – гранодиориты; 3 – дайки диоритовых порфиров; 4 – скарны; 5 – конгломераты  $C_3$ ; 6 – углеродисто-глинистые сланцы силура; 7 – известняки; 8 – строматолитовые тела известняков среди сланцев; 9 – жилы и залежи арсенидов и сульфоарсенидов кобальта и железа (сафлоритов, даналитов, арсенипиритов); 10 – арсенипиритовые жилы; 11 – тектонические нарушения

ны на платиноиды пирротиновые руды в известковых скарнах, образующие линзы размером до  $2 \times 60$  м. Например, такие руды на некоторых платиновых месторождениях (Норильск и другие) являются продуктивными. В описываемом районе Срединного Тянь-Шаня платиноносными могут оказаться золото-медные руды в скарнах Кичи-Сандыка, Турлакушту, Бозымчака, а

в Северном Тянь-Шане – на месторождениях Акташ, Носоновское, Тегермен, Токтонысай и других. В отличие от Куру-Тегерека, эти объекты более золотоносны, золото встречается даже в самородном виде в волластонитовых и гранатовых скарнах в ассоциации с борнитом и пирротином [2]. Возможно, что они окажутся более платиноносными, так как тесно связаны с дио-

ритами и другими каледонскими гранитоидами, к которым приурочены медно-порфиновые месторождения.

В Южном Тянь-Шане, где золото-медное оруденение приурочено к скарнам вблизи к герцинским гранитоидам, иногда в тесной связи последних с гранитами рапакиви, калиевыми сиенитами и карбонатитами с редкоземельной минерализацией (месторождение Тоголок), могут быть рудные объекты, сходные с Куру-Тегерком и продуктивные на платиновые металлы, так как в них арсенопирит является ведущим сульфидом и с ним связаны повышенные концентрации Co, Ni, Cr (Карасу, Гавиан, Коксу и др.).

**Формация медистых песчаников** на МПГ не изучалась, но они могут быть продуктивными, так как в соседнем Казахстане из медных руд Джекказгана попутно извлекаются платина и рений. На территории Кыргызстана медистые песчаники D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> морской молассы установлены в Киргизском хребте (Северный Тянь-Шань) и сходны с джекказганскими, а также в хребте Молдо-Тоо (Срединный Тянь-Шань), где они связаны с терригенными толщами C<sub>2</sub> [11], и в обрамлении Ферганской долины среди морских отложений юры и неогена. Характерно для описываемой формации не только высокое содержание меди, золота (до 0,5 г/т), серебра (до 120 г/т), свинца и цинка, которые образуют в терригенно-карбонатных горизонтах стратиформное оруденение, но также повышенный фон Se, Cr, Re, Co, Bi, Cd.

**Платинометалльные россыпи** могут стать одним из источников добычи благородных металлов не только из уже установленных объектов вблизи коренных источников (Балыкты, Куру-Тегерек, Кичик-Каинды), но также и из выявленных при изучении альпийских и древних моласс Тянь-Шаня. Так, в золото-платиновой россыпи вблизи месторождения Балыкты в ультрабазитах, которая обрабатывалась старателями в 40-х годах, и был обнаружен самородок платины массой до 8 г. Подобные россыпи могут быть встречены вдоль всего Атбашинского хребта с широким распространением в нем ультрабазитов и эклогитов, а также в Киргизском, Уланском, Чаткальском хребтах, где в шлихах речных отложений установлены единичные зерна платины, осмистого иридия [6]. В частности, на месторождении Куру-Тегерек МПГ от-

мечены не только в современных галечных отложениях, но также в неогеновых конгломератах, обрабатываемых в IX-XI веках на золото. Возможно, что в золотоносных россыпях бассейна р. Сусамыр, обрабатываемых в то же время, платина и платиноиды могут встречаться в тех участках, где широко развиты медно-порфиновые руды. Весьма перспективными в этом отношении являются Карабулак-Булакашинское рудное поле и месторождения Кичик-Каинды, Андаш, Чонур. Например, за пределами этих объектов на границе с Казахстаном в шлихах из речных отложений установлены единичные зерна платины и алмазов (к северу от полей ультрабазитов и эклогитов западной части Киргизского хребта). Не исключено, что кроме молодых россыпей, представляющих альпийскую молассу, МПГ могут быть установлены в древних конгломератах, что характерно для золота. Например, в истории Тянь-Шаня установлено около десяти коро- и россыпеобразующих эпох (от венда до наших дней), которые выражены в резком несогласии толщ и перерывах осадконакопления. Особенно продуктивными на платиновые металлы могут быть конгломераты, залегающие на эклогит-амфиболитовых породах, субстрате с развитием ультрабазитов, золото-медных проявлений и других рудных объектов, возникших в байкальскую и каледонскую эпохи складчатости [5].

Несомненно, что, кроме перечисленных выше рудных формаций, потенциальных в отношении МПГ, заслуживает внимания кумторский тип золотого оруденения, связанный с углеродистой тиллоидной формацией венда. Хотя нейтронно-активационные анализы по исследованиям авторов показали наличие 0,2 г/т иридия в рудах Кумтора, результаты Н.П.Ермолаева и др. [7] вселяют надежду на наличие платиноидов более высоких концентраций. С этой целью целесообразно изучить на благородные металлы железистые кварциты, залегающие в той же авлакогенной серии, что и Кумтор. Примеры высоких содержаний золота в железистых кварцитах и других кремнистых осадках известны на территории Тянь-Шаня и в других регионах мира [6]. По публикациям узбекских геологов (Т.С.Тимофеева и др.), МПГ и повышенные их концентрации установлены в сурьмяно-ртутных месторождениях, которые на территории

Кыргызстана образуют Туркестанский рудный пояс. Среди них безусловно заслуживает внимания ртутное оруденение в серпентинитах, а также промышленные джаспиroidный и гидротермальный типы, отрабатываемые десятки лет [2]. Причем высокие содержания золота в них установлены недавно.

### Выводы

1. Геологическая история развития Тянь-Шаня, в которой нашли отражение почти все известные процессы становления земной коры, весьма благоприятствует образованию различных типов платинометалльных месторождений.

2. Потенциальными на МПП являются следующие геологические формации: габбро-ультрабазитовая, габбро-диорит-монцонитовая, сиенитовая (особенно нефелиновые сиениты), эклогито-амфиболит-гнейсовая, железисто-кремнистая, углеродисто-сланцевые и молассовые, а из рудных – колчеданно-полиметаллическая, медно-колчеданная, медно-порфировая, медистых песчаников, золотоносных и платиноносных россыпей и кумторского типа оруденение.

3. Для раскрытия потенциала недр Кыргызстана на платиновые металлы необходимо объединение усилий ученых и производственных организаций стран СНГ и выработки единой программы, в которой могло быть учтено все то новое, что известно в области изучения месторождений МПП и выбрана надежная методика их определения и соответствующая аналитическая база. Целесообразно обратиться в межпарламентскую ассамблею стран СНГ с предложением о создании комплексной программы “Платина СНГ” по примеру России, где достигнуты большие успехи (Додин и др., 2000.) в данной области рудообразования и металлогении.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Бакиров А.Б. *Метаморфические формации // Эндогенные геологические формации Киргизии.* – Фрунзе: Илим, 1984.
2. *Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. Полезные ископаемые.* – М.: Недра, 1985.
3. Додин Д.А. Платиноносные месторождения России: минералогия, геохимия, модели формирования // *Платина России.* – Т. IV. – М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999.
4. Додонова Т.А. Магматические формации / Т.А. Додонова, К.Д. Помазков, Я. Помазков // *Эндогенные геологические формации Киргизии.* – Фрунзе: Илим, 1984.
5. Долженко В.Н. Золотоносные толщи Кыргызстана // *Геохимия.* – 1993. – № 9.
6. Долженко В.Н. Платина и платиноиды Кыргызстана // *Природные ресурсы стран СНГ. Тез. докл.* – СПб., 1998.
7. Ермолаев Н.П. и др. Золото и серебро – платиновые руды в углеродистых сланцах // *Тез. докл. совещ. “Геология и генезис месторождений платиновых металлов”.* – М.: ИГЕМ РАН, 1992.
8. Жиров К.К. и др. Металлы платиновой группы в эклогитах метаморфических комплексов // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* – М., 1975.
9. Замалетдинов Т.С. Геодинамическая карта Кыргызстана масштаба 1:500 000 – основа регионального прогноза полезных ископаемых // *Автореф. дис... к.г.-м.н.* – Бишкек, 1975.
10. Лопухов А.С. Геохимические ассоциации платиновых металлов колчеданно-полиметаллических месторождений рудно-алтайского типа / А.С. Лопухов, Н.Б. Иванов // *Тез. докл. совещ. “Геология и генезис месторождений платиновых металлов”.* – М.: ИГЕМ РАН, 1992.
11. Матвеев В.Г. Медистые песчаники Тянь-Шаня. Автореф. дис... к.г.-м.н. – Фрунзе, 1981.
12. Тимофеева Т.С. Минералы платины и палладия в рудах золото-сульфидных месторождений // *Зап. ВМО.* – 1968. – Т. 97.
13. Феоктистов Ю.М. Формационные и металлогенические особенности среднепалеозойских отложений Атбашинского хребта // *Стратиформные месторождения цветных и редких металлов в черносланцевых формациях.* – Фрунзе, 1981.

## Содержание

Предисловие	5
<b>Николай Николаевич Урванцев – первооткрыватель крупнейшей в мире Таймыро-Норильской платиноносной провинции</b>	<b>8</b>
<u>Граumberг И.С.</u> , Додин Д.А. Первооткрыватель крупнейшей в мире Таймыро-Норильской платиноносной провинции – профессор Николай Николаевич Урванцев	8
Коробейников А.Ф., Лозовский И.Т. Начало трудовой деятельности крупнейшего исследователя геологии Таймыра профессора Н.Н.Урванцева	21
Верба М.Л. Николай Николаевич Урванцев – вблизи и издали	29
<b>Минерально-сырьевой потенциал и рынок платиновых металлов мира</b>	<b>38</b>
Додин Д.А. Мировой минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов	38
Боярко Г.Ю. Рынок платиноидов и перспективы его развития	64
<b>Отрабатываемые и подготавливаемые к освоению месторождения платиновых металлов</b>	<b>77</b>
Додин Д.А., Додина Т.С., Дюжиков О.А. Норильско-Талнахский рудный гигант	77
Зайцев В.П. Закономерности локализации платиновых россыпей и коренных рудопроявлений в пределах Сейнаво-Гальмознанского рудного узла (Корякское нагорье)	104
Золов К.К., Коротеев В.А., Волченко Ю.А., Новиков И.Н. Рудно-россыпные ансамбли месторождений платиноидов Урала	118
Корчагин А.У., Митрофанов Ф.П., Рундквист Т.В., Гончаров Ю.В., Субботин В.В., Карпов С.М. Особенности геологического строения Федорово-Панского расслоенного массива и проявления платиновых металлов в его восточной части	143
Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Ступаков С.И., Балыкин П.А., Кузоватов Н.И., Резников И.Г., Третьяков Н.А., Прохорова В.А. Кингашский мафит-ультрамафитовый массив: геологическое положение, внутреннее строение, вещественный состав и петроструктурный анализ ультрамафитов (Восточный Саян)	152
Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г., Третьяков Н.А., Резников И.Г. Геохимия и условия концентрации платиноидов на Кингашском месторождении Восточного Саяна	176
Глотов А.И., Кривенко А.П., Лавренчук А.В. Геохимия платиновых металлов и физико-химические особенности формирования Кингашского сульфидного платиноидно-медно-никелевого месторождения (Восточный Саян)	195
Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Лавров М.М., Ганин В.А. Перспективные типы платинометалльного оруденения в расслоенных интрузиях Карелии	205
Толстых Н.Д., Кривенко А.П., Криволицкая Н.А., Гонгальский Б.И., Житова Л.М., Котельникова М.В. Благоприятнометаллическая минерализация сульфидных руд Чинейского плутона	225
<b>Металлогенетические и рудно-формационные основы прогноза платиноносности крупных регионов Российской Федерации и прилегающих территорий, геологических и рудных формаций</b>	<b>250</b>
Кривцов А.И., Кочнев-Первухов В.И., Столяренко В.В., Заскинд Е.С., Конкина О.М., Федорова С.О. Геолого-поисковые модели главных типов платиноносных россыпеобразующих мафит-ультрамафитовых массивов	250

<i>Маракушев А.А., Панях Н.А., Зотов И.А.</i> Золотоносность платинометалльных месторождений	254
<i>Чернышов Н.М., Альбеков А.Ю.</i> Петрология и перспективы платиноносности интрузий трапповой формации Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия)	267
<i>Кнауф В.В.</i> Технология высокочувствительных минералогических исследований при изучении и поисках платинометалльных руд: примеры использования	294
<i>Рудашевский Н.С., Крецер Ю.Л., Рудашевский В.Н., Гарути Дж., Закарини Ф., Пушкарев Ю.Д.</i> Рациональная технология минералогических исследований платиносодержащих хромититов	300
<i>Костоянов А.И., Малич К.Н., Иванов Д.Ю.</i> Возможности Re-Os-изотопного метода при изучении платинометалльных месторождений	309
<i>Ланда Э.А., Зайцев В.П., Марковский Б.А., Беляцкий Б.В., Костоянов А.И.</i> Изотопно-геохимические особенности зональных платиноносных комплексов Корякско-Камчатской провинции	315
<i>Таловина И.В., Лазаренков В.Г., Грейвер Т.Н.</i> Роль современных технологий при оценке ресурсов платиновых металлов в гипергенных кобальт-никелевых рудах Урала	322
<i>Турченко С.И., Вострокнутов Е.П., Брусничкина Н.А., Шубина М.А.</i> Компьютерное прогнозирование платинорудных районов в углеродсодержащих комплексах	327
<i>Голубев А.И., Трофимов Н.Н., Лавров М.М., Филиппов Н.Б.</i> Рудно-формационные типы платиноносных объектов Карелии	335
<i>Ступак В.М., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г., Сулейманов А.К.</i> Новые геофизические данные о глубинном строении Карелии	344
<i>Шарков Е.В., Богатиков О.А.</i> Платиноносность раннепалеопротерозойской крупной Балтийской изверженной провинции (Карело-Кольский регион)	350
<i>Корнев Т.Я., Романов А.П., Еханин А.Г., Князев В.Н., Шарифулин С.К.</i> Платиноносность зеленокаменных поясов Восточного Саяна и Енисейского кряжа	358
<i>Гринев О.М.</i> Морфотектоника рифтогенных систем и рудоносность формаций обрамления сибирской платформы	380
<i>Поляков Г.В., Кривенко А.П.</i> Современные перспективы платиноносности Южно-Сибирского региона и пути их реализации	401
<i>Истомин И.Н., Мишин В.М.</i> К проблеме поисков платинометалльных месторождений в Якутии	409
<i>Некрасов А.И.</i> Перспективы платиноносности Верхояно-Колымской складчатой области	421
<i>Мельников А.В., Степанов В.А.</i> Изучение платиноносности Приамурья	440
<i>Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Стриха В.Е.</i> Перспективы платиноносности верхнего Приамурья	449
<i>Ланда Э.А., Лебедев В.В., Марковский Б.А., Мигович И.М., Костоянов А.И., Колбанцев Л.Р., Калабашкин С.Н.</i> О платиноносности Чукотки	458
<i>Долженко В.Н.</i> Перспективы платиноносности Кыргызстана	467

## Contents

Preface	5
<b>Nikolai Urvantsev, discoverer of the world's largest Taimyr-Norilsk platinum province</b>	<b>8</b>
<u>Gramberg I.S.</u> , <i>Dodin D.A.</i> Professor Nikolai Urvantsev, discoverer of the world's largest Taimyr-Norilsk platinum province	8
<i>Korobeinikov A.F., Lozovsky I.T.</i> The beginning of labor activity of professor N.N.Urvantsev, prominent explorer of Taimyr geology:	21
<i>Verba M.L.</i> Nikolai Urvantsev – examined closely and at a distance	29
<b>World resource potential and market of platinum metals</b>	<b>38</b>
<i>Dodin D.A.</i> World resource potential of platinum metals	38
<i>Boyarko G.Y.</i> Market of platinum metals and its development prospects	64
<b>Platinum metal deposits mined and prepared for development</b>	<b>77</b>
<i>Dodin D.A., Dodina T.S., Dyuzhikov O.A.</i> The Norilsk-Talnakh ore giant	77
<i>Zaitsev V.P.</i> Regularities in localization of platinum metals and bedrock ore manifestations within the Seinav-Galmoenansky ore cluster (Koryak upland)	104
<i>Zoloyev K.K., Koroteyev V.A., Volchenko Y.A., Novikov I.N.</i> Ore-placer groups of Ural platinum metal deposits	118
<i>Korchagin A.U., Mitrofanov F.P., Rundkvist T.V., Goncharov Y.V., Subbotin V.V., Karpov S.M.</i> Peculiarities of geological structure of the Fedorovo-Pansky layered massif and manifestations of platinum metals in its eastern part	143
<i>Chernyshov A.I., Nozhkin A.D., Stupakov S.I., Balykin P.A., Kuzovatov N.I., Reznikov I.G., Tretyakov N.A., Prokhorova V.A.</i> The Kingashsky mafite-ultramafite massif: geological setting, internal structure, substantial composition and structural petrologic analysis of ultramafites (the Eastern Sayan)	152
<i>Glazunov O.M., Bogribov V.I., Yekhanin A.G., Tretyakov N.A., Reznikov I.G.</i> Geochemistry and conditions of concentration of platinum metals on the Kingashsky deposit in the Eastern Sayan	176
<i>Glotov A.I., Krivenko A.P., Lavrenchuk A.V.</i> Geochemistry of platinum metals and physical-chemical peculiarities of formation of the Kingashsky sulfide platinum metal-copper-nickel deposit (the Eastern Sayan)	195
<i>Trofimov N.N., Golubev A.I., Lavrov M.M., Ganin V.A.</i> Promising types of platinum metal mineralization in layered intrusions in Karelia	205
<i>Tolstykh N.D., Krivenko A.P., Krivolutsкая N.A., Gongalsky B.I., Zhitova L.M., Kotelnikova M.V.</i> Noble metal mineralization of sulfide ores of Chineisky pluton	225
<b>Metallogenic and ore-formation bases of prediction of platinum presence in large regions of the Russian Federation and adjacent territories, geological and ore formations</b>	<b>250</b>
<i>Krivtsov A.I., Kochnev-Pervukhov V.I., Stolyarenko V.V., Zaskind E.S., Konkina O.M., Fedorova S.O.</i> Geological prospecting models of main types of platinum-bearing placer-forming mafite-ultramafite massifs	250
<i>Marakushev A.A., Paneyakh N.A., Zotov I.A.</i> Gold presence in platinum metal deposits	254
<i>Chernyshov N.M., Albekov A.Y.</i> Petrology and prospects of platinum presence in intrusions of the trappean formation of the Voronezh crystalline massif (Central Russia)	267

<i>Knauf V.V.</i> A technology of highly sensitive mineralogical tests during the study of and searches for platinum metal ores: examples of use . . . . .	294
<i>Rudashevsky N.S., Kretser Y.L., Rudashevsky V.N., Garuti J., Zakarini F., Pushkaryov Y.D.</i> A rational technology of mineralogical tests of platinum-containing chromites . . . . .	300
<i>Kostoyanov A.I., Malich K.N., Ivanov D.Y.</i> Capabilities of the Re-Os isotope analysis during the study of platinum metal deposits . . . . .	309
<i>Landa E.A., Zaitsev V.P., Markovsky B.A., Belyatsky B.V., Kostoyanov A.I.</i> Isotope-geochemical features of zonal platinum-bearing complexes in the Koryak-Kamchatka province . . . . .	315
<i>Talovina I.V., Lazarenkov V.G., Greiver T.N.</i> The role of state-of-the-art technologies in appraisal of platinum metal resources in supergene cobalt-nickel ores in Ural . . . . .	322
<i>Turchenko S.I., Vostroknutov E.P., Brusnichkina N.A., Shubina M.A.</i> Computer prediction of platinum ore areas in carbonaceous complexes . . . . .	327
<i>Golubev A.I., Trofimov N.N., Lavrov M.M., Filippov N.B.</i> Ore-formation types of platinum-bearing objects in Karelia . . . . .	335
<i>Stupak V.M., Berzin R.G., Zamolozhnyaya N.G., Suleimanov A.K.</i> New geophysical data on deep structure of Karelia . . . . .	344
<i>Sharkov E.V., Bogatikov O.A.</i> Platinum presence in the Early Paleo-Proterozoic large Baltic petrographic province (the Karelia-Kola region) . . . . .	350
<i>Kornev T.Y., Romanov A.P., Yekhanin A.G., Knyazev V.N., Shirifulin S.K.</i> Platinum presence in greenstone belts in the Eastern Sayan and Yenisei mountain-ridge . . . . .	358
<i>Grinev O.M.</i> Morphotectonics of rift systems and ore content of formations within the framing of the Siberian platform . . . . .	380
<i>Polyakov G.V., Krivenko A.P.</i> Current prospects of platinum presence in the South-Siberian region and ways of their realization . . . . .	401
<i>Istomin I.N., Mishnin V.M.</i> Concerning the problem of searching for platinum metal deposits in Yakutia . . . . .	409
<i>Nekrasov A.I.</i> Prospects of platinum presence in Verkhoyansk-Kolyma folded region . . . . .	421
<i>Melnikov A.V., Stepanov V.A.</i> The study of platinum presence in the Amur region . . . . .	440
<i>Moiseyenko V.G., Stepanov V.A., Strikha V.E.</i> Prospects of platinum presence in the Upper Amur region . . . . .	449
<i>Landa E.A., Lebedev V.V., Markovsky B.A., Migovich I.M., Kostoyanov A.I., Kolbantsev L.R., Kalabashkin S.N.</i> Concerning platinum presence in Chukotka . . . . .	458
<i>Dolzhenko V.N.</i> Prospects of platinum presence in Kyrgyzstan . . . . .	467

**Николай Николаевич Урванцев – первооткрыватель крупнейшей в мире  
Таймыро-Норильской платиноносной провинции**

УДК 553.43+553.48(571.511)

**Первооткрыватель крупнейшей в мире Таймыро-Норильской платиноносной провинции – профессор Николай Николаевич Урванцев / И.С.Граммберг, Д.А.Додин // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 8-20.**

Рассмотрена история жизни и деятельности первооткрывателя крупнейшей в мире Таймыро-Норильской платиноносной провинции – великого полярного исследователя профессора Николая Николаевича Урванцева. Показан более чем пятидесятилетний путь Н.Н.Урванцева от первого открытого им проявления сплошных медно-никелевых руд до месторождений Талнах и Октябрьское. Прослеживается продолжение дел и идей Н.Н.Урванцева в делах и идеях его многочисленных учеников.

УДК 553.43+553.48(571.511)

**Начало трудовой деятельности крупнейшего исследователя геологии Таймыра – профессора Н.Н.Урванцева / А.Ф.Коробейников, И.Т.Лозовский // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 21-29.**

Первые годы трудовой деятельности Н.Н.Урванцева в Норильске, на Северной Земле и в других районах Крайнего Севера наглядно показывают истоки пути этого необычного человека, приведшего к открытию уникальной по своей значимости Таймыро-Норильской платиноносной провинции.

УДК 553.43+553.48(571.511)

**Николай Николаевич Урванцев – вблизи и издали / М.Л.Верба // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 29-37.**

Личные встречи автора статьи с Н.Н.Урванцевым в Норильске и Ленинграде наглядно свидетельствуют об удивительных чертах человека, известного всему миру – скромности, наблюдательности, стойкости, человечности. Именно это помогло Н.Н.Урванцеву открыть Норильск, перенести неимоверные лишения ГУЛАГа и совершить уникальные полярные исследования.

**Минерально-сырьевой потенциал и рынок платиновых металлов мира**

УДК 553.491.8.04

**Мировой минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов / Д.А.Додин // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 38-63.**

Впервые охарактеризован минерально-сырьевой потенциал платиновых металлов. Наглядно показано, что возрастающее потребление платиновых металлов требует интенсификации геологоразведочных работ во многих странах мира и в первую очередь в России, обладающей уникальными перспективами платиноносности. Сделан вывод о необходимости разработки и реализации программ “Платина СНГ” и “Платина мира”.

УДК 911.3:546.9

**Рынок платиноидов и перспективы его развития / Г.Ю.Боярко // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 64-76.**

Активно растущий рынок платиноидов требует введения в строй новых месторождений платиновых металлов, в том числе и нетрадиционных. Рассмотрены факторы контроля этого рынка, динамика отдельных статей спроса МПП и цен на них, а также место России в формировании мирового рынка.

## Отрабатываемые и подготавливаемые к освоению месторождения платиновых металлов

УДК 553.491.8:435'481(571.51-17)

**Норильско-Талнахский рудный гигант** / Д.А.Додин, Т.С.Додина, О.А.Дюжиков // Платина России. – Т.V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 77-103.

Рассмотрены особенности состава и строения месторождений Норильского промышленного района, образующих Норильско-Талнахский рудный (платиноидно-медно-никелевый) гигант. Предложен вариант петролого-геодинамической модели этого объекта с раскрытием причин его уникальной рудоносности. Обоснованы долгосрочные перспективы направления работ по наращиванию сырьевых мощностей рудного гиганта.

УДК 553.068.5:546.92(571.66-17)

**Закономерности локализации платиновых россыпей и коренных рудопроявлений в пределах Сейнава-Гальмознанского рудного узла (Корякское нагорье)** / В.П.Зайцев // Платина России. – Т.V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 104-118.

Впервые в рамках одной статьи охарактеризовано строение и минеральный состав коренных рудопроявлений, промежуточных коллекторов и месторождений россыпной платины Сейнава-Гальмознанского узла. Установлено, что россыпи платинового типа продуцирует первичная, а иридисто-платинового типа – рудная ассоциация магматических пород рассмотренных массивов. Южная часть Гальмознанского массива перспективна в отношении коренной платиноносности.

УДК 553.491:553.411(470.5)

**Рудно-россыпные ансамбли месторождений платиноидов Урала** / К.К.Золоев, В.А.Коротеев, Ю.А.Волченко, И.Н.Новиков // Платина России. – Т.V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 118-143.

Детально рассмотрены морфогенетические типы, литолого-стратиграфическая и геоморфологическая позиции, а также история формирования платиноносных россыпей Урала. Четко показана их связь с россылеобразующими магматическими формациями. Выделены главнейшие комплексные золото-платиноидные и рудно-россыпные провинции, намечены пути их дальнейшего освоения. Оставшийся платинometаллогенетический потенциал Урала оценивается очень высоко.

УДК 551.222:552.321.5+553.491.4'8

**Особенности геологического строения Федорово-Панского расслоенного массива и проявления платиновых металлов в его восточной части** / А.У.Корчагин, Ф.П.Митрофанов, Т.В.Рундквист и др. // Платина России. – Т.V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 143-152.

Открытые в восточной части названного массива и описанные 10 рудопроявлений платиновых металлов значительно наращивают его потенциал и служат дополнительным свидетельством необходимости освоения Федорово-Панского месторождения.

УДК 553.491.8:552.3(925.15/16)

**Кингашский мафит-ультрамафитовый массив: геологическое положение, внутреннее строение, вещественный состав и петроструктурный анализ ультрамафитов (Восточный Саян)** / А.И.Чернышов, А.Д.Ножкин, С.И.Ступаков и др. // Платина России. – Т.V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 152-175.

Приведенные материалы подтверждают потенциальную промышленную значимость Кингашского массива и создают необходимые основы для его лицензирования.

УДК 553.491.8:552.3(925.15/16)

**Геохимия и условия концентрации платиноидов на Кингашском месторождении Восточного Саяна** / О.М.Глазунов, В.И.Богнибов, А.Г.Еханян и др. // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 176-194.

Рассмотренные геохимико-генетические особенности Кингашского сульфидного платиноидно-медно-никелевого месторождения служат вескими основаниями для необходимости продолжения работ в связи с последующим лицензированием названного объекта.

УДК 553.491.8:552.3(925.15/16)

**Геохимия платиновых металлов и физико-химические особенности формирования Кингашского сульфидного платиноидно-медно-никелевого месторождения (Восточный Саян)** / А.И.Глотов, А.П.Кривенко, А.В.Лавренчук // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 195-204.

Приведены убедительные данные, свидетельствующие о том, что значительная часть платиновых металлов месторождения находится в минеральной форме. Доказывается его промышленная значимость, что является основанием для лицензирования.

УДК 553.491.8(470.22)

**Перспективные типы платинометалльного оруденения в расслоенных интрузиях Карелии** / Н.Н.Трофимов, А.И.Голубев, М.М.Лавров, В.А.Ганин // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 205-225.

Приведена геолого-петрологическая характеристика расслоенных раннепротерозойских интрузий Карелии, дана их геодинамическая позиция, выделены основные рудно-формационные типы с благороднометалльной специализацией (малосульфидный, титаномagnetитовый, хромитовый), определены направления дальнейших исследований.

УДК 551.31.550.4

**Благороднометалльная минерализация сульфидных руд Чинейского плутона** / Н.Д.Толстых, А.П.Кривенко, Н.А.Криволуцкая и др. // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 225-249.

Детально рассмотрен состав платиновых и золото-серебряных минералов сульфидных руд Чинейского массива, россыпи руч. Рудный и зоны окисления. Приведенные материалы свидетельствуют о значительной платиноносности рассмотренного плутона, что необходимо учитывать при лицензировании.

### **Металлогенические и рудно-формационные основы прогноза платиноносности крупных регионов Российской Федерации и прилегающих территорий, геологических и рудных формаций**

УДК 552.321.5/6:553.491

**Геолого-поисковые модели главных типов платиноносных россыпеобразующих мафит-ультрамафитовых массивов** / А.И.Кривцов, В.И.Кочнев-Первухов, В.В.Столяренко и др. // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 250-254.

Рассматриваются строение, состав и платинометалльная минерализация наиболее продуктивных платиноносных россыпеобразующих зональных мафит-ультрамафитовых массивов, с которыми ассоциируют россыпи иридиисто-платинового минерально-геохимического типа. Приведены критерии оценки эрозийно-го среза источника по особенностям состава шлихового металла.

УДК 553.491.8.04

**Золотоносность платинометалльных месторождений / А.А.Маракушев, Н.А.Панеях, И.А.Зотов // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 254-267.**

Показано, что устойчивый парагенезис золота с МПП геохимически и металлогенически прослеживается во всех типах платинометалльных месторождений, в первую очередь связанных с базит-гипербазитовым магматизмом.

УДК 551.72:553.491.8(470.324)

**Петрология и перспективы платиноносности интрузий трапповой формации Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) / Н.М.Чернышов, А.Ю.Альбеков // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 267-293.**

Рассмотрены перспективы благороднометалльной минерализации траппов ВКМ. Приведены новейшие материалы по их петрогенезису и возможной аналогии с траппами северо-запада Сибирской платформы и Карелии.

УДК 553.491:553.062

**Технология высокочувствительных минералогических исследований при изучении и поисках платинометалльных руд: примеры использования / В.В.Кнауф // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 294-299.**

Опыт применения технологии parts per million “минералогия” показал высокие чувствительность и степень достоверности минералогической информации, полученной при изучении ореолов рассеяния золота в ледниковых отложениях, а также в ходе поисковых работ на медь и никель в меридиональной ветви Мончегорского plutона. На примере поэлементных и поминеральных распределений масс благородных металлов по гранулометрическим классам получена базисная информация для разработки промышленных технологий обогащения руд.

УДК 552.321.6:549.27(81)

**Рациональная технология минералогических исследований платиносодержащих хромитов / Н.С.Рудашевский, Ю.Л.Крецер, В.Н.Рудашевский и др. // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 300-309.**

На примере несущих платиноидную минерализацию хромитов горизонта СНР-2 расслоенной интрузии Никьюландия (Бразилия) рассмотрена технология исследования полного комплекса аксессуарных минералов в горных породах, рудах и технологических продуктах, использующая процесс гидросепарации тонких порошковатых минералов.

УДК 550.42:546.02:549.27

**Возможности Re-Os-изотопного метода при изучении платинометалльных месторождений / А.И.Костоянов, К.Н.Малич, Д.Ю.Иванов // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 309-315.**

Рассмотрены возможности Re-Os-изотопной системы при изучении закономерностей формирования платинометалльных месторождений.

УДК 550.42:546.02:552.321.6(571.66)

**Изотопно-геохимические особенности зональных платиноносных комплексов Корякско-Камчатской провинции / Э.А.Ланда, В.П.Зайцев, Б.А.Марковский и др. // Платина России. –**

Т.В. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 315-322.

Изохронные Pb-Sr- и Sm-Nd-определения подтвердили позднемеловой возраст массивов провинции, но указали на разницу во времени формирования отдельных их групп. Установлено, что источником их вещества была истощенная мантия типа PREMA, предположительно пироксенитового состава.

УДК 553.491.8:551.311.231

**Роль современных технологий при оценке ресурсов платиновых металлов в гипергенных кобальт-никелевых рудах Урала** / И.В. Таловина, В.Г. Лазаренков, Т.Н. Грейвер // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 322-327.

Выполнен анализ технологической схемы комбината “Южуралникель” с целью установления продуктов-концентраторов благородных металлов и разработки малозатратного метода извлечения платиноидов из них. Последнее обосновывает необходимость подсчета ресурсов МПГ в рудах гипергенных никелевых месторождений при выдаче лицензий на пользование недрами комбинатам, перерабатывающим эти руды.

УДК 550.8.028

**Компьютерное прогнозирование платиноворудных районов в углеродсодержащих комплексах** / С.И.Турченко, Е.П.Вострокнутов, Н.А.Брусничкина, М.А.Шубина // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 327-334.

Рассмотрен метод достаточно достоверного (> 85%) компьютерного прогнозирования платиноносности рудных районов с применением экспертной системы к материалам дистанционного зондирования.

УДК 553.491(470.22)

**Рудно-формационные типы платиноносных объектов Карелии** / А.И.Голубев, Н.Н.Трофимов, М.М.Лавров, Н.Б.Филиппов // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 335-344.

Приводится рудно-формационная типизация платиноносных объектов Карелии и характеристика наиболее перспективных типов платинometалльного оруденения. Анализ имеющегося материала показывает, что наибольшим ресурсным потенциалом платиновых металлов в ассоциации с сопутствующими рудами обладает Онежский рудный район. Собственно малосульфидный платинometалльный тип приурочен к ритмично-расслоенным базит-гипербазитовым комплексам Северной Карелии.

УДК 553.491.8.041

**Новые геофизические данные о глубинном строении Карелии** / В.М.Ступак, Р.Г.Берзин, Н.Г.Заможняя, А.К.Сулейманов // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 344-350.

Рассмотрены методика и результаты работ по сверхглубокому сейсмическому профилированию МОГТ и гравиметрической съемке в Карельском регионе. Приведены разрезы на всю глубину земной коры. Дана предварительная структурная характеристика ряда районов и зон платинometалльного оруденения.

УДК 553.3.041(470.21)

**Платиноносность раннепалеопротерозойской крупной Балтийской изверженной провинции (Карело-Кольский регион)** / Е.В.Шарков, О.А.Богатиков // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 350-358.

Крупная раннепалеопротерозойская (2,55-2,3 млрд лет) Балтийская изверженная платиноносная провинция кремнеземистой высокомагнезиальной серии, связанная с подъемом мантийного суперплюма, занимает практически всю территорию Карело-Кольского региона. Происхождение самих расплавов связывает

ся с крупномасштабной ассимиляцией, высокотемпературными первичными магмами нижнекорового материала при "всплывании" родоначальных магматических очагов сквозь кору по принципу зонной плавки.

УДК 553.491.8:552.3

**Платиноносность зеленокаменных поясов Восточного Саяна и Енисейского кряжа / Т.Я.Корнев, А.П.Романов, А.Г.Еханин и др. // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО "Геоинформмарк", 2004. – С. 358-380.**

Анализ распространенности, геологического строения месторождений и проявлений платиновых металлов в зеленокаменных поясах юго-западного обрамления Сибирской платформы и мира позволил выделить в рассматриваемом регионе в качестве наиболее перспективных сульфидную платиноидно-медно-никелевую и малосульфидную платинометалльную формации. К потенциально перспективно платиноносным отнесены железистые кварциты и черносланцевые толщи.

УДК 552.33:553.492:553.491

**Морфотектоника рифтогенных систем и рудоносность формаций обрамления Сибирской платформы / О.М.Гринева // Платина России. – Т. V. – Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО "Геоинформмарк", 2004. – С. 380-401.**

Выполненное сравнительное изучение и разработка моделей формирования трех трансрегиональных рифтогенно-континентальных систем – Хатангско-Западносибирской, Тувинско-Минусинско-Западносибирской и Хэнтэйско-Забайкальско-Алданской позволило обосновать структурно-тектоническое положение щелочного магматизма в Сибири – нового глобального источника платиновых металлов.

УДК 553.411.491

**Современные перспективы платиноносности Южно-Сибирского региона и пути их реализации / Г.В.Поляков, А.П.Кривенко // Платина России. – Т. V. – Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО "Геоинформмарк", 2004. – С. 401-408.**

Показаны высокие потенциально-промышленные перспективы платиноносности Южно-Сибирского региона и намечены конкретные пути дальнейших работ по созданию на юге Сибири крупной минерально-сырьевой базы платинодобычи.

УДК 553.041:553.4(471.56)

**К проблеме поисков платинометалльных месторождений в Якутии / И.Н.Истомин, В.М.Мишин // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО "Геоинформмарк", 2004. – С. 409-421.**

По геофизическим данным под чехлом на Сибирской платформе намечен ряд крупных потенциально перспективных на медь, никель, платиноиды, хром, ванадий мафит-ультрамафитовых массивов, образующих протяженный пояс типа Бушвельда – Великой Дайки.

УДК 553.491(571.56-18)

**Перспективы платиноносности Верхояно-Колымской складчатой области / А.И.Некрасов // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО "Геоинформмарк", 2004. – С. 421-440.**

Показана принципиальная перспективность региона на обнаружение месторождений платиновых металлов, выявлено значительное число рудных формаций, с которыми в стране и мире в целом связаны промышленные концентрации платиновых металлов.

УДК 553.49(571.61)

**Изучение платиноносности Приамурья** / А.В.Мельников, В.А.Степанов // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 440-449.

Намечены основные этапы изучения платиноносности Приамурья, результатом которых явилось открытие месторождений сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд и россыпей платины. Создание новых технологий комплексной переработки минерального сырья позволит попутно извлекать платиноиды из россыпей золота.

УДК 553.49(571.61)

**Перспективы платиноносности Верхнего Приамурья** / В.Г.Моисеенко, В.А.Степанов, В.Е.Стриха // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 449-458.

Изложены результаты работ на территории Верхнего Приамурья по программе “Платина России”. Установлено, что платинометалльная минерализация широко развита в интрузиях основного и ультраосновного состава в ассоциации с медно-никелевыми, хромитовыми и титаномагнетитовыми рудами, а также в месторождениях золота “черносланцевого” типа, месторождениях бурого угля, платиновых и платиноносных россыпях. В Верхнеамурской провинции наиболее перспективным на поиски платиноидного медно-никелевого оруденения является Дамбукинский рудно-россыпной узел, в пределах которого выявлен новый участок Никелевый с прямыми признаками медно-никелевого оруденения. По участку подсчитаны прогнозные ресурсы никеля, меди, палладия, платины и серебра.

УДК 551.263:546.92(571.651)

**О платиноносности Чукотки** / Э.А.Ланда, В.В.Лебедев, Б.А.Марковский и др. // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 458-467.

Рассмотрен ряд платиноносных рудных формаций Чукотки и намечены направления научно-исследовательских геологоразведочных работ по созданию на крайнем северо-востоке нашей страны минерально-сырьевой базы платинодобычи.

УДК 553.491:551.16(575.2)

**Перспективы платиноносности Кыргызстана** / В.Н.Долженко // Платина России. – Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. – С. 467-474.

В числе потенциально платиноносных геологических формаций Кыргызстана рассмотрены габбро-ультрабазитовая, габбро-диорит-монзонитовая, нефелиновых сиенитов, эклогито-амфиболит-гнейсовая, железисто-кремнистая, углеродисто-сланцевые и молассовые, а рудных – колчеданно-полиметаллическая, медно-колчеданная, медно-порфировая, медистых песчаников, золотоносных россыпей и золоторудных месторождений кумторского типа. Обосновывается необходимость разработки и реализации программы “Платина СНГ”.

## **ПЛАТИНА РОССИИ**

### **Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов**

*Сборник научных трудов*

*Том V*

Редакторы: *Т.С.Гречина, Г.Г.Дружков, А.В.Ермакова, И.Н.Маркова, В.Н.Михин*

Корректоры: *М.А.Гоголева, О.В.Кашкур, Н.А.Морякова*

Компьютерная графика: *Т.Н.Аверчива, Е.В.Кормакова*

Компьютерная верстка: *Г.Н.Дроздова*

Подписано в печать с оригинал-макета 12.04.04

Формат 60×90/8. Гарнитура "Times New Roman".

Печ.л. 61,0 Уч.-изд.л. 52,3 Тираж 400 экз. Заказ 711

ООО "Геоинформмарк". 115172, Москва, ул. Гончарная, 38. Тел. ред. 915-60-84.

Отпечатано в ЗАО «Астра семь»  
119019, Москва, Филипповский пер., 13.

*Для записок*