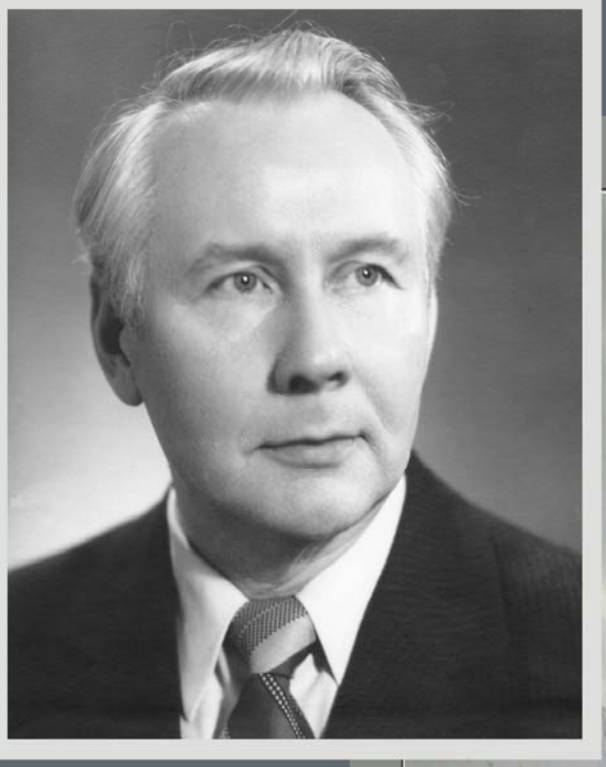
Российская Академия Наук



ПРОБЛЕМЫ РУДОГЕНЕЗА ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

Всероссийская научная конференция,
посвященная 90-летнему юбилею члена-корреспондента РАН Г.И. Горбунова

Российская Академия Наук

КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Геологический институт
Кольское отделение РМО

ПРОБЛЕМЫ РУДОГЕНЕЗА ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

Всероссийская научная конференция, посвященная 90-летнему юбилею члена-корреспондента РАН Г.И. Горбунова

Апатиты, 17-18 ноября 2008 г.

Апатиты
2008

Печатается по постановлению
Президиума Кольского научного центра Российской Академии наук

УДК 55+553 (470.21)
ISBN 978-5-91137-070-1

Проблемы рудогенеза докембрийских щитов
Труды Всероссийской научной конференции, посвященной 90-летнему юбилею
члена-корреспондента РАН Г.И. Горбунова. Апатиты, 17-18 ноября 2008 г.
– Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2008. - 182 с.

В сборнике представлены материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 90-летнему юбилею члена-корреспондента РАН Г.И. Горбунова, охватившие важнейшие вопросы изучения уже известных месторождений полезных ископаемых, а также прогнозирования и поиска новых, нетрадиционных видов минерального сырья в пределах докембрийских щитов: платинометалльных, золоторудных, хромитовых, медно-никелевых и других.

Главный редактор д.г.-м.н., профессор **Войтеховский Ю.Л.**

Редакторы:
к.г.-м.н. **Рундквист Т.В**., к.г.-м.н. **Мокрушин А.В.**
Макет и подготовка материалов:
Мансурова Н.А., Маркова А.И., Чистякова Л.Д.
Фотоархив:
Астафьев Ю.Н., Яковлев Ю.Н.
Фоторепортаж:
Рундквист Т.В., Малова Е.В.

Издано при финансовой поддержке

Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 08-05-06113-г)
и департамента экономического развития Мурманской области
(программа «Развитие науки, научно-технической и инновационной деятельности
в Мурманской области на 2006-2008 годы», дог. № 04-08/64)

ISBN 978-5-91137-070-1

© Коллектив авторов, 2008
© Геологический институт Кольского научного центра РАН, 2008
© Кольское отделениеРоссийского минералогического общества, 2008

ПРЕДИСЛОВИЕ

Глубокоуважаемые коллеги!

Разрешите объявить Всероссийскую научную конференцию «Проблемы рудогенеза докембрийских щитов», посвященную 90-летнему юбилею чл.-корр. РАН Г.И. Горбунова, открытой. Напомню, что Геологический институт КНЦ РАН и Кольское отделение РМО ранее провели Всероссийские конференции «Геология и минерагения Кольского региона» (4-6 июня 2007 г.) и «Петрология и минерагения Кольского региона» (14-15 апреля 2008 г.), посвященные 90-летиям акад. АН СССР А.В. Сидоренко, д.г.-м.н. И.В. Белькова и д.г.-м.н. Е.К. Козлова. Именно они приняли на свои плечи организацию комплексных научных исследований на Кольском Севере в условиях послевоенного восстановления хозяйства и переезда КФ АН СССР (ныне КНЦ РАН) из п. Апатитовая гора в Новый город (ныне Апатиты). Это дань нашего уважения крупным ученым и организаторам науки, а также свидетельство продолжения традиций, заложенных предыдущими поколениями геологов. Никто не забыт, ничто не забыто!

Организаторы академической науки на Кольском Севере (слева направо): д.г.-м.н. ***Е.К. Козлов*** *– директор Геологического института КФ АН СССР в 1953-1961 гг., председатель президиума КФ АН СССР в 1961-1970 гг.; д.г.-м.н.* ***И.В. Бельков*** *– директор Геологического института КФ АН СССР в 1961-1985 гг.; чл.-корр. РАН* ***Г.И. Горбунов*** *– председатель президиума КФ АН СССР в 1971-1985 гг., акад. АН СССР* ***А.В. Сидоренко*** *– председатель президиума КФ АН СССР в 1952-1961 гг.*

В работе конференции участвуют гости из Москвы, Санкт-Петербурга, Петрозаводска и Воронежа. Тематика докладов покрывает основные научные направления, развивавшиеся юбиляром во время работы на Кольском полуострове, в первую очередь геологию медно-никелевых месторождений Печенгского рудного поля и подстилающего фундамента по данным бурения Кольской сверхглубокой скважины, а также петрологию и рудный потенциал Хибин и Мончегорского рудного узла. Современные акценты отражены в статьях о платинометалльном потенциале Федоровой и Панских тундр. Несколько докладов будет посвящено геологии и минералогии золоторудных месторождений соседней Карелии, а также сравнительному анализу медно-никелевых (с платиноидами) месторождений Балтийского щита с таковыми Сибири и Воронежского кристаллического массива. Уже этот неполный перечень тем обещает насыщенную научную программу. В адрес конференции поступило несколько приветствий.

«Глубокоуважаемые участники Всероссийской научной конференции «Проблемы рудогенеза докембрийских щитов», посвящённой 90-летию чл.-корр. РАН Г.И. Горбунова!

Поздравляю вас с открытием конференции на Кольской земле, плодотворному изучению которой Григорий Иванович Горбунов посвятил многие годы и которая мне – выпускнику Кировского горного техникума – также дорога. Стараниями нескольких поколений геологов Кольский полуостров в значительной мере обеспечил отечественную промышленность апатитом, редкими металлами, медно-никелевыми и железными руда-

ми, но его минерально-сырьевой потенциал далеко не исчерпан. Свидетельством тому служит недавнее открытие Кольской платинометалльной провинции. Целый ряд научных конференций, состоявшихся в Геологическом институте КНЦ РАН в последние годы, говорит о том, что изучение недр в этом регионе ведется в лучших традициях, несмотря на известные политические катаклизмы. Уверен, что геологи Кольского полуострова и в будущем обеспечат стабильное наращивание минеральных ресурсов на крайнем северо-западе России».

Вице-президент РАН акад. РАН Н.П. Лаверов

«Глубокоуважаемые коллеги!

Рад приветствовать вас в связи с открытием Всероссийской научной конференции «Проблемы рудогенеза докембрийских щитов», посвящённой 90-летию чл.-корр. РАН Г.И. Горбунова! У вас стало доброй традицией отмечать юбилеи выдающихся ученых и организаторов науки новыми свершениями, о которых, уверен, вы доложите и на этой конференции. Не сомневаюсь, что ресурсный потенциал Кольского полуострова огромен. Желаю вам упорства и удачи в его освоении».

Президент РМО акад. РАН Д.В. Рундквист

«*It is a great honour to write the opening words to the Transactions of the Conference dedicated to Professor Grigory I. Gorbunov. I met Professor Gorbunov personally during my first visit in the Kola Peninsula in the late 1970's, although I knew his work on the geology of Pechenga nickel deposits long before that. After the memorable first visit in Apatity we had good and successful co-operation in the research on nickel deposits, which resulted in the publication of the volume on the nickel-copper deposits of the Fennoscandian Shield and Scandinavian Caledonides. We then also prepared an up-dated version of the map on bedrock geology of the whole Fennoscandia, which was in wide use for many years. Despite his demanding office at the Kola Science Centre, he has always been willing to discuss and help in scientific problems as well as in many practical questions. Without his efforts the comprehensive work on Fennoscandian geology had never been published. Professor Gorbunov acquainted me with many of the highly qualified geologists working at the Kola Science Centre, and I highly appreciate these good personal contacts and co-operation that have lasted for many years. Unfortunately I had not possibility to participate in the Conference due to coincidences, but I use this opportunity to send my best personal regards to Professor Grigory Gorbunov and thank him for the long-lasting co-operation and his great efforts to make the Kola area and Pechenga mining fields well known in international geological literature».*

«Для меня большая честь сказать вступительное слово к трудам конференции, посвящённой проф. Г.И. Горбунову. С ним я познакомился во время первого визита на Кольский полуостров в конце 1970-х, хотя задолго до этого знал его работу по геологии никелевых месторождений Печенги. После этого памятного визита в Апатиты мы долго и продуктивно занимались совместным изучением никелевых месторождений, в результате чего была опубликована книга о медно-никелевых месторождениях Фенноскандинавского щита и Скандинавских каледонид. Кроме этого мы подготовили обновлённую версию геологической карты коренных пород всей Фенноскандии, которая широко использовалась долгие годы. Несмотря на нелегкую работу в Кольском научном центре, он всегда с большой готовностью помогал в решении научных проблем и многих практических вопросов. Если бы не усилия Г.И. Горбунова, обстоятельный труд по геологии Фенноскандии никогда не был бы опубликован. Проф. Г.И. Горбунов познакомил меня со многими высококвалифицированными геологами, работающими в Кольском научном центре, и я глубоко ценю эти добрые личные отношения и сотрудничество, которые длятся уже много лет. К сожалению, ввиду накладок в рабочем расписании я не смог принять участие в конференции, но сейчас пользуюсь возможностью передать проф. Г.И. Горбунову самые тёплые пожелания и поблагодарить его за многолетнее сотрудничество и огромные усилия, предпринятые для того, чтобы Кольский регион и Печенгские месторождения были широко освещены в международной геологической литературе».

Professor Heikki Papunen, University Turku, Finland

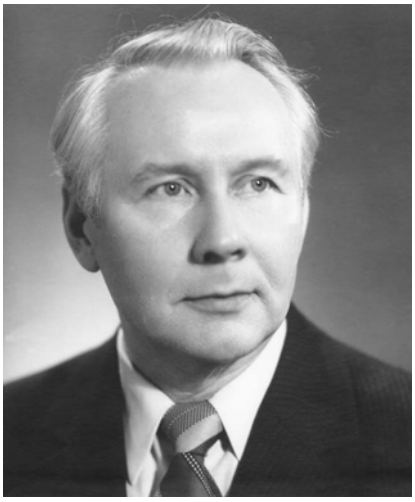
Профессор Хейкки Папунен, университет Турку, Финляндия

Конференция проводится при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 08-05-06113) и Департамента экономического развития при Правительстве Мурманской области, которым выражаю свою признательность.

Директор Геологического института КНЦ РАН
Председатель Кольского отделения РМО
Д.г.-м.н., профессор **Ю.Л. Войтеховский**

К 90-ЛЕТИЮ ЧЛЕНА-КОРРЕСПОНДЕНТА РАН Г.И. ГОРБУНОВА

Акад. РАН Ф.П. Митрофанов, чл.-корр. РАН Ю.Г. Сафонов



13 октября 2008 года исполняется 90 лет со дня рождения советника РАН, члена-корреспондента РАН Григория Ивановича Горбунова - крупного ученого в области геологии рудных месторождений, теории магматогенного рудообразования и региональной металлогении, видного организатора науки и общественного деятеля.

Родился Г.И. Горбунов 13 октября 1918 года в деревне Дор Нюксенского района Вологодской области в крестьянской семье. После окончания в 1941 году Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе, семь лет работал в геологоразведочных партиях Министерства цветной металлургии СССР, занимаясь поисками и разведкой месторождений цветных и редких металлов в Прибайкалье (1941 г), в Ошской области Киргизской ССР (1942 – 1945 гг.) и Мурманской области (1945 – 1948 гг.).

С изучением медно-никелевых, редкометалльных и других месторождений Кольского полуострова, Карелии, Балтийского щита, Норильского района связана основная научная деятельность Г.И. Горбунова. Развиваемая им концепция формирования месторождений, базируется на современной методологии комплексного структурно-тектонического, физико-химического и минерально-геохимического анализа обстановок рудообразования, размещения и внутреннего строения рудоносных комплексов, проявленных в участках земной коры с различными геодинамическими режимами.

В тяжкие годы Великой Отечественной войны Г.И. Горбунов работал на разведке кобальто-мышьяковых с золотом руд Чалкуйрюк-Акджилгинского месторождения в Алайском хребте, увенчавшейся открытием богатых рудных тел, попутной добычей рудных концентратов, затем направлявшихся для переработки и использования на предприятия Южного Урала. После освобождения Мурманской области от фашистских захватчиков Г.И. Горбунов был направлен на разведку Печенгских медно-никелевых месторождений (1945 – 1947 гг.), а в последующем был переведен на разведку Ловозерских редкометалльных месторождений (1947 – 1948 гг.).

В 1948 году Г.И. Горбунов избирается вторым секретарем Ловозерского райкома ВКП (б). На этом посту ему приходилось решать важные вопросы, связанные со строительством Ловозерского горнообогатительного комбината, оказанием практической помощи многочисленным научно-исследовательским и геологоразведочным экспедициям, работавшим в восточной части Кольского полуострова. Уже в эти годы Г.И. Горбунов был тесно связан с научными учреждениями АН СССР. Он участвовал в работе первой послевоенной сессии Кольской научно-исследовательской базы им. СМ. Кирова АН СССР, которую возглавил академик Д.С. Белянкин после кончины ее организатора академика А.Е. Ферсмана в 1945 году. В сессии участвовали многие ученые страны, работавшие на Кольском полуострове в довоенные годы, а также работники производственных и партийных организаций области. В это время решались главнейшие вопросы научного обеспечения восстановления разрушенного войной народного хозяйства и задачи по дальнейшему развитию производительных сил Мурманской области. Большое значение в этом имели первые результаты изучения и разведки Печенгских медно-никелевых месторождений в 1945 - 1947 годах, проведенные Г.И. Горбуновым.

В январе 1949 года, по представлению академика Д.С. Белянкина, поддержанного Президентом АН СССР академиком С.И. Вавиловым и Мурманского обкома ВКП(б) Президиумом АН СССР, Г.И. Горбунов переводится на работу в Кольский филиал им. С.М. Кирова Академии наук СССР, где последовательно занимал должности ученого секретаря и заместителя председателя Президиума (1952 - 1959 гг.).

Одновременно с научно-организационной деятельностью в Президиуме филиала Г.И. Горбунов продолжал вести начатые раньше исследования геологии Печенгских медно-никелевых месторождений, итоги которых им защищены в кандидатской диссертации «Рудное поле Каула-Каммикиви» (1952 г.)

За годы работы заместителем председателя Президиума Кольского филиала АН СССР (1952-1959 гг.) Г.И. Горбунов уделял много внимания организации и укреплению институтов, проектированию и строительству материальной и лабораторной базы, жилых домов и объектов соцбыта, за что решением Апатитского Городского Совета депутатов трудящихся, в 1966 году был удостоен звания «Почетный гражданин города Апатиты».

Обширные научно-исследовательские и геологоразведочные работы научных коллективов позволили подготовить устойчивую минерально-сырьевую базу для всех действующих горнопромышленных предприятий Мурманской области, исследовать региональные закономерности формирования и размещения месторождений полезных ископаемых, разработать научные основы для дальнейших геологоразведочных работ.

В 1959 году Г.И. Горбунов перешел на научную работу в создававшийся при его активном участии Геологический институт Кольского филиала АН СССР, где им была создана Лаборатория геологии рудных месторождений.

В течение 1960-1963 годов под руководством академика А.Г. Бетехтина, Г.И. Горбунов осуществил комплекс дополнительных исследований медно-никелевых месторождений Печенги, Норильского района, Воронежского кристаллического массива и Финляндии, на основании которых, в феврале 1964 года на ученом совете ИГЕМ АН СССР, он успешно защитил докторскую диссертацию на тему «Закономерности размещения и условия образования сульфидных медно-никелевых месторождений Печенгского рудного района», опубликованную в 1968 году.

В диссертации впервые были представлены результаты наиболее полного исследования одиннадцати важнейших месторождений рудного района, обоснованы методология и методы изучения геологии и условий образования магматических рудных месторождений.

На основании этих и последующих исследований были выдвинуты принципиально новые положения по образованию формации магматических сульфидных медно-никелевых руд, в том числе:

1. О возможном формировании крупных месторождений на ранних этапах развития складчатых поясов;
2. О решающей роли структурного контроля в формировании и размещении рудных тел;
3. О генезисе форм месторождений (стереогенезисе), которые определяются структурой и формой материнского интрузива в сочетании с разрывными структурными элементами, контролирующими локализацию эпигенетических сплошных сульфидных руд;
4. О длительности эндогенного процесса формирования месторождений, при котором, по мере падения температуры, одна устойчивая парагенетическая ассоциация минералов сменялась другой, расчленяя процесс рудообразования на три взаимосвязанных этапа минерализации: собственно магматический, пневматолитово-гидротермальный и гидротермальный, которые, в свою очередь, разбиваются на ряд стадий минерализации.

В 1965 году, по представлению министра геологии СССР А.В. Сидоренко Г.И. Горбунов назначается членом Коллегии, начальником Управления научно-исследовательских организаций Министерства геологии СССР. Под его руководством проведена большая работа по организации научных исследований минерально-сырьевой базы страны, внедрению их результатов в геологоразведочное производство. В этот период были укреплены творческие связи организаций Министерства геологии СССР с институтами Академии наук СССР и высшими учебными заведениями страны. Большое внимание им уделялось редактированию и изданию научных трудов: Г.И. Горбунов являлся главным редактором журнала «Советская геология» (1965 - 1972 гг.), заместителем главного редактора фундаментального 48-томного издания «Геология СССР» (1968 – 1972 гг.), членом редколлегии издания «Геологическая изученность СССР» (1966 - 1990 гг.). В 1969 году им издана брошюра «Минерально-сырьевая база СССР» («Знание»).

Г.И. Горбунов принимал деятельное участие в организации научно-технического сотрудничества Министерства геологии СССР с зарубежными странами, состоял членом бюро Национального комитета геологов СССР и вице-президентом Комиссии по геологической карте мира (Париж), работал в экспертном геологическом совете ВАК.

Особое место в научной деятельности Г.И. Горбунова заняли разработка и реализация программы ГКНТ СССР «Изучение недр Земли и сверхглубокое бурение». В 1975 - 1980 годах Г.И. Горбунов возглавлял работы Министерства геологии СССР по выбору места заложения и научному обеспечению проходки Кольской сверх-

глубокой скважины. СГ-3 достигла глубины 12260 метров и дала неоценимые материалы для изучения глубинного строения древнейших щитов. В интервалах глубин 1541 - 1677, 1756 - 1788 и 1802 - 1808 метров были вскрыты не выходящие на поверхность интрузивы с промышленным медно-никелевым оруденением и, таким образом, были подтверждены ранее сформулированные Г.И. Горбуновым прогнозы.

Выполненное в те же годы под руководством академика Е.П. Велихова глубинное электромагнитное зондирование Кольского полуострова с применением МГД-генератора подтвердило блоковое строение земной коры полуострова до глубины 30 - 40 километров.

К началу 70-х годов Г.И. Горбунов получил широкую известность в кругах геологов страны как крупный ученый и организатор науки. В 1971 году, по инициативе Президента АН СССР академика М.В. Келдыша, академика-секретаря Отделения наук о Земле академика А.П. Виноградова, поддержанной Министерством геологии СССР и Мурманским обкомом КПСС, Г.И. Горбунов избирается председателем Президиума ордена Ленина Кольского филиала им. С.М. Кирова Академии наук СССР. В последующие 15 лет он трижды переизбирался в этой должности на новый срок.

Дальнейшее развитие фундаментальных научных исследований во всех институтах, модернизация и создание новой лабораторной базы, строительства социально-бытовых объектов в Академгородке города Апатиты все эти годы являлись основной целью деятельности Г.И. Горбунова на посту председателя Президиума Кольского филиала АН СССР. Продолжалось изучение комплекса природных ресурсов и развитие на основе их использования производительных сил Мурманской области. Он также возглавлял работы по комплексной программе «Перспективы развития производительных сил Европейского Севера», разработанной коллективами Кольского, Карельского и Коми филиалов АН СССР совместно с Комиссией по изучению производственных сил и природных ресурсов (КЕПС) АН СССР.

Крупный вклад в развитие учения о магматических месторождениях, в геологию рудных месторождений стали основанием избрания Г.И. Горбунова в 1972 году членом-корреспондентом АН СССР. В 1978 году «За большие заслуги в развитии геологической науки, подготовке научных кадров и в связи с 60-летием со дня рождения» указом Президиума Верховного Совета АН СССР он награжден орденом Ленина.

За научные исследования геологических, технологических и экономических проблем промышленного освоения бедных апатитовых руд Хибинского апатитового массива, разработку и внедрение в производство технологии их добычи и обогащения в 1981 году Г.И. Горбунову присуждена Премия Совета Министров СССР в области науки и техники.

Г.И. Горбунов выдвинул и экономически обосновал «Программу создания в Мурманской области единого межотраслевого горнопромышленного комплекса», которая в 1984 году была утверждена Советом Министров СССР. Но, из-за начавшейся в 1985 году перестройки народного хозяйства страны она не была реализована.

По истечении срока полномочий по руководству Кольским филиалом АН СССР, в 1985 году Г.И. Горбунов назначается Президиумом Академии наук СССР на должность заместителя Председателя Комиссии по изучению производственных сил и природных ресурсов (КЕПС) при Президиуме АН СССР. Возглавляемый им Сектор Экономики минеральных ресурсов за короткое время подготовил капитальный труд «Экономическая оценка обеспеченности СССР минерально-сырьевыми, земельными, водными, биологическими и другими ресурсами СССР на период до 2000 года».

С 1989 года Г.И. Горбунов - советник РАН при дирекции ИГЕМ РАН. Он продолжает исследования фундаментальных проблем геологии рудных месторождений. Г.И. Горбунов является автором 290 научных публикаций, в том числе 14 монографий, соавтор и редактор 16 тематических сборников и 2 геологических карт. По его прогнозам открыт ряд месторождений на Кольском полуострове и в других районах страны.

Много сил и энергии Г.И. Горбунов отдает воспитанию научных кадров, среди его учеников 12 кандидатов и 5 докторов наук.

Он остается научным консультантом Геологического института Кольского научного центра РАН, живо интересуясь и принимая участие в решении актуальных проблем современной рудной геологии и геологоразведочного производства.

Научная, научно-организационная и общественная деятельность Г.И. Горбунова высоко оценена государством и правительством: он награжден орденом Трудового Красного Знамени (1966 г.), орденом «Знак Почета» (1971 г.), орденом Октябрьской Революции (1975 г.), орденом Ленина (1978 г.), многими медалями. В 1981 году удостоен Премии Совета Министров СССР. Ему присвоено звание «Почетный гражданин города Апатиты Мурманской области» (1966 г.).

О ДЕЯТЕЛЬНОСТИ Г.И. ГОРБУНОВА ПО ОРГАНИЗАЦИИ И РАЗВИТИЮ НАУКИ НА КОЛЬСКОМ СЕВЕРЕ

В.П. Петров

заместитель председателя президиума КНЦ РАН, д.г.м.н., профессор, Апатиты

Член-корреспондент РАН Григорий Иванович Горбунов - крупный ученый, видный организатор науки, общественный деятель, человек, с именем которого связан определенный этап развития и Геологического института, и всего Центра, а также нашего района и всей Мурманской области.

29 октября наша небольшая делегация в составе Г.В. Калабина, В.С. Кононенко, В.Ф. Смолькина и меня посетила Г.И. Горбунова в Москве, еще раз поздравила его с Юбилеем, вручила соответствующие знаки внимания и подарки от президиума Центра. Немножко отметили славную дату и, в основном, обсуждали текущие проблемы и вспоминали историю Филиала. Г.И. Горбунов по нашей просьбе рассказал о некоторых моментах его жизни и работы, и просил передать свои наилучшие пожелания всем кто работал с ним, всем кто его знал, всем участникам настоящей конференции, в названии которой заслуженно фигурирует его имя (рис. 1).

Рис. 1. Горбунов Г.И. в своей квартире. Москва, 2008 год.

Григорий Иванович – человек оригинальной и вместе с тем достаточно типичной для своего времени судьбы, в которой были крутые повороты, резкие изменения места работы и жительства, служебного положения.

Г.И. Горбунов родился 13 октября 1918 г. в деревне Дор Вологодской области в семье крестьянской семье. Отец его – Иван Федорович, участник Первой мировой войны, был неграмотным, мать Анна Герасимовна из соседней деревни (рис. 2).

Семья, как и многие обычные крестьянские семьи, была многодетной. Григорий Иванович был четвертым ребенком. В настоящее время еще жива его младшая сестра Галина Ивановна, проживающая в Хакасии на Саяно-Шушенской ГЭС. Семья вступила в колхоз, все дети получили образование.

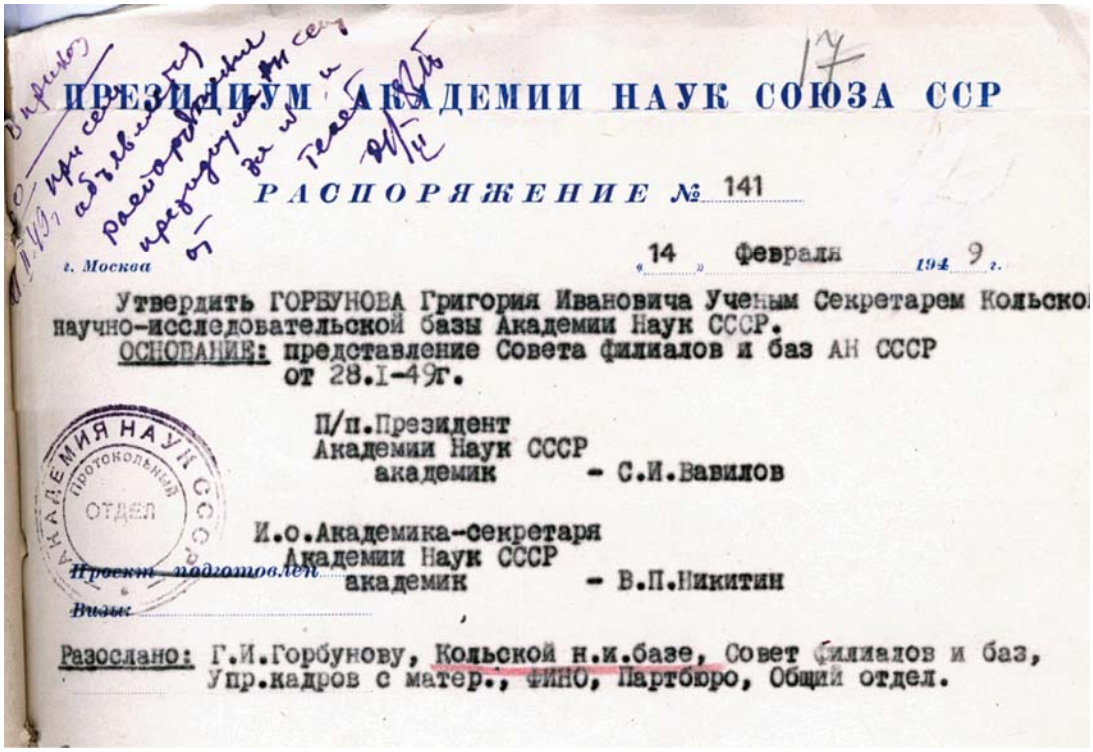
Вот как он комментировал свой приход в геологию. Во время учебы в школе к ним приезжал землемер. Он вместе с ним ходил по полям, на которых попадались различные камни. Землемер был достаточно грамотным и рассказывал о находках, их происхождении. Это были первые сведения по геологии, которые пробудили интерес к этой области знания.

После окончания школы он, как отличник и активный комсомолец, поступил в Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе. В 1941 году, когда началась война, он был на преддипломной практике. Возвратившись с практики из Еравнинского района Бурят-Монгольской АССР, он со своими друзьями-сокурсниками пошел военкомат, но там им сказали, что надо закончить учебу, стране были нужны геологи. Уже в октябре 1941 года он сдал последние экзамены и получил справку о возможности выдачи ему диплома без защиты самой дипломной работы. Диплом он получил уже в 1942 году в Семипалатинске и был направлен на поиски и разведку месторождений цветных и редких металлов в Ошскую область Киргизской ССР (1942 – 1945 гг.). В 1945 г. Г.И. Горбунову было предложено поехать на Кольский полуостров. Он с радостью согласился (ведь это совсем близко к его родине) и летом 1945 г. был назначен старшим геологом Печенгской партии. В течение двух полевых сезонов он проводит геологическую съемку (м-ба 1 : 2 000) западной части Печенгского рудного поля, изу-

Рис. 2. Родители Горбунова Г.И. Иван Федорович и Анна Герасимовна.

чает керн буровых разведочных скважин, пройденных ещё канадскими и финскими геологами на флангах месторождения Каула в начальный период разведки месторождения; знакомится с геологической документацией подземного рудника Каула, с результатами ревизии и пересчета запасов руд месторождения.

В начале 1947 г. Г.И. Горбунов переводится в Ловозеро в качестве технорука Карнасуртской геологоразведочной партии треста «Союзспецразведка» на разведку редкометалльных месторождений, на базе которых начиналось строительство Ловозерского горно-обогатительного комбината.



ПРЕЗИДИУМ АКАДЕМИИ НАУК СОЮЗА ССР

РАСПОРЯЖЕНИЕ № 141

г. Москва «14» февраля 194 9 г.

Утвердить ГОРБУНОВА Григория Ивановича Ученым Секретарем Кольско
научно-исследовательской базы Академии Наук СССР.
ОСНОВАНИЕ: представление Совета филиалов и баз АН СССР
от 28.I-49г.

П/п.Президент
Академии Наук СССР
академик - С.И.Вавилов

И.о.Академика-секретаря
Академии Наук СССР
академик - В.П.Никитин

Проект подготовлен

Визы:

Разослано: Г.И.Горбунову, Кольской н.и.базе, Совет филиалов и баз, Упр.кадров с матер., ФИНО, Партбюро, Общий отдел.

Рис. 3. Распоряжение президиума АН ССР об утверждении Горбунова Г.И. ученым секретарем КБАН СССР.

В 1948 г. Г.И. Горбунов избирается вторым секретарем Ловозерского райкома ВКП (б) (в партию он вступил еще в военном 1944 году). На партийном посту в течение одного года он участвует в решении многих важных вопросов, касающихся начавшегося строительства комбината, оказания практической помощи геологоразведочным и научно-исследовательским экспедициям, работавшим в восточной части Кольского полуострова, включая полосу вдоль проектируемой железной дороги Апатиты-Кейвы-Йоканьга, зоны Колмозеро-Воронья.

В том же 1948 году в июне Г.И. Горбунов принял участие в работе первой послевоенной сессии Кольской научно-исследовательской базы им. С.М. Кирова АН СССР, которую, после кончины в 1945 г. академика А.Е. Ферсмана, возглавил академик Д.С. Белянкин. Г.И. Горбунов выступил с первыми результатами изучения и разведки Печенгских медно-никелевых месторождений, которые в то время практически были неизвестны нашим геологам. Академик Д.С. Белянкин предложил Г.И. Горбунову перейти на работу в КБАН СССР, однако обком партии не приветствовал такое решение и только в январе следующего 1949 года по представлению академика Д.С. Белянкина, уже поддержанном Мурманским обкомом партии, Г.И. Горбунов назначается Президиумом Академии наук СССР ученым секретарем Кольской научно-исследовательской базы (рис. 3).

Знаменательно, что именно в год прихода Г.И. Горбунова Кольская база была реорганизована в Кольский филиал им. С.М. Кирова АН СССР.

Научно-организационную работу ученого секретаря Г.И. Горбунов активно сочетает с продолжением изучения Печенгских месторождений (рис. 4.) Интересный факт - в 1951 году он становится аспирантом – заочником, прикомандируется в аспирантуру ЛАГЕД АН СССР, его научным руководителем утвержден чл. корр. Н.А. Елисеев. В 1952 году он успешно защищает кандидатскую диссертацию «Рудное поле Каула-Каммикиви» в Институте геологических наук АН СССР.

В этом же году он становится заместителем председателя президиума КФ АН СССР.

За годы работы заместителем председателя Президиума Кольского филиала АН СССР (1952 - 1959) Г.И. Горбунов, являясь активным деятельным соратником команды А.В. Сидоренко, много внимания уделил организации и укреплению научно-исследовательских институтов и научных отделов Филиала. Он принял самое активное участие в проектировании и строительстве в 1953-1972 гг. Академгородка в новом городе Апатиты.

В течение 1954 - 1960 гг. трестом «Апатитстрой» были сооружены все объекты первой очереди: главное здание Президиума Кольского филиала АН СССР и Геологического института, четыре многоэтажных жилых

Рис. 4. Горбунов Г.И.
На одном из геологических обнажений, Печенга, 1949.

дома, котельная, мехмастерская, дорожная сеть. Собственными силами велось строительство двухэтажных каменных коттеджей и очистных сооружений. В 1960 г., после перевода в Академгородок научных лабораторий Геологического института, и затем в последующие годы, по мере ввода в эксплуатацию новых лабораторных и жилых зданий, производился постепенный перевод в Апатиты других институтов, завершившийся уже в 70-е годы.

Большое внимание Г.И. Горбунов уделял укреплению научных учреждений высококвалифицированными кадрами, внедрению результатов исследований в народное хозяйство, научным публикациям.

В 1959 году Г.И. Горбунов прервал свою научно-организационную работу, он оставил пост заместителя председателя президиума и перешел на должность старшего научного сотрудника Геологического института. Президиум АН СССР предоставил Г.И. Горбунову творческий отпуск для завершения докторской диссертации с прикомандированием его к Институту геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР.

В феврале 1964 г. Г.И. Горбунов успешно защищает докторскую диссертацию на тему «Закономерности размещения и условия образования сульфидных медно-никелевых месторождений Печенгского рудного района» и в этом же году он возглавил созданную им лабораторию геологии рудных месторождений Геологического института КФАН. В 1965 году завершился первый раунд работы Г.И. Горбунова на Кольском полуострове. По инициативе А.В. Сидоренко, который в это время работал в СМ СССР, он был назначен начальником Управления научно-исследовательских организаций Министерства геологии СССР. На этой работе он находился до 1971 года, когда в связи с ходатайством Е.К. Козлова об освобождении его от должности председателя президиума КФАН, встал вопрос о его преемнике. По предложению А.В. Сидоренко, поддержанном Мурманским обкомом КПСС на этот пост был избран Г.И. Горбунов. Семилетняя деятельность Г.И. Горбунова в Мингео СССР была разнообразна и плодотворна. Все эти годы он не прерывал связи с Кольским полуостровом, со своей лабораторией, оказывал поддержку своим соратникам, местным геологическим организациям. Важно, что именно Г.И. Горбунову принадлежит основная роль в определении места заложения Кольской сверхглубокой скважины в Печенгском рудном поле, работы на которой в дальнейшем всегда были в поле его пристального внимания (рис. 5).

Рис. 5. Сидоренко А.В. и Горбунов Г.И.
на рабочем совещании на СГ-3.

Я познакомился с Григорием Ивановичем в 1973 году, будучи младшим научным сотрудником Геологического института КФАН СССР. Не знаю, что побудило его выдвинуть меня, проработавшего в Филиал несколько лет, в секретари партийного комитета. Думаю, что он считал, что во главе парткома академического научного учреждения, а в то время партийной организации было предоставлено право контроля деятельности администрации, должен находиться человек с ученой степенью не ниже кандидата наук. С 1973 года до 1986 года, когда Г.И. Горбунов уехал в Москву, я имел возможность работать с ним в тесном контакте (рис. 6).

Что, по моему мнению, характерно для Г.И. Горбунова как руководителя Кольского филиала АН СССР?

Прежде всего, это преданность и нацеленная работа по реализации идей и замыслов своих предшественников академиков А.Е. Ферсмана, Д.С. Белянкина, А.В. Сидоренко о развитии академической науки на Кольской земле, ее задачах и основных направлениях.

В период его работы на посту руководителя КФАН, а в то время это была централизованная структура, в отличие от нынешнего Центра, Филиал успешно развивался.

В институтах Филиала были созданы 22 новых научных подразделения для развития исследований по актуальным фундаментальным и прикладным направлениям. При президиуме Филиала образованы Отдел экономических исследований, Отдел энергетики, Лаборатория охраны природы.

Рис. 6. Горбунов Г.И. на заседании партийного комитета КФАН СССР.

Общая численность работников Филиала в период с 1970 по 1986 год возросла с 2260 до 3465 чел., в том числе количество научных сотрудников возросло до 727, докторов наук до 34, кандидатов наук до 312 сотрудников. Возросло число аспирантов и соискателей. Показательно, что аспирантура в те годы в основном была заочной. В 1981 г. из 40 аспирантов очниками были только 4 человека, остальные обучались без отрыва от производства.

К руководству Институтами и научными подразделениями Филиала пришли ведущие ученые, будущие академики Н.Н. Мельников (1980 г.), Г.Г. Матишов (1981 г.), В.Т. Калинников (1981 г.), такие крупные специалисты как И.Б. Токин, О.М. Распопов, И.Р. Степанов, В.А. Федосеев, В.В. Крючков и др. Он смело привлекал в руководство Филиала новых сотрудников, в частности на должность своих заместителей были выдвинуты Г.А. Марков, Н.Н. Ведерников, В.С. Кононенко, на должность главного ученого секретаря - Г.В. Калабин.

По инициативе Г.И. Горбунова научные силы Филиала были сконцентрированы на исследование крупных фундаментальных проблем науки, изучение природных ресурсов и процессов в условиях Кольского края. Он возглавил работы по комплексной проблеме «Перспективы развития производительных сил Севера», разрабатываемой коллективами Кольского, Карельского и Коми филиалов АН СССР совместно с Комиссией по изучению производственных сил и природных ресурсов (КЕПС) АН СССР. Ветераны КНЦ хорошо помнят 10-летнее плодотворное сотрудничество, включавшее и социалистическое соревнование в различных сферах деятельности, равно как и ежегодные встречи, трех северных Филиалов Европейской части СССР – Коми, Карельского и Кольского (рис. 7).

Особенно пристальное внимание Г.И. Горбунов уделял практическому решению важнейших научно-технических и технологических проблем, таких как комплексное рациональное использование полезных ископаемых и биологических ресурсов, практическое решение экологических проблем, к примеру, реальным внедрением оборотного водоснабжения на комбинате Апатит по технологии, разработанной и в опытно-промышленном масштабе отработанной на установке Горного института КФАН СССР.

По инициативе и под руководством Г.И. Горбунова была разработана «Программа создания в Мурманской области единого межотраслевого горнопромышленного комплекса», которая в 1984 году была утверждена Советом Министров СССР. Однако, из-за начавшейся в 1985 году перестройки народного хозяйства страны, она так и не была реализована.

Г.И. Горбунов поддержал идею Е.П. Велихова о проведении на Кольском полуострове уникального эксперимента по сверхглубинному и сверхдальнему зондированию литосферы с использованием магнитогидродинамического генератора. Под его личным контролем осуществлялось создание мощной системы МГДГ на полуострове Рыбачий, выполнены исследования и осуществлена геологическая интерпретация их результатов, в частности была подтверждена геологическая модель строения Печенгской структуры.

При Г.И. Горбунове фактически начало развиваться международное научное и научно-техническое сотрудничество с Западом, с капиталистическими странами. К этому времени, в частности, относится реализация первого международного контракта КФАН СССР по разработке технологии апатито-штафеллитовых руд финского месторождения Сокли. Будучи членом советско-финляндской рабочей группы по сотрудничеству в области геологии, он со-

вместно с Финскими коллегами (Хейки Папунен) организовал совместные широкомасштабные исследования по геологии медно-никелевых месторождения Балтийского щита, итогом которых явилась первая для Филиала международная монография с участием специалистов СССР, Финляндии, Норвегии и Швеции, опубликованная в 1985 году.

Рис. 7. Горбунов Г.И. среди участников встречи трех северных Филиалов Европейской части СССР – Коми, Карельского и Кольского в г. Сыктывкаре.

Г.И. Горбунов является автором 290 научных публикаций, в том числе 14 монографий, соавтор и редактор 16 тематических сборников и 2 геологических карт. По его прогнозам открыт ряд месторождений на Кольском полуострове и в других районах страны. Среди учеников Г.И. Горбунова 12 кандидатов и 5 докторов наук. В 1972 году Г.И. Горбунов был избран членом-корреспондентом АН СССР, что явилось признанием его крупного вклада в развитие учения о магматических рудных месторождениях и эндогенной металлогении.

Стиль административного руководства Г.И. Горбуновым вряд ли можно назвать либерально-демократическим. Сам он нередко вспоминал и руководствовался ленинским тезисом: власть не дают, власть завоевывают. Достаточно твердый, требовательный, как бы можно было сказать в современной терминологии, подчас с элементами авторитаризма, стиль руководства, сочетался всегда с глубоким вниманием и уважение к своим коллегам и всем сотрудникам. Особенно он чтил традиции и память пионеров становления академической науки на Кольской земле. Можно вспомнить, что именно он был инициатором создания первого и единственного в нашей стране памятника А.Е. Ферсману (рис. 8), увековечивания памяти А.В. Сидоренко, Е.К. Козлова в названиях главных улиц города Апатиты. По его предложению была начата подготовка большой коллективной книги по истории КФАН. К сожалению, эта работа не была завершена, но мы имеем некоторые авторские материалы, которые сами по себе представляют значительный интерес.

Рис. 8. Памятник А.Е. Ферсману в Апатитах.

Важно подчеркнуть, что Г.И. Горбунов обладал несомненными способностями и умением отстраивать деловые, конструктивные взаимоотношения с руководством промышленных предприятий и производств, а также, что было особенно необходимым в условиях того времени, с партийными и советскими органами. Эти отношения всегда были уважительными, но в экстремальных случаях он никогда не позволял какого–либо принижения роли науки, Академии наук и Кольского филиала, всегда отстаивал, иногда с риском для себя лично, их интересы и авторитет. Нужно сказать, что попытки реформирования Академии наук, которые мы испытывали и испытываем в наше время, были и в прошлом. Еще в 1919 году Наркомпрос (читай нынешний Минобрнауки) решил превратить Академии наук в ря-

довое подчиненное ему учреждение. Лишь вмешательство В.И. Ленина, который сказал что нельзя «озорничать» вокруг Академии, проявлять по отношение к ней «комчванство и бюрократизм», спасло ее от такого реформирования.

В представлениях коллег и всех сотрудников Филиала Г.И. Горбунов всегда рассматривается не только как крупный ученый, организатор науки, но и как бережливый, рациональный, думающий хозяйственник, как он говорил, это у него от вологодской крестьянской природы. Рабочий день Г.И. Горбунова обычно начинался с раннего утреннего обхода Академгородка, посещения научных подразделений, технических и других служб, а далее следовал «разбор полетов» со своими замами и руководителями подразделений. Надежными помощниками в хозяйственной деятельности Г.И. Горбунова были Е.И. Куклин, Ю.С. Крылов, В.П. Оралов, А.П. Яковлев.

Именно на эти годы приходится расцвет нашего Академгородка, мощное развитие материально-технической базы науки и социальной сферы. Было завершено строительство и освоения корпуса ИХТРЭМС и ПГИ, корпуса опытных работ и модельных установок (КОРиМУ), здания ОТСМ с переводом его из Мончегорска, пионерлагеря и оздоровительной базы «Донская в Воронежской области, героическая эпопея коллективного строительства профилактория «Имандра», были построены 4 жилых дома, начато строительство спорткомплекса в Апатитах.

В пос. Дальние Зеленцы на берегу Баренцева моря продолжилось развитие базы ММБИ - строительство многоквартирного жилого дома, школы, ЛЭП, которая решила проблему энергоснабжения института и поселка, приобретены два судна для океанских исследований («Помор» и «Дальние Зеленцы»). Созданы новые и получили развитие научные базы ПГИ в пос. Лопарский и Верхне-Туломский, начато строительство и реконструкция тепличных объектов ПАБСИ.

Это далеко не полный перечень совершенных под руководством Г.И. Горбунова мероприятий и дел по укреплению материальной базы КФАН. В стоимостном выражении основные производственные фонды Филиала увеличились в 4 раза с 14.6 до 58.8 млн. советских рублей.

Научная, научно-организационная и общественная деятельность Г.И. Горбунова высоко оценена государством и правительством: он награжден орденом Трудового Красного Знамени (1966), орденом «Знак Почета» (1971), орденом Октябрьской Революции (1975), орденом Ленина (1978), многими медалями. В 1981 году в составе коллектива ученых Г.И. Горбунову присуждена Премия Совета Министров СССР в области науки и техники за комплексные исследования проблем промышленного освоения бедных апатитовых руд Хибинского массива, разработку и внедрение в производство технологии их добычи и обогащения. Еще в 1966 году присвоено звание «Почетный гражданин города Апатиты Мурманской области».

По истечении срока полномочий по руководству Кольским филиалом АН СССР, в 1985 году Г.И. Горбунов назначается Президиумом Академии наук СССР на должность заместителя Председателя Комиссии по изучению производственных сил и природных ресурсов (КЕПС) при Президиуме АН СССР.

С 1989 года, Г.И. Горбунов - советник РАН при дирекции ИГЕМ РАН. Он продолжает исследования фундаментальных проблем геологии рудных месторождений, внимательно следит за жизнью и деятельностью научных учреждений и в целом всего Кольского научного центра.

СЕКЦИЯ I

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

ВОПРОСЫ ТЕХНОЛОГИИ ДОБЫЧИ И ТРАНСПОРТИРОВАНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ВКМ

А.Ю. Альбеков

Воронежский государственный университет, Воронеж, sashaalb@list.ru

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) в его современных границах располагается в центральной части Восточно-Европейской платформы и разграничивает в рамках докембрийского фундамента северо-восточную часть Сарматии и Волго-Уралию. На площади ВКМ, помимо крупнейших железорудных месторождений КМА, выявлено 5 крупных и средних месторождений и 25 разномасштабных проявлений сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд, а также свыше 50 золото-платинометалльных и собственно платинометалльных проявлений в ультрамафит-мафитовых комплексах [3].

В качестве структур первого порядка в его пределах выделены: мегаблок (структурно-формационная зона) Курской магнитной аномалии (КМА), Хоперский мегаблок и разделяющая их линейная Лосевская структурно-формационная шовная зона [5]. Расположенный в западной части мегаблок КМА по своим петрофизическим характеристикам относится к "легким" и "высокомагнитным" структурам со значительной мощностью земной коры, характеризующейся в значительной степени дифференцированным метаморфизмом (от зеленосланцевой до гранулитовой фаций) и широким развитием раннекарельских рифтогенных структур (Белгородская, Михайловская, Тим-Ястребовская и др.), нередко наследующих структурный план позднеархейских зеленокаменных поясов [5]. Расположенный восточнее Хоперский мегаблок, по сравнению с КМА, является более плотным, менее магнитным и характеризуется региональным проявлением двух структурно-вещественных комплексов: 1) архейского с однородным метаморфизмом гранулитовой фации и ограниченным развитием высокомагнитных образований типа зеленокаменных поясов; 2) раннекарельского - интенсивно-складчатыми и ритмично-слоистыми метаморфизованными от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации образованиями. Лосевская шовная зона простирается с юга на север до Днепрово-Донецкого и Пачелмского авлакогенов, отчетливо фиксируется в геофизических полях и характеризуется специфическим набором осадочно-матаморфических и вулканогенных формаций.

В соответствии с корреляционной схемой стратиграфии и магматизма раннего докембрия ВКМ супракрустальные образования, участвующие в его строении отнесены к архею и нижнему карелию. Минерагенический облик мегаблоков [1], 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-вещественный комплексов при закономерном возрастании эндогенного рудогенеза от раннего - нуклеарного этапа к раннеплатформенному.

Хронологическое распределение разновозрастных магматических формаций ВКМ, позволяет обосновать схему магматизма, выделить основные платиносодержащие ультрамафит-мафитовые комплексы, проследить временную нелинейность магматической активности (табл. 1, 2). Подобное распределение позволяет выделить три основных металлогенических этапа развития ВКМ в докембрии.

1. Мезоархейский металлогенический этап (3.2 – 2.8 млрд. лет).

Генетически приурочен к процессам, протекающим на фоне формирования и развития зеленокаменных поясов и районов их жесткого обрамления. В гнейсовой области сложенной плутоно-метаморфическими образованиями обоянского комплекса расположены в значительной степени метаморфизованные интрузивы перидотит-пироксенит-габброноритового бесединского комплекса с платиносодержащей медно-никелевой минерализацией. В пределах зеленокаменных областей (главным образом, Белгородско-Михайловского и Орловско-Тимского поясов) сформированы комагматичные коматиитовым образованиям в объеме александровской свиты михайловской серии дунит-гарцбургитовые и габбровые рудно-магматические системы (РМС) со специфическим сульфидно-медисто-никелевым оруденением олимпийско-железногорского типа.

2. Среднепалеозойский этап (2.1 – 2.05 млрд. лет).

Характеризуется максимальной эндогенной активностью, связанной с формированием Восточно-Европейского Кратона за счет сочленения двух протократонов: Волго-Уралии и Сарматии. Это событие, вероятно,

активировано интенсивно действующим мантийным плюмом, а внешнее проявление магматитов связано с различным строением отдельных микроблоков в структуре земной коры, разными тектоническими обстановками и различным уровнем ассимиляции корового материала. Все это приводит к широкому комплексу разноформационных проявлений с более широким развитием генетически разнотипного оруденения (см. табл. 2). Ведущими рудопродуцирующими магматическими системами на втором этапе являются дунит-перидотит-габброноритовый мамонский комплекс и ортопироксенит-норит-диоритовый комплекс с которыми связаны практически все известные месторождения и рудопроявления сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд на ВКМ.

3. Позднепалеопротерозойский этап (2.05 – 1.8 млрд. лет).

Обусловлен проявлениями магматизма, наиболее близкого по формированию к типично платформенным образованиям, формирующимся в условиях зрелой коры континентального типа, главным образом в границах реактивизированных платформенных рифтов или зон региональных разломов. Преобладающим по объему типом является трапповый магматизм (смородинский комплекс в пределах мегаблока КМА и новогольский комплекс в пределах Хоперского мегаблока). Оруденение в этих образованиях распределяется главным образом на трех уровнях: нижнем (платинометалльные сульфидные медно-никелевые проявления), среднем (малосульфидные платинометалльные проявления) и верхнем (платино-ванадийсодержащие титаномагнетитовые проявления). Специфическими являются развитые в пределах Ольховско-Шукавской структурно-тектонической зоны интрузивные массивы Ольховского габброноритит-кварцмонцонит-гранитного комплекса с малосульфидным оруденением.

Таблица 1.

Геохронологическая схема интрузивного магматизма ВКМ (по [4] с уточнением)

Структурно-формационные зоны 1 порядка		
Мегаблок КМА	Лосевская шовная зона	Хоперский мегаблок, Калач-Эртильский макроблок
Верхний карелий (нижний протерозой) – KR_2 (1900-1650 млн. лет)		
Уколовский KR_2uk (?) **Дубравинский** KR_2d (t = 1950±50 млн. лет) Шебекинский KR_2s (t = 2066±14 млн. лет) Малиновский KR_2ml (t = 1874±13-2040±30 млн. лет)		Артюшковский KR_2ar (T = 1801±27 млн. лет) **Новогольский** KR_2n (T=1805±14 млн. лет)
Нижний карелий (нижний протерозой) – KR_1 (2500-1900 млн. лет)		
Смородинский KR_2sm **(t = 2060±10 млн. лет)** Павловский KR_2p* Стойло-николаевский KR_1sn* (T=2070-2085 млн. лет) **Золотухинский** KR_1z* Остаповский KR_1ot (T=2094±28 млн. лет) Осколецкий KR_1o*(t=2350 млн. лет)	**Ольховский** KR_1ol* **(T=2050±27 млн. лет)** **Шукавский** $KR_1šk$ Лискинский KR_1l (t=2039±158) Павловский KR_1p* (T=2078±4 млн. лет) **Мамонский** KR_1m* Усманский KR_1u (T=2056±86-2112±32 млн. лет) **Рождественский** KR_1r	Бобровский KR_1b (t=2023±4 млн. лет) **Еланский** K_1e* **(T=2050±14-2065±15 млн. лет)** **Мамонский** KR_1m* **(T=2080±10-15 млн. лет)**
Архей – AR Верхний архей – AR_2 (3200-2500 млн. лет)		
Неоархей (2800-2500 млн. лет) Атаманский AR_2a (t=2528±4,5-2615±15 млн. лет)		
Мезоархей (2,8-3,2 млн. лет) Салтыковский AR_2sl (T=2930±45-2920±15 млн. лет) **Сергиевский** AR_2sr* **Бесединский** AR_1bs **(T= 3178±39 млн. лет)**	**Белогорьевский** AR_2bg	

*Примечание: * - в рамках магматического комплекса выделяются две фазы; авторские и заимствованные геохронологические датировки приведены по наиболее надежным U-Pb изохронам, при этом реперные датировки обозначены литерой – T, условно принимаемые – t; жирным шрифтом выделены ультрамафит-мафитовые магматические комплексы; стратиграфические границы согласно [1].*

Представленное выделение металлогенических этапов эволюции позволит уточнить генетическую металлогеническую типизацию ультрамафит-мафитовых рудообразующих систем и провести корреляцию магматической мантийной активности ВКМ со смежными территориями, составляющими Восточно-Европейский Кратон: юго-западной частью Сарматии (в рамках Украинского щита), Фенноскандией и Волго-Уралией.

Таблица 2.

Металлогенические этапы формирования ультрамафит-мафитовых комплексов ВКМ (на основе [2])

Этап	Типовой геодинамический режим	Магматические комплексы	Генетические металлогенические типы
III этап (2.05-1.8 млрд. лет)	Платформенный и ранне-платформенный (рифты и реактивизированные разломы внутриплитного развития). Тафрогенный (реактивизированные разломы).	1. Троктолит-габбродолеритовый новогольский. 2. Троктолит-габбродолеритовый смородинский. 3. Щелочно-ультрамафитовый с карбонатитами дубравинский. 4. Габбронорит-кварцмонцонит-гранитный ольховский. 5. Габбро-верлитовый шукавский.	1. Сульфидный платиноидно-медно-никелевый (новогольский). 2. Малосульфидный платинометальный (смородинско-новогольский). 3. Платино-ванадийсодержащий титаномагнетитовый (смородинский). 4. Малосульфидный платинометальный (ольховский). 5. Сульфидный платиноидно-медно-никелевый (шукавский).
II этап (2.1-2.05 млрд. лет)	Реактивизированные рифты (мегаблок КМА), зоны рассеянного спрединга (Хоперский мегаблок), эпикратонное прогибание. Межконтинентальный рифтогенез.	1. Ортопироксенит-норит-диоритовый еланский. 2. Дунит-перидотит-габброноритовый мамонский (Хоперский мегаблок) и золотухинский (мегаблок КМА). 3. Габбровый рождественский.	1. Сульфидный платиноидно-медисто-никелевый (еланский). 2. Платиносодержащий титаномагнетитовый (моховской). 3. Малосульфидный платинометальный (еланьвязовский). 4. Малосульфидный платинометальный (золотухинский). 5. Сульфидный платиноидно-медно-никелевый (мамонский). 6. Платиносодержащий хромитовый (садовский).
I этап (3.2-2.8 млрд. лет)	Энсиалический рифтогенез.	1. Перидотит-пироксенит-габбровый бесединский. 2. Дунит-гарцбургитовый сергиевский. 3. Габбро-амфиболит-горнблендитовый белогорьевский.	1. Сульфидный платиносодержащий медно-никелевый (бесединский). 2. Сульфидный платиносодержащий медисто-никелевый (олимпийско-железногорский).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-0093- р_офи) и Научной школы НШ-2211.

Литература

1. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ. 2006. 96 с.

2. Чернышов Н.М. Металлогения раннего докембрия Воронежского кристаллического массива // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геол. Воронеж: изд-во Воронеж. гос. ун-та. 1996. № 1. С. 5-20.

3. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та. 2004. 448 с.

4. Чернышов Н.М., Альбеков А.Ю., Баянова Т.Б. Возрастное положение, состав и особенности эволюции платиноносных ультрамафит-мафитовых формаций ВКМ // Материалы международного (X всероссийского) петрографического совещания "Петрография XXI века). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2005. С. 265-267.

5. Чернышов Н.М., Лосицкий В.И., Молотков С.П., Вассерман И.С. и др. Тектоника Воронежского кристаллического массива (по геолого-геофизическим данным) // Докембрий Северной Евразии: Межд. совещание. СПб. 1997. С. 115-116.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННЫЕ ЗОНЫ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Б.Ю. Астафьев [1], О.А. Воинова [2]

[1] ИГГД РАН, Санкт-Петербург, отдел петрологии, ab5229.mail.ru
[2] ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, отдел западных регионов

Метасоматиты в метаморфических комплексах докембрия проявлены практически во всех геологических структурах мира. Современные данные по Балтийскому щиту позволяют считать, что метасоматиты региональ-но распространены на всей рассматриваемой территории, и могут коррелироваться как по возрасту, так и по составу и рудоносности. Известны отдельные проявления метасоматитов мощностью до 500-900 м и протяженностью в первые десятки километров. Некоторые рудные тела метасоматического генезиса, по данным геологоразведочных работ, достигают по простиранию 3-5 километров и более. Зоны развития таких пород прослеживаются на десятки и первые сотни километров. Таким образом, хотя метасоматиты проявлены локально, их совокупность имеет региональное распространение вдоль крупных тектонических зон, контролировавших миграцию флюидных потоков в раннем докембрии Карело-Кольского региона.

Авторами было предпринято обобщение литературных и фондовых данных по метасоматитам восточной части Балтийского щита, а также картосоставительские работы в масштабе 1:2 500 000 и 1:1 000 000, включая комплекты Государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000 второго и третьего поколения (1998-2005 гг.). Обобщение данных по метасоматическим породам в метаморфических комплексах восточной части Балтийского щита (свыше 2000 объектов) позволяет получить новую информацию по глубинному строению региона, термодинамическим и, соответственно, геодинамическим условиям формирования пород, а также уточнить выделение главных хронологических и петрологических реперных объектов.

Основные результаты проведенных работ сводятся к следующему.

1. Наибольшее количество метасоматитов, включая рудные, сформировалось в неоархейское (2.75-2.55 млрд. лет) и палеопротерозойское (свекофеннское, 1.92-1.75 млрд. лет) время. В опубликованной и фондовой литературе ранее уже неоднократно указывалось, что геологическая позиция этих метасоматитов определяется заключительными стадиями регионального метаморфизма, когда по разломам глубокого заложения крупные объемы флюидов мигрировали при поздних тектонических деформациях. Большая часть этих флюидов, по-видимому, была высвобождена в ходе регионаьного метаморфизма, однако значительная часть флюидов, вероятно, имеет ювенильное происхождение. Таким образом, метасоматиты оказываются эффективным геологическим и хронологическим репером в региональной геологии Балтийского щита, фиксируя поздне- и постколлизионные этапы развития территории.

2. Отчетливо выделяется зонально-площадное распределение проявлений метасоматических пород. Имеет значение как местоположение конкретных объектов, так и сравнительная флюидонасыщенность конкретных структур. Например, главные шовные зоны в докембрии Карело-Кольского региона подчеркиваются метасоматическими проявлениями в гораздо большей степени, чем второстепенные. В свою очередь, при покровно-надвиговых деформациях автохтонные и параавтохтонные структуры аномально насыщены метасоматитами, тогда как аллохтонные террейны оказываются значительно более “сухими”. Это обстоятельство можно объяснить тектоническим перекрытием флюидопроницаемых зон в основании надвиговых образований.

3. Th-U-Pb методом по циркону на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) и U-Pb методом по гранату и монациту (ИГГД РАН) нами впервые был продатирован возраст формирования ряда пород в региональных флюидопроницаемых зонах восточной части Балтийского щита (Карелия и Кольский полуостров). Ранее авторами уже были выделены региональные зоны повышенной флюидопроницаемости и метасоматоза для докембрия Карело-Кольского региона, однако возраст их формирования оставался практически не исследованным. К настоящему времени нами надежно определен возраст формирования метаморфических и метасоматических пород Лапландского и Беломорского поясов, южного обрамления Имандра-Варзугской структуры, относящиеся к заключительным этапам палеоархейского и неопротерозойского тектогенеза. Нами было установлено, что возраст регионального метасоматизма на 50-60 млн. лет “запаздывает” по отношению к времени регионального метаморфизма. P-T условия метасоматизма имеют отчетливую регрессивную направленность.

4. Региональная корреляция метасоматических серий, связанных с определенными этапами геологического развития региона, проводилась на фациальной основе по новым геохронологическим данным. В основе корреляции находились сведения по минеральному составу метасоматитов, их возрасту, P-T-условиям их образования, геологическим соотношениям с вмещающими породами и рудоносности. Региональное сопоставление метасоматических пород, возможно, провести только на геолого-геохрохронологической основе с обязательным учетом петрологической информации. С метасоматитами одного и того же возраста (1.76-1.82 млрд. лет) и близкого минерального состава на Восточно-Европейской платформе связаны совершенно различные по составу рудные (благороднометалльные, урановые, ванадиевые, цветных металлов) и нерудные (скандиевые, талько-

вые, амфибол-асбестовые и серпентин-асбестовые, гранатовые, графитовые, никель-магниевые, огнеупорного, коллекционного и поделочного сырья и др.) проявления полезных ископаемых.

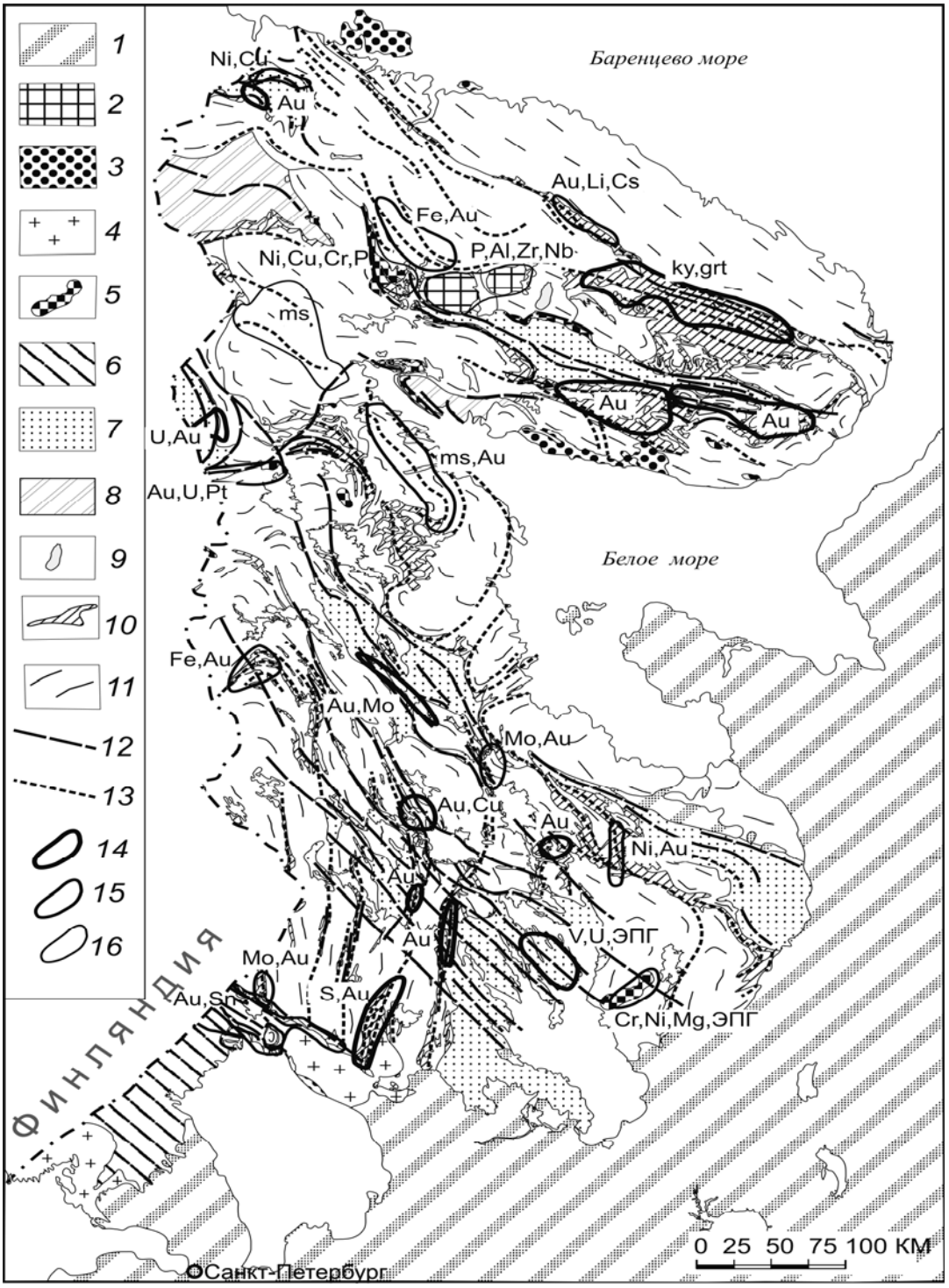


Рис. Схема геологического строения и рудоносных флюидонасыщенных структурных зон восточной части Балтийского щита.

Условные обозначения:

1 - нерасчлененные осадочные отложения фанерозойского платформенного чехла, венда и рифея, 2 - палеозойские интрузии нефелиновых сиенитов и ассоциирующих с ними щелочно-ультраосновных пород, 3 - венд и рифей нерасчлененные: метапесчаники, метагравелиты, метаалевролиты и метааргиллиты, 4 - неопротерозойские интрузии гранитов рапакиви; 5 – 8 - ранний протерозой (карелий): 5 - комплексы основного-ультраосновного состава нерасчлененные, 6 - калевийский и вепсийский надгоризонты нерасчлененные: метаморфизованные ритмично-слоистые алевролиты, пелиты, псаммиты, кварциты и глубокометаморфизованные породы области ультраметаморфизма, 7 - сумийский, сариолийсий, ятулийский и людиковийский надгоризонты нерасчлененные: кислые, средние и основные метавулканиты, углеродистые сланцы и мраморы, мраморизованные известняки и доломиты, метаалевролиты и

метапелиты, метатуфы; кварциты, кварцевые и полимиктовые конгломераты и гравелиты, псаммиты, пестро- и красноцветные кварцитопесчаники, известняки, доломиты, 8 - гранулиты, гнейсы и сланцы основного, кислого и среднего состава (в пределах Лапландского комплекса); 9 - 11 – неоархей (лопий): 9 - комплексы основного-ультраосновного состава нерасчлененные, 10 - сланцы и амфиболиты по кислым, средним и основным вулканитам и туфам, метакоматииты, слюдистые, углеродистые и амфиболовые сланцы по терригенно-осадочным породам, кварцитопесчаники, иногда конгломераты, 11 - нерасчлененые плутоно-метаморфические и метаморфические комплексы (мигматит-и анатектит-гранитовые, тоналито-гнейсовые, гнейсовые); 12 - 13 - зоны регионального распространения метасоматитов: 12 - палеопротерозойского возраста, 13 - неоархейского возраста; 14 - 16 - главные рудные и потенциальные рудные узлы региона, в которых 14 - рудообразование связано с метасоматозом, 15 - рудообразование полигенное (совмещенные магматичнские, метасоматические и осадочные образования), 16 - рудообразование связано с магматизмом. Сокращенные обозначения минералов приведены по Р. Кретцу: grt - гранат, ky - кианит, ms - мусковит.

5. Необходимо подчеркнуть устойчивое пространственное соответствие региональных минерагенических и флюидопроницаемых зон, фиксируемое на современных геологических картах. По соотношению флюид/порода в ходе рудообразования на Балтийском щите можно выделелить три группы рудных объектов:

а). Руды образованы практически в «сухих» условиях. Как правило, это собственно осадочные, некоторые гипергенные и ликвационно-магматические руды.

б). Умеренная насыщенность пород флюидом. Оруденение связано с повышенной флюидонасыщенностью главных геологических процессов. В результате происходит отложение рудного вещества “in situ” в ходе метаморфических, вулканических и даже осадочных процессов.

в). Высокая насыщенность породы флюидом. В этом случае руды формируются в ходе метасоматической дифференциации вещества (собственно метасоматические руды). По мере увеличения роли метасоматоза в рудообразовании состав руд всё в большей степени становится поликомпонентным, а иногда и геохимически контрастным. Массоперенос вещества иногда измеряется десятками вес. % от объема исходной породы, с минерализацией в сотни г/л и многими километрами массопереноса по вертикали.

Таким образом, регионально проявленные флюидопроницаемые структуры можно рассматривать как особый элемент строения земной коры и индикатор геодинамических, петрологических и минерагенических условий её формирования в докембрии Балтийского щита. Докембрийские метасоматиты в метаморфических комплексах следует выделять и картировать в качестве весьма информативных геологических образований.

Работа поддержана грантом РФФИ 07-05-00767 и НШ-4732.2006.5.

ГЛАВНЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПЕРСПЕКТИВЫ КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.И. Голубев, В.И. Иващенко, Н.Н. Трофимов

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, ivashche@krc.karelia.ru

Карельский регион по совокупности признаков большинством исследователей [3, 5, 9 и др.] подразделяется на три домена, в металлогеническом аспекте соответствующих субпровинциям: Карельской, Свекофеннской и Беломорской, что представляется вполне правомерным и обоснованным. В их пределах развито оруденение, относящееся к различным рудным формациям, отражающим специфику геологического развития этих доменов и металлогеническое своеобразие проявленных эпох рудообразования. Существенные различия геологических, структурно-тектонических, геодинамических, формационных, геохронологических, геофизических, геохимических и др. особенностей названных субпровинций нашли адекватное отражение и в их металлогении (табл.). Выделение и типизация рудных формаций и металлогенических комплексов осуществлялась по наиболее информативным в категориях металлогении детерминационным признакам: геологический возраст, металлогеническая эпоха, геотектоническая позиция, геологическая формация, генетический и минеральный типы, главные и второстепенные рудные элементы, масштабность и другие характеристические критерии, предопределяющие вероятную промышленную перспективность исследуемых проявлений оруденения.

Рудообразование в пределах **Карельской металлогенической субпровинции** происходило в обширном временном диапазоне (>3000 - 610 млн. лет) в разнообразных геологических обстановках, доминирующими среди которых являются связанные с зарождением и эволюцией неоархейских и палеопротерозойских зеленокаменных поясов. Главными металлогеническими эпохами для данной субпровинции являются средне- и позднелопийская, сумийская и ятулийская, обусловливаемые этапностью ее геологической эволюции, а также свекофеннская, связанная с тектоно-магматической активизацией архейского Карельского кратона. Кроме этого известны проявления оруденения среднерифейской (1.35 - 1.0 млрд. лет; *формации алмазоносных лампроитов и кимберлитов)*

и вендской (610 - 570 млн. лет; *формация золото-платинометальная конгломератовая*) металлогенических эпох, но их перспективы, вследствие недостаточной изученности, представляются весьма неопределенными.

Со среднелопийской эпохой (3.0-2.8 млрд. лет) связано формирование разнообразного оруденения, относящегося к нескольким рудным формациям вулканогенно-осадочного, гидротермально-метасоматического и магматического генезиса (табл. 1) и ассоциирующегося с андезибазальт-базальтовой, коматиит-толеитовой и андезит-дацит-риолитовой углеродистой формациями. Вулканогенно-осадочное оруденение представлено *медно-серноколчеданной, колчеданно-полиметаллической и железисто-кварцитовой* рудными формациями, оруденение магматического генезиса - *медно-никелевой сульфидной в коматиитах* рудной формацией (проявления Золотопорожское, Лещевское, Рыбозерское), развитой в металавах базальтов и коматиитов кумбуксинской свиты в Каменноозерской структуре Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса [6, 8], а гидротермально-метасоматическое - тремя рудными формациями, ведущей среди которых является *золото-сульфидно-кварцевая в shear-зонах,* выделяемая на основе месторождений Рыбозеро, Педролампи, Заломаевское и др.

К наиболее важным и перспективным рудным формациям среднелопийской металлогенической эпохи относятся *колчеданно-полиметаллическая* (Северо-Вожминское месторождение: Zn, C_1+P_2 -~200 тыс. т), *железистых кварцитов* (м. Корпанга: Fe, C_1+C_2 – 166 млн. т), *медно-никелевая сульфидная в коматиитах* (м. Лещевское: Ni, P_3- ~40 тыс. т) и зо*лото-сульфидно-кварцевая в shear-зонах* (м. Рыбозеро: Au, C_2+P_3 - ~20 т) (здесь и далее запасы и ресурсы даны по [6]).

Позднелопийская металлогеническая эпоха (2.8 - 2.5 млрд. лет) характеризуется широким спектром рудных формаций гидротермально-метасоматического, магматического, экзогенного и вулканогенно-осадочного генетических типов (табл.). Ведущими рудными формациями вулканогенно-осадочного генезиса являются формация *железистых кварцитов (*м. Костомукшское), магматического - *медно-никелевая сульфидная ультрамафит-мафитовая* (м. Восточно-Вожминское: Ni, P_3 - 20 тыс. т, МПГ – 1 т), гидротермально-метасоматического - *комплексная молибден-порфировая* (м. Лобаш и Лобаш-1: Mo, C_1+C_2 - 140 тыс. т, Au, C_2+P_2 – 40 - 60 т) и *золото-полисульфидная shear-зон* (Ялонварско-Соанлахтинская площадь: Au, P_2- 60-80 т).

Сумийская металлогеническая эпоха (2.5-2.4 млрд. лет) одна из наименее продолжительных, но наиболее экономически значимых, характеризуются проявлением оруденения, связанного, главным образом, с расслоенными мафит-ультрамафитовыми плутонами – Бураковским и Олангской группы и представленного целым рядом рудных формаций. Среди них наиболее перспективными считаются *хромитовая в расслоенных мафит-ультрамафитах* (м. Аганозерское: Cr_2O_3, C_1-P_2 ~ 40 млн. т), *малосульфидная платинометальная мафит-ультрамафитовая* (Бураковский массив: МПГ, P_1+P_2 ~ 300 т; Олангская группа интрузий: МПГ, P_1+P_2 ~ 30 т) и *никель-магниевая серпентинитовая* (м. Аганозерское: кислоторастворимый никель, P_1+P_2 ~ 8 млн. т).

Ятулийская эпоха (2300 - 2100 млн. лет), как проявление этапа деструкции консолидированного к этому времени архейского Карельского кратона, характеризуется соответствующими геотектоническими обстановками (интраконтинентальные впадины и рифты) со свойственными им преимущественно осадочными и гидротермально-метасоматическими генетическими типами оруденения, представленными несколькими рудными формациями. Ее металлогеническое своеобразие заключается в появлении впервые в истории геологического развития Карельской металлогенической субпровинции оруденения, относящегося к следующим рудным формациям: медистых песчаников, платиносодержащей титаномагнетитовой с ванадием, железорудно-цинковой скарновой и железо-марганцевой терригенно-карбонатной.

Наиболее промышленно-перспективной рудной формацией данной эпохи является - *платиносодержащая титаномагнетитовая с ванадием,* выделяемая на базе двух крупных комплексных месторождений – *Пудожгорского и Койкарско-Святнаволокского* (TiO_2, P_1+P_2 ~ 50-70 млн. т; V_2O_5, P_1+P_2 ~ 2 млн. т; МПГ, P_1+P_2 ~ 590 т; Au, P_1+P_2 ~ 160 т).

Свекофеннская металлогеничекая эпоха (2100 - 1650 млн. лет) подразделяется на три этапа: людиковийский (2.1 – 1.92 млрд. лет), калевийский (1.92 – 1.80 млрд. лет) и вепсийский (1.80 – 1.75 млрд. лет). Для первого из них наиболее важной в экономическом аспекте рудной формацией является *уран-благороднометально-ванадиевая в метасоматитах зон СРД* (месторождения Падминской группы: V_2O_5, P_1+P_2 ~ 1 млн т; U, P_1+P_2 ~ 10-15 тыс т; МПГ, P_1+P_2 ~ 100 т).

Главной рудной формацией калевийского этапа Свекофеннской эпохи в пределах Карельской металлогенической субпровинции является *комплексная железорудно-титановая в щелочных габброидах,* представленная рудными объектами Тикшозерско-Елетьозерского магматического комплекса щелочных габброидов и карбонатитов (м. Елетьозерское: Ti, C_1+C_2 ~ 10 млн т; V_2O_5 ~ 100 тыс т; прогнозируется МПГ ~ 50-100 т).

С вепсийским этапом Свекофеннской эпохи выделяется *алмазоносная кимберлитовая рудная формаци*я (*Кимозерское* проявление).

Рудообразование в **Свекофеннской металлогенической субпровинции**, в отличие от Карельской, происходило в сравнительно узком временном диапазоне (2100 - 1350 млн. лет) в геологических обстановках, связанных с рифтингом архейского Карельского кратона по оси – Раахе-Ладога (от северной Швеции до Ладожского озера), новообразованием океанической коры и последующим их конвергентным взаимодействием с генерацией офиолитовых, островодужных и окраинно-континентальных комплексов и их аккрецией и коллизией во время свекокарельского орогенеза [10], а также с раннерифейской тектоно-магматической активизацией и платформенным этапом развития в среднем рифее. Соответственно выделяется три металлогенические эпохи – свекофеннская, раннерифейская и среднерифейская.

С людиковийским этапом Свекофеннской эпохи связано формирование нескольких высокоперспективных проявлений к*омплексной молибден-ванадиевой черносланцевой рудной формации* (Леппясюрское,

Таблица 1.

Главные рудные формации и металлогенические комплексы Карельского региона

Металлогеническая эпоха (млн. лет)	Металлогенический комплекс	Рудная формация	Типовые примеры
Карельская металлогеническая субпровинция			
Вендская (610-570)	Благороднометальный конгломератовый авлакогенов	Золото-платинометальная конгломератовая	Нименьга, Шапочка
Среднерифейская (1350-1000)	Алмазоносный кимберлит-лампроитовый плюмовый	Алмазоносная лампроитовая	Костомукша, Таловейс
Свекофеннская (вепсий: 1650-1800)	Алмазоносный кимберлитовый плюмовый	Алмазоносная кимберлитовая	Кимозеро
Свекофеннская (калевий: 1800-1920)	Титан-редкометальный щелочногабброидный рифтовый	Железорудно-титановая с МПГ	Елетьозеро, Тикшозеро
Свекофеннская (людиковий: 1920-2100)	Комплексный (V,U,Ti,Au, МПГ,Cu,Mo) пикрит- черносланцевый палеорифтовый	Уран-благороднометально-ванадиевая зон СРД;	Падма, Царевское, Космозеро и др.
Ятулийская (2300-2100)	МПГ-титан-железорудный трапповый плюмовый	МПГ-титаномагнетитовая с ванадием	Пудожгора, Койкары-Святнаволокское
Сумийская (2400-2500)	Благороднометально-хромитовый расслоенных плутонов	Малосульфидная МПГ мафит-ультрамафитовая; Хромитовая расслоенных мафит-ультрамафитов	Бураковское, Луккулайсвара; Аганозерское, Шалозерское
Позднелопийская (2500-2800)	Золото-редкометальный плутоногенно-гранитный Золото-железорудный джеспилитовый Золото-хром-никелевый ультрамафитовый плюмовый	Комплексная молибден-порфировая Железистых кварцитов Золото-полисульфидная shear-зон Медно-никелевая сульфидная ультрамафит-мафитовая	Лобаш, Лобаш-1, Пяваара, Ялонвара Костомукша Соанйоки, Хатуноя Лебяжинское, Вожминское
Среднелопийская (2800-3000)	Медно-золоторудный вулканогенный Медно-никелевый коматиит-базальтовый зеленокаменных поясов	Золото-сульфидно-кварцевая shear-зон Медно-никелевая сульфидная в коматиитах	Педролампи, Берендей, Рыбозеро Рыбозерское, Лещевское, Золотопорожское
Свекофеннская металлогеническая субпровинция			
Среднерифейсая (1000-1350)	Урановый зон несогласия авлакогенов	Урановая с полиметаллами в зонах несогласия	Карку
Раннерифейская (1350-1650)	Редкометально-оловорудный зон ТМА	Комплексная редкометально-оловорудная скарновая	Питкяранта, Кителя, Укса, Хопунвара,
Свекофеннская (1650-2100)	Редкометально-золото-вольфрамовый коллизионный Титан-благороднометальный активных континент. окраин Комплексный (V, Mo, МПГ) черносланцевый островодужный	Вольфрамовая скарновая Золото-арсенидная shear-зон Титан-железорудная Медно-никелевая благороднометальная Комплексная молибден-ванадиевая черносланцевая	Латвасюрья, Пякюля, Янис Вялимяки Сурисуо, Кааламо, Ковадъярви, Леппясюрья Ройконкоски
Беломорская металлогеническая субпровинция			
Свекофеннская (1650-2100)	Редкометальный зон тектоно-магматической активизации	Редкометальных пегматитов	Плотноламбинское, Длинноламбинское
Позднелопийская (2500-2800)	Золото-хром-никелевый ультрамафитовый плюмовый	МПГ-малосульфидная ультрамафит-мафитовая	Травяная Губа
Среднелопийская (2800-3000)	Медно-никелевый ультрамафит-мафитовый плюмовый	Сульфидная медно-никель-кобальтовая с Au и Ag	Кивгубское

Ковадъярвинское и др.) в зоне сочленения Карельского архейского кратона и Свекофеннского складчатого пояса с общими прогнозными ресурсами категорий P_1+P_2 в количестве – 320 тыс. т V_2O_5 [1] и ~100 тыс. т Mo. Помимо высоких содержаний главных рудных элементов (V – 0.27 %, Mo – 0.06 %), на рудопроявлениях отмечаются повышенные концентрации Co (до 0.05 %), Ni (0.15 %), Sc (до 150 г/т), Pd (до 0.3 г/т), Ag (до 10 г/т), Ce, Y, Mo, Cu, Pb, As, Sb, Bi, Se и др.

Для калевийского этапа Свекофеннской эпохи характерны *медно-никелевая благороднометальная* (р. Сурисуо, Араминлампи: Cu – 0.1 - 1.0 %, Ni – 0.03 - 0.1 %, МПГ – до 1 г/т, Ag – до 500 г/т, Au – до 0.5 г/т), *золото-теллуридная кварцевожильная shear-зон* (р. Райконкоски: Cu, Pb – до 5 %, Zn, Bi – до 1 %, Se – до 0.022 %, Te – до 0.017 %, Au – до 25 г/т, Ag – до 0.1 %), *золото-арсенидная в березитоидах shear-зон* (р. Пякюля, Алатту, Янис: Au, P_2+P_3 ~40 т) *и вольфрамовая* (р. Латвасюрья: W, P_2 ~ 10 тыс. т) *и полиметаллическая* (р. Иокиранта: Pb, Zn, P_3- 120 тыс. т) *скарновые рудные формации.*

Главными рудными формациями раннерифейской металлогенической эпохи (1.65 - 1.35 млрд. лет), проявленной в Свекофеннской субпровинции в связи с Салминским и Улялегским массивами анортозит-рапакивигранитной формации, являются *оловорудно-скарновая* (м. Питкярантского рудного узла: Sn, P_2 ~40 - 60 тыс. т; Zn ~ 500 тыс. т) и *комплексная редкометально-оловорудная скарново-грейзеновая* (м. Питкярантского рудного узла: Sn, P_2 ~ 30 тыс. т; Be ~ 20 тыс. т, Zn ~ 400 тыс. т).

Среднерифейская металлогеническая эпоха (1.35 – 1.0 млрд. лет) представлена одной высокоперспективной рудной формацией – *урановой с медью и полиметаллами в зонах несогласия* (м. Карку: U, P_1+P_2 ~ 7 тыс. т; Zn+Pb ~ 10 тыс. т) [4, 6].

Беломорская металлогеническая субпровинция характеризуется крайне ограниченным распространением рудных проявлений металлических полезных ископаемых при доминировании неметаллических – слюда, гранат, кианит, керамическое сырье и др.

Раннелопийская металлогеническая эпоха представлена *сульфидной медно-никелевой мафит-ультрамафитовой рудной формацией* (р. Тристун: Ni – 0.1 - 0.5 %, Cu – 0.1 - 1.14 %) и бедной колчеданной и магнетитовой минерализацией вулканогенно-осадочного генезиса, по критериям масштабности, не соответствующей металлогенической категории - «рудная формация».

К среднелопийской эпохе относится *сульфидная медь-никель-кобальтовая с Au и Ag рудная формация* (р. Кивгубское: Ni – 0.09 – 0.6 %, Cu – 0.1 – 1.85 %, Co – 0.12 – 0.56 %, Au – до 0.9, Ag – до 10 г/т), связанная с хетоламбинскими перидотит-габбро-анортозитами и их метаморфизованными производными.

С позднелопийской металлогенической эпохой связано оруденение *платинометальной малосульфидной ультрамафит-мафитовой рудной формации* (р. Травяная Губа: TiO_2 – 1.8 - 4.4 %, V_2O_5 – 0.17 - 0.29 %, МПГ+Au – 1.58 г/т) в перидотитах и др. ультрамафитах Палоярвинского дифференцированного массива.

Оруденением сумийской эпохи, предположительно, являются мелкие проявления МПГ (г. Панфилова, Чупинский) в куземском комплексе лерцолитов-габброноритов - вероятном формационном аналоге расслоенных комплексов в Карельской металлогенической субпровинции.

Свекофеннская металлогеническая эпоха представлена преимущественно *формацией редкометальных пегматитов (*Плотноламбинское, Длинноламбинское, Слюдяноборское и др.) и комплексными благороднометальными проявлениями в их ореолах и зонах сдвиговых дислокаций – Хизоваара, Картеш, Степанова Ламба, Климовское и др. [2, 7], возможная экономическая значимость которых по состоянию изученности в настоящее время остается крайне неясной.

Результатами проведенных рудно-формационных исследований главные металлогенические перспективы рассматриваемого региона связываются с Карельской и Свекофеннской металлогеническими субпровинциями и проявленным в их пределах оруденением следующих рудных формаций: железистых кварцитов, уран-благороднометально-ванадиевой зон СРД, МПГ-титаномагнетитовой с ванадием, хромитовой расслоенных мафит-ультрамафитов, золото-полисульфидной и золото-сульфидно-кварцевой shear-зон (orogenic = mezothermal) и комплексной молибден-порфировой (Карельская субпровинция); урановой с полиметаллами зон несогласия, комплексной редкометально-оловорудно-скарновой, комплексной молибден-ванадиевой черносланцевой и золото-арсенидной и золото-теллуридной shear-зон (Свекофеннская субпровинция).

Литература

1. Артамонова Н.А., Духовский А.А. Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Восточного Приладожья. Отчет. 1989. ТГФ Р. Карелия. Петрозаводск.
2. Ахмедов А.М., Шевченко С.С., Симонов О.Н. и др. Новые типы проявлений комплексной благороднометальной минерализации в зеленокаменных поясах архея Карело-Кольского региона. // Геология и геодинамика архея // Материалы I Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия 27 – 29 сентября 2005 г. Санкт-Петербург: «Центр информационной культуры». 2005. С. 34-38.
3. Богачев В.А., Салтыкова Т.Е., Буслович А.Л., Путинцева Е.В. Легенда Балтийской серии листов государственной геологической карты Рроссийской Федерации масштаба 1:1000 000. Отчет. СПб. 2004. Фонды ФГУП «Минерал».
4. Величкин В.И. О новом для России типе урановых месторождений в Северо-западном Приладожье. В кн. Крупные исуперкрупные местрождения: закономерности размещения и условия образования. М. ИГЕМ РАН. 2004. С. 110-134.
5. Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г. и др. Недра Северо-Запада Российской Федерации. СПб. 2003. 520 с.

6. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. кн.1. под. ред. В.П. Михайлова и В.Н. Аминова. Петрозаводск. Карелия. 2005. 278 с.

7. Ручьев А.М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс, Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2002. С. 47-58.

8. Тытык В.М., Власов Г.В., Федюк З.Н., Михайлов В.П. Отчет о результатах геологоразведочных работ первого этапа (предварительная разведка), проведенных на Лебяжинском,Светлозерском, Восточно-Вожминском и Золотопорожском медно-никелевых и Северо-Вожминском медно-цинковом месторождениях в Сегежском и Медвежьегорском р-нах РК по договору с Текобанком в 1990-1994 гг. «Объект Кивиярви». 1997. Фонды КГЭ.

9. Феоктистов В.П., Стромов В.А., Корсакова М.А. и др. Металлогеническая карта российской части Фенноскандинавского щита м-ба 1:1000000. Отчет. 2007. Фонды ВСЕГЕИ.

10. Nironen M. The Svecofennian orogen: A tectonic model // Precambrian Research. 1997. V. 86. P. 21-44.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ АРХЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА В РАЗРЕЗЕ КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ (СГ-3)

Ф.Ф. Горбацевич [1], Т.Б. Баянова [1], Ф.П. Митрофанов [1], Ю.Н. Яковлев [2], А.К. Яковлева [2], П.К. Скуфьин [1]

[1] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты; [2] НПЦ «Кольская сверхглубокая», Заполярный

Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3) пробурена в северо-западной части Кольского полуострова, в северном крыле Печенгской структуры. Она вскрыла два структурно-вещественных комплекса: раннепротерозойский (0 - 6842 м) и позднеархейский (6842 - 12262 м), являющийся фундаментом Печенгской структуры. Расчленение протерозойского комплекса в разрезе СГ-3 не вызывает затруднений, т.к. оно полностью соответствует данным, полученным ранее при исследовании Печенгской структуры с поверхности. Строение архейского комплекса в разрезе СГ-3 до настоящего времени является дискуссионным, в основном из-за слабой изученности его приповерхностной части и отсутствия соответствующей корреляции. Этот комплекс, составляющий более 44 % мощности общего разреза скважины, сложен в основном чередующимися интервалами двух разновидностей биотит-плагиоклазовых гнейсов: 1) содержащих высокоглиноземистые минералы (ВГМ) – гранат, ставролит, силлиманит; 2) содержащих высококальциевые минералы (ВКМ) – амфиболы, эпидот и др. Кроме того, в составе комплекса широко распространены (в целом около 30 % разреза) многочисленные тела существенно амфиболовых пород – амфиболитов (метабазитов), которые многими исследователями считаются аналогами соответствующих вулканитов протерозойского комплекса. В составе комплекса отмечаются также гранитоиды (порфировидные граниты, мигматиты, пегматиты, в целом не более 4 %) (рис. 1).

Предложенная ранее [5] ритмостратиграфическая схема строения архейского комплекса в разрезе СГ-3 не в состоянии объяснить многие результаты детальных исследований. Например, ранее не находили удовлетворительного объяснения интервалы повышенной концентрации амфиболитов, распределение возрастных характеристик пород, их некоторых физических свойств и пр. В связи с этим неоднократно предлагались другие схемы (модели) строения комплекса [3, 4].

Проведенный в 2006 - 2007 гг. анализ влияния природных факторов (условий залегания пород, их физических свойств, тектонических и метаморфических преобразований и др.) на траекторию и форму сечения первого ствола СГ-3, при проходке которого в наименьшей степени применялись различные технико-технологические приемы его стабилизации, позволил выделить в разбуренной части архейского комплекса пять различно ориентированных блоков (тектонических пластин):

1. 6840-7600 м, простирание пород СЗ 300-320^{o},
2. 7600-8600 м, простирание пород СВ 60-70^{o},
3. 8600-10150 м, простирание пород СВ 35-45^{o},
4. 10150-11100 м, простирание пород ~ СЗ 300^{o},
5. 11100-12260 м, простирание пород СВ 30-40^{o}.

Особое положение занимает четвертая пластина (блок) – она повернута почти на 90^{o} по отношению к третьей и пятой пластинам. Простирание пород в ней близко к таковому в первой пластине, но падение их обратное, т.е. не Ю-З, а С-В.

Предложенная новая модель строения архейского комплекса объясняет многие из ранее непонятных (с точки зрения ритмостратиграфической модели) явлений, а толщи подтверждены проведенными детальными исследованиями. В таблице 1 показана первоначальная и новая схемы расчленения архейского комплекса в разрезе СГ-3, а также некоторые геохронологические характеристики гнейсов, составляющих более 60% мощности разреза архейского комплекса.

Таблица 1.

Расчленение и геохронология гнейсов архейской части разреза СГ-3

Толщи	Интервалы, м	U-Pb возраст цирконов	Sm-Nd возраст протолитов (DM)			Пластины, №№	Интервалы, м	Зоны сочленения пластин		
			№№ проб	Глубина	Возраст, млн. лет			№№	Интервалы, м	Сод. А, %
Ритмостратиграфическая модель						*Тектоническая модель*				
I	6840 – 7622	2760	СГ-3/I	6969 - 6889	2382	1	6840 - 7600	1 - 2	7500 - 7730	37
II	7622 – 9456	2814 ± 17	СГ-3/II^{а} СГ-3/II^{б} СГ-3/II^{в}	8009 8230 9013	2893 2938 2809	2	7600 – 8600	2 - 3	8400 - 8750	54
III	9456 – 9562	2700	СГ-3/III	9470-9509	2890	3	8600 - 10150			
IV	9562 - 10144	2700 2833 ± 54	СГ-3/IV	10002-10008	2893					
V	10144 - 10278	2500	СГ-3/V	10148-10150	2885			3 - 4	9900 - 10250	80
VI	10278 - 10448	2724±7	СГ-3/VI	10287-10290	3002	4	10150 - 11100			
VII	10448 - 10601	2559±7	СГ-3/VII	10477-10494	2866					
VIII	10601 - 11411	2571±5 2664±42	СГ-3/VIII^{а} СГ-3/VIII^{б}	10615-10620 10929-10945	2982 2952			4 - 5	11000 - 11250	57
IX	11411 – 11708	2737±62	СГ-3/IX^{а} СГ-3/IX^{б}	11413-11416 11562-11565	2937 2866	5	11100 - 12262			
X	11708 – 12262	2771±18 2832±6	СГ-3/X^{а} СГ-3/X^{б}	11916-11917 12180-12193	2891 2887					

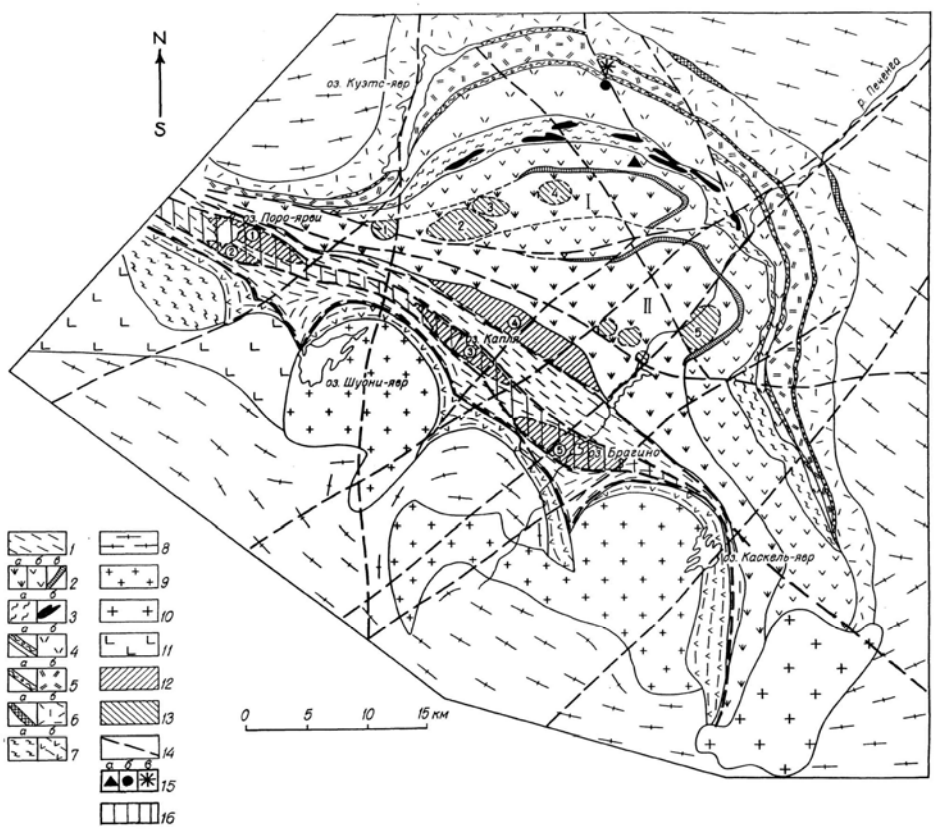


Рис. 1. Положение Кольской сверхглубокой скважины (отмечено треугольником).

1 – южнопеченгский комплекс (1700 - 1940 млн. лет); 2 – 6 - печенгский комплекс (1940 - 2550 млн. лет): 2 – породы IV ВС: а – базальты и ферропикриты; б – базальты; в – риолиты; 3 – продуктивная (IV ОС) свита: а – осадки; б – габбро-верлиты; 4 – породы III ОС и III ВС: а – осадки, б – базальты; 5 – породы II ОС и II ВС: а – осадки, б – щелочные базальты, трахиандезиты; 6 – породы I ОС и I ВС: а – осадки, б – базальты, андезибазальты; 7 – породы неясного стратиграфического положения: а – гнейсо-сланцы, б – амфиболиты; 8 – архейский фундамент; 9 – граниты Южнопеченгской зоны; 10 – микроклиновые граниты; 11 – габбро; 12 – вулканические центры в Южнопеченгской зоне; 13 – вулканические центры в Северопеченгской зоне; 14 – разломы; 15 – положение буровых скважин, соответственно, СГ-3 (а), IX (б) и X (в); 16 – Пороярвинский приразломный прогиб. (ОС — осадочные свиты; ВС – вулканогенные свиты).

Детальное изучение строения выделенных пластин (блоков) показало, что зоны их сочленения являются тектоническими. Мощность этих зон варьирует от 80 - 100 до 250 - 350 м. Они характеризуются частым чередованием пород (гнейсов, амфиболитов, гранитоидов и др.), их интенсивным рассланцеванием, брекчированием и нередко - метаморфическими преобразованиями пород (окварцеванием, альбитизацией и микроклинизацией гнейсов, хлоритизацией амфиболитов и др.).

Петрографо-минералогические исследования, проведенные в последние годы, показали, что в различных пластинах гнейсы обоих типов обладают определенными различиями по текстурно-структурным осоденностям, метаморфогенным преобразованиям и степени рудоносности (соотношению сульфидной и оксидной минерализаций).

В новой модели находят объяснение интервалы повышенной концентрации амфиболитов – как правило, они приурочены к зонам сочленения отдельных пластин, в которых они составляют до 60 – 80 % мощности соответствующих интервалов (табл. 1), тогда как в целом в архейском комплексе доля их не превышает 33 – 34 % [1]. Вероятно, эти зоны были наиболее проницаемыми для базит-гипербазитовых расплавов.

Новая модель удовлетворительно объясняет и распределение возрастных характеристик гнейсов по разрезу. Полученные ранее многочисленные геохронологические данные (U-Pb изохронные по акцессорным цирконам, Sm-Nd модельные возраста протолитов по породе в целом) не соответствовали первоначальной схеме расчленения комплекса – они не коррелировали с глубиной взятия проб, что не находило своего объяснения. Согласно новой схеме (модели), эти результаты и не могли коррелировать с глубиной взятия проб, т.к. относились к различным тектоническим пластинам, современное взаимное расположение которых вряд ли отвечало предполагаемой стратиграфической последовательности их образования (т.е. толщам I-X). По новой схеме ка-

ждая тектоническая пластина имеет свои геохронологические характеристики гнейсов, а «аномальная» 4 пластина (блок) характеризуется наиболее древними возрастами протолитов гнейсов (табл. 1).

Достоверность новой схемы строения архейского комплекса в разрезе СГ-3 подтверждается детальными петролого-геохимическими и петрофизическими исследованиями. Так, полученные ранее данные о распределении ^{3}He в разрезе СГ-3 (рис. 2) обнаружили его повышенную концентрацию не только в зоне Лучломпольского разлома и в зоне контакта архейского и протерозойского комплексов, но также на глубине 10000 - 10200 м, т.е. в зоне сочленения 3-го и 4-го блоков (пластин). Этим же фактором можно объяснить повышенные концентрации Au, Ag и Cu в интервале разреза 9500 - 10300 м, включающем область контакта 3-ей и 4-ой пластин (рис. 3), а также повышенную концентрацию U в интервале 10600 - 11400 м [5], включающем область контакта 4-ой и 5-ой пластин. Вероятно, зоны сочленения отдельных блоков (пластин) были также и благоприятными путями для циркуляции рудообразующих и метаморфогенных растворов.

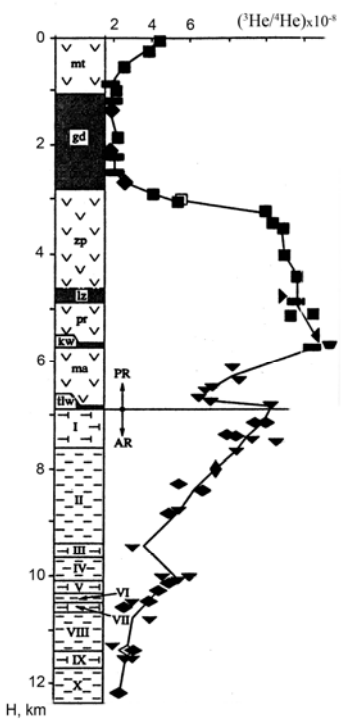


Рис. 2. Распределение изотопного отношения ^{3}He/^{4}He по разрезу СГ-3 [5, с изменениями].

При исследовании дефектов кристаллической структуры породообразующих минералов в разрезе СГ-3 установлена повышенная концентрация структурных примесей в кварце в интервале 9500 - 11000 м [6]. Этот интервал включает зону сочленения 3-го и 4-го блоков и бóльшую часть «аномального» 4-го блока. Все приведенные факты подтверждают особое положение этого блока (пластины) и зон его сочленения с выше- и нижележащими блоками.

Новая схема согласуется и с моделью упругой анизотропии пород разреза. Структурно-анизотропные этажи (№№ 6 - 10, рис. 4) отвечают отдельным тектоническим пластинам (блокам).

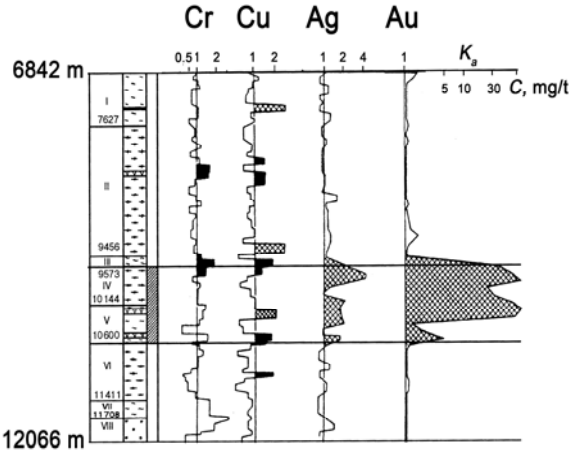


Рис. 3. Распределение рудных элементов в разрезе СГ-3 (по [5], гл. 4, $К_а$ – коэффициент аномальности).

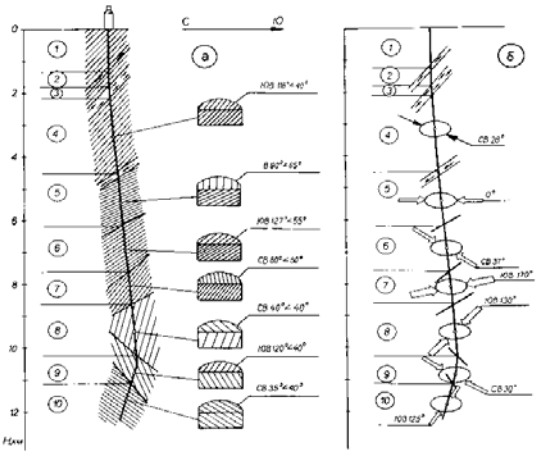


Рис. 4. Структурно-анизотропные этажи (а) и ориентация компонент поля палеонапряжений (б) в разрезе СГ-3 (по [5], гл. 10).

Заключение

Предложенная новая схема расчленения архейского комплекса в разрезе СГ-3 удовлетворительно объясняет особенности его строения в целом, в частности, условий залегания, возраста и состава отдельных тектонических пластин, а также зон их сочленения, которые, вероятно, являлись наиболее проницаемыми для магмати-

ческих базит-гипербазитовых расплавов, а также были благоприятными путями циркуляции метаморфогенных и рудообразующих растворов. Новая схема (модель) согласуется также с представлениями о формировании региональной рифтогенной Печенгско-Варзугской зоны, которое включает в себя не только глубокое прогибание архейского фундамента, но и его раскалывание на блоки и пластины вдоль продольных и поперечных тектонических нарушений, которые фиксируются различными геологическими и геофизическими методами [7].

Литература

1. Архейский комплекс в разрезе СГ-3. 1991. Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты. Изд. КНЦ РАН. 186 с.
2. Баянова Т.Б., Яковлев Ю.Н., Губерман Д.М., Яковлева А.К., Скуфьин П.К. Изотопные исследования возраста пород архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины протерозойской Печенгской структуры и ее обрамления // Отечественная геология. 2000. N 4. С. 23-34.
3. Ветрин В.Р., Туркина О.М., Ладден Дж., Деленицин А.А. Геохимия и реконструкция состава протолитов фундамента Печенгского палерифта // Петрология. 2003. Т. 11. N 2. С. 196-224.
4. Виноградова Н.П., Егоров А.С., Смирнов Ю.П., Лютоев В.П. Тектоническое строение архейского фундамента Печенгской рифтогенной структуры (по разрезу Кольской сверхглубокой скважины) // ДАН. 2000. Т. 374. N 3. С. 362-365.
5. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования. 1998. Ред. В.П. Орлов, Н.П. Лаверов. М.: Изд. Технонефтегаз. 260 с.
6. Лютоев В.П., Виноградова Н.П., Глухов Ю.В., Котова Е.Н. Дефекты кристаллической структуры породообразующих минералов как генетические метки метаморфических пород в разрезе Кольской сверхглубокой скважины // Глубинное вещество: структура, свойства и состояние в геопространстве Кольской сверхглубокой скважины. Результаты исследований по проекту МПГК-408 ЮНЕСКО (часть I). Вестник МГТУ. 2007. Мурманск. Т. 10. N 1. С. 18-36.
7. Структура литосферы Баренц-региона. 2005. Ред. Н.В. Шаров, Ф.П. Митрофанов, М.Л. Верба, К. Гиллен. Петрозаводск. 285 с.
8. Kozlowsky Ye.A. (Ed), 1987. The super-deep well of Kola Peninsula. Springer, Berlin-Heidelberg-New York - Tokyo. 260 p.

КВАРЦЕВОЕ СЫРЬЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА (ОБЗОР ФОНДОВЫХ МАТЕРИАЛОВ И ПЕРСПЕКТИВЫ)

Л.А. Данилевская

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

Кварцевое сырье является одним из важнейших стратегических видов сырья. Россия - одна из немногих стран, обладающих своей минерально-сырьевой базой кварцевого сырья. Начиная с 90-х годов 20 века, несмотря на значительные разведанные запасы кварцевого сырья на территории России, кварцевая отрасль испытывала значительные трудности. Это было связано как с общим экономическим кризисом, так и с ужесточением требований промышленности, в частности регламента качества к концентратам для плавки по химическим и физическим свойствам, содержаниям элементов-примесей, в результате чего запасы отдельных объектов из разряда активных перешли в категорию недостаточно изученных [1, 13]. Кроме того, долгое время недостаточно внимания уделялось развитию технологий переработки кварцевого сырья, основные усилия уходили на поиск исходно чистого кварца. В настоящее время для развития кварцевой отрасли в России ведутся работы в двух направлениях. Первое – геолого-экономическая переоценка запасов кварцевого сырья с ориентировкой на высокочистый кварц в соответствии с требованиями мирового уровня. Второе - разработка технологий обогащения, в том числе исходно «грязных» объектов, представленных нетрадиционными типами кварцевого сырья, при этом качество кварцевых концентратов должно быть сравнимо с мировыми лидерами в этой отрасли.

В настоящее время увеличивающиеся темпы роста мировых высокотехнологичных производств приводят к росту потребностей в высокочистых кварцевых концентратах, которые используются в полупроводниковой и светотехнической промышленности. Новой отраслью, потребляющей высокочистый кварц (кремний), получившей основное развитие, начиная с 1996 года, и стремительно набирающей темпы, является фотогальваническая индустрия (производство солнечных батарей). На настоящий момент глобальный рынок солнечных элементов развивается достаточно динамично. За прошедшее десятилетие производство возрастало в среднем на 30 % в год.

Кольский полуостров является частью Карело-Кольской кварценосной провинции – одной из четырех провинций, выделяемых на территории России. Проводившиеся на данной территории поисково-оценочные и разведочные работы были направлены на поиск кристаллосырья, на оценку жильного и пегматитового кварца для плавки и варки стекла, а также кварцитов для производства флюсов.

Поиски кристаллов кварца на пьезосырье, проводившиеся в 1951 году на Терском берегу Белого моря, не увенчались успехом [8]. Были отмечены только следующие разности кварца: молочно-белый, полупрозрачный,

в кристаллах, приближающихся к аметисту и дымчатый в мелких кристаллах. Крупных прозрачных кристаллов кварца встречено не было.

Наиболее ранние исследования на кварцевое сырье, начавшиеся еще в 30-х годах 20 века, были связаны с поиском сырья для производства флюсов. Были разведаны месторождения кварцитов Рижгубы и Вуручайвенч [5, 6]. Кварциты использовались в качестве флюсов комбинатом «Североникель». Разработка кварцитов юго-восточного участка Рижгубского месторождения проводилась, начиная с 1938 года. За период до 1961 года было добыто около 1700 тыс. т кварцитов [2]. В 1961 году в результате геологоразведочных работ на месторождении были обработаны и обобщены материалы по действующему карьеру и составлен полный пересчет запасов по этому участку. Также была установлена идентичность геологического строения и качества кварцитов на вновь разведанном северо-западном участке с эксплуатируемым юго-восточным участком. Разведанные балансовые запасы составили 4300 тыс. т.

Месторождение Рижгубское расположено в 7 - 9 км к юго-востоку от г. Мончегорска на западном берегу оз. Имандра. Оно представляет собой пласт кварцито-песчаников и кварцитов, согласно залегающий среди хлорито-кварцевых, серицито-кварцевых сланцев и кристаллических известняков имандра-варзугской серии среднего протерозоя. Пласт протягивается в северо-западном направлении на 4500 м. Средняя мощность около 15 м. Среднее содержание кремнезема в кварцитах по всему контуру балансовых запасов – 78 % (при вариациях от 59 до 86 %), содержание окиси магния – 2.4%, свинца – 0.003 % [2].

Кроме того, в пределах Кольского домена в Печенгско-Алареченском рудном районе было разведано Палвинское месторождение флюсовых кварцитов на п-ве Среднем – одно из крупных разведанных месторождений флюсов для цветной металлургии (около 2 млрд.т. при среднем содержании $SiO_2 > 98$ % в лучших сортах).

По состоянию на 2004 г. в балансе запасов кварцитов по Мурманской области учитываются два месторождения кварцитов Рижгубское и Вуручайвенч с общим количеством запасов по кат. C_1 – 13481 тыс. т. С 2002 г. добычные работы на Рижгубском месторождении не ведутся в связи с отсутствием спроса на сырье, а запасы месторождения переведены в Государственный резерв.

Основная часть поисково-оценочных и разведочных работ, проводившихся на кварцевое сырье в пределах Кольского полуострова, была направлена на поиск жильного кварца для плавки. Работы проводились как попутно с поиском и оценкой пегматитовых жил на мусковит, так и самостоятельно в основном в пределах Беломорского подвижного пояса в Енском, Кандалакшском районах, а также в районе Кейв. В результате геологоразведочных работ НПО «Северкварцсамоцветы» в 70 - 80 годах на территории Кольского полуострова выделено 8 кварцево-жильных полей, среди которых наиболее перспективными признаны Енское и Кейвское поля [4, 15 и др.]. В ходе геологоразведочных работ была выделена как перспективный объект жила Перчатка, выявленная в 1955 г во время поисковых работ на мусковит [9].

Выделение Енского и Кейвского районов, как наиболее перспективных на кварцевое сырье для плавки, обусловлено наличием на данной территории докембрийских комплексов пород, сформированных в результате полиметаморфизма (в том числе повышенных температур и давлений) и неоднократного проявления различного рода деформаций (пликативных и дизъюнктивных). Данные условия благоприятны для формирования кварцевых жил дислокационно-метаморфической формации с прозрачным рекристаллизованным и мелкозернистым гранулированным кварцем.

Более поздние работы, проводившиеся на данных перспективных территориях, были связаны в основном с разведкой месторождения Перчатка и детальными поисками в пределах Енского и Кейвского райнов. В 1989-1992 гг. была проведена детальная разведка западного фланга месторождения Перчатка, подсчитаны запасы жильного кварца по западному флангу месторождения в количестве кварца – C_1 – 46634 т, C_2 – 14091 т [14]. Параллельно с 1988 по 1992 г. производилась опытно-промышленная разработка западного фланга месторождения карьерным способом. Постоянным потребителем сырья было Саранское производственное объединение «Лисма». Кварц отвечал требованиям 3 сорта кварца для плавки прозрачного стекла по ТУ 1982 г. В 2001-2003 гг. проводились оценочные работы в юго-восточной части месторождения, подсчитаны прогнозные ресурсы по категории P_1 – 49282 т, по единичным пробам крупка соответствует сорту КГО-1 по ТУ-1997 г. [16]. Были также проведены дополнительные технологические испытания кварца западного участка месторождения, результаты обогащения показали принципиальную возможность получения концентрата сорта КГО-2 по ТУ-1997 г., а в результате опытных плавок после дообогащения кварцевой крупки на заводе ОАО «Лисма», были получены образцы кварцевых труб из наплавленных блоков.

Месторождение жильного кварца Перчатка, расположенное в 12 км к западу от пос. Слюда в Ковдорском районе, приурочено к тектонической зоне северо-восточного простирания, в геологическом строении которой принимают участие гнейсы и амфиболиты. Образование кварцево-жильной зоны связано с образованием гнейсо-мигматитового комплекса и интенсивного проявления регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций дистен-силлиманитовой серии при высоком давлении (240 - 620 МПа) и температуре (630 - 720^0 С) [14]. Важную роль в формировании жильного кварца сыграли тектонические процессы, проявившиеся в результате диафтореза и приведшие к грануляции первично гигантозернистого стекловидного кварца и последующей рекристаллизации с образованием зон гранулированного кварца. В результате жильный кварц представлен двумя разностями: крупнозернистым стекловидным и гранулированным. Содержание кварца в жилах составляет 99.79 – 99.99 %. Морфология кварцевых жил месторождения осложнена ксенолитами амфиболитов, а также развитием зон интенсивного рассланцевания, по которым наблюдается значительная минерализация. Основная масса добываемого в 90-х годах кварца на западном фланге месторождения –

это кварц с минимальным количеством минеральных примесей, составляющий около 30 % от всей жильной массы. Остальная часть кварца в результате рудоразборки уходила в отвалы. В юго-восточной и северо-восточной части подобный кварц составляет еще меньшее количество – от первых % до 12 %. То есть основная масса кварца месторождения – сырье с повышенным содержанием минеральных примесей, которое требует применения специализированных схем обогащения, и соответственно постановки специальных работ на изучение обогатимости рядового кварца месторождения. Кроме того, проводившиеся в то время технологические исследования опирались на ТУ, которые не соответствуют современным требованиям, предъявляемым к высокочистому кварцу, а именно сумма всех элементов-примесей не должна превышать 20 - 30 ppm, в то время как по ТУ 1982 года в 1 сорте содержание только Al составляет 30 ppm. То есть необходимо проведение переоценки месторождения с учетом исследования возможности получения концентратов, сравнимых по чистоте с мировыми стандартами (Iota-кварц). Причем принципиальная возможность очищения гранулированной разности кварца данного месторождения до чистоты кварца марки КГО-3 по двум пробам (общая сумма примесей 29 и 31 ppm) была показана в ходе работ 2001 - 2003 года [16]. Кроме того, при оценке химической чистоты кварцевых концентратов необходимо учитывать современные требования к высокочистым концентратам по спектру примесей, особенно это касается кварцевых концентратов для производства поликристаллического кремния («электронного» или «солнечного» качества), где важно содержание таких элементов-примесей как B и P.

В 2001 - 2003 году были проведены дополнительные поисково-оценочные работы в пределах Енского кварцево-жильного поля с целью выделения участков с повышенной концентрацией кварцевых жил с особо чистым кварцевым сырьем, а также оконтуриванием жильных зон и отдельных кварцевых жил с особо чистым кварцевым сырьем. Была проведена кварцеметрическая съемка на участках «Нора» в 7 км к юго-востоку от п. Слюда и «Кайта» - в 50 км к западу от Кандалакши и в 45 км к северо-востоку от п. Алакуртти. В результате работ было установлено, что повышенная кварценосность отмечается в северо-восточном и юго-западном бортах Енской структуры, преимущественно на площади развития глиноземистых гнейсов и контактов с породами амфиболито-гнейсового комплекса. В юго-западном борту Енской структуры кварцевая минерализация связана с мономинеральными кварцевыми жилами, образующими протяженный, прерывистый пояс, вытянутый в северо-западном направлении, вдоль юго-западного контакта Енской структуры [16]. На участке «Кайта-Рябина» оконтурена кварцевая жила, проведены технологические испытания проб, которые показали возможность доведения кварцевой крупки жилы до сорта КГО-1 ТУ-1997 г., прогнозные ресурсы по категории P_1 составили 41580 т, по категории P_2 – 40000 т. Общие прогнозные ресурсы по Енскому району по категорриям P_1+P_2 составили 379 тыс. т.

Кварцевая минерализация в Енском блоке связана с мономинеральными кварцевыми и пегматитовыми (слюдоносными и керамическими) жилами. На территории района известно более 200 кварцевых жил и развалов, распределенных неравномерно и концентрирующихся группами или кустами. Форма жил линзовидная, реже плитообразная, расположение кулисообразное, цепочное. Выделено два типа кварценосных зон: 1 – площадные, связанных с развитием пегматитовых жильных зон и мелких кварцевых жил; 2 – линейные, расположенные вдоль контакта глиноземистых гнейсов и пород амфиболито-гнейсового комплекса, связанные, преимущественно, с мономинеральными кварцевыми жилами. Мощность жил наиболее распространенная 0.5 - 2 м, в отдельных жилах до 15 - 20 м. Длина жил 10 - 30 м, редко до 80 - 100 м [16]. В мусковитовых пегматитах кварц образует отдельные блоки, ядра (кварцевые оси) в жилах мощностью первые метры, длиной до первых десятков метров.

Поскольку подавляющее большинство кварцевых жил в пределах Енского поля (за исключением Перчатки) имеют небольшие размеры (менее 30 м) дальнейшие поисково-оценочные (включая технологические) и разведочные работы целесообразно проводить не только с учетом современных требований к кварцевым продуктам, но также и с учетом обеспеченности запасами. Отработка месторождения и производство высокочистых кварцевых концентратов на основе данного сырья рентабельно, если в год выпускается 5 - 10 тыс. т кварцевых концентратов, т.е. запасы сортового кварца в пределах жильного поля должны составлять не менее 50 тыс. т.

В пределах Енского района расположено одно из крупных месторождений мусковита Риколатва, разрабатывавшееся более 50 лет. С 1975 г на нем также производился подсчет запасов кварцевого сырья по пегматитовым жилам, содержащим листовой мусковит. На 01. 01. 2003 г на госбалансе числилось 15 тыс. т по категории C_1 и 32 тыс. т по категории C_2. Кроме того, в 1995 - 97 гг. на жильных отвалах штолен Риклатвинского месторождения были проведены ревизионно-оценочные работы на мелкоразмерный мусковит [3, 7]. В результате подсчитаны: 1 - запасы мелкоразмерного мусковита в количестве 46317 т по категории C_1 и 27173 т по категории C_2; 2 - запасы кварца категории C_2 – 50 тыс. т; 3 - запасы микроклина (микроклинового пегматита) – 62,4 тыс. т. В 2001 г. в результате технологических исследований кварца Риколатвинскго месторождения была отработана схема обогащения с получением концентрата, соответствующего сортам КГО и КПО-2 по разным пробам по ТУ-1997 г. Добыча кварца из отвалов при комплексной переработке на мелкоразмерный мусковит, микроклин значительно повышает ценность этих техногенных отложений и рентабельность их разработки. Необходимо проведение дополнительных технологических испытаний на укрупненных пробах.

В 90-х годах и в 2001 г. проводились активные поисково-оценочные работы на жильный кварц в пределах Кейвской структуры. В результате поисково-оценочных работ на Кейвской площади было выделено 4 кварцево-жильных поля – Семиостровское, Выхчуртское, Червуртское и Боллоуртинское, три из которых (кроме Выхчуртского) отмечены как перспективные на высококачественный жильный кварц [11]. В результате лабораторных технологических испытаний проб, отобранных на объектах Семиостровского поля, были получены концентраты высшего сорта (ТУ 41-07-00-82) и 1 сорта (ТУ-41-07-034-87). Промышленные испытания кварца Семиостровского поля, показали, что он рекомендуется к использованию в основном в качестве рядового плавочного сырья, а также

в качестве кварца повышенной прозрачности. Для использования его в изделиях специального назначения рекомендовалось проведение исследований по разработке более эффективной схемы обогащения, адаптированной к данному типу кварцевого сырья. Оцененные прогнозные ресурсы кварца по категории P_1 составили 205400 т, по категории P_2 – 560504 т. Было отмечено, что наиболее чистым кварцем является кварц Червуртского и Боллоуртинского полей, где выделен ряд перспективных проявлений. Позднее [10] на данных площадях были посчитаны прогнозные ресурсы кварца по категории P_1 в количестве 55 тыс. т и по категории P_2 в количестве 189 тыс. т. Технологические испытания показали, что кварц соответствует сортам КГО-3 и КГО-4 для плавки прозрачного кварцевого стекла по ТУ-1997 г. В пределах Западных Кейв в районе хребта Вюнцпакх было выделено и обследовано около сотни кварцевых жил, наиболее крупной из которых является жила «Белоснежка». Однако в ходе работ была установлена непригодность жильного кварца как кварца повышенной химической чистоты для производства специальных изделий электронной техники.

По результатам геологоразведочных работ на прозрачный и гранулированный кварц на Кейвской площади [11] было выявлено, что морфологически кварцевые жилы данной площади довольно однородны, преобладают линзовидные и пластовые тела. Мощность жил достигает 10 м, длина до 1.1 км, средняя мощность – 1 – 1.5 м при длине 15 - 30 м. В результате работ были выделены две группы жильного кварца: 1 - кварц метаморфизованный, включающий гранулированный кварц различной зернистости, рекристаллизованный крупнозернистый и крупногрубозернистый и рекристаллизованный кварц с признаками грануляции; 2 - слабо метаморфизованный, к которому относится грубозернистый молочно-белый и слабопрозрачный кварц. Максимум кварценосности приходится на подошву песцовотундровской свиты, имеющей кварцитовый состав. Высокой кварценосностью обладает также нижняя подсвита выхчуртской свиты, представленная пачкой кварцитов мощностью в несколько десятков метров. По химической чистоте также выделяются более низкими содержаниями элементов-примесей (в среднем 47 - 49 ppm) кварцы из нижних горизонтов сланцевой толщи, представленных кианитовыми сланцами червуртской свиты и кварцитами основания выхчуртской. Вместе с тем, полученные в то время результаты по содержаниям элементов-примесей в кварце не удовлетворяют современным требованиям по химической чистоте и спектру примесей. Разнообразие кварцевых типов в пределах площади, отличающихся как по минеральным примесям, содержанию газово-жидких включений и соответственно по химической чистоте и обогатимости, требует различного подхода в подборе схем обогащения, адаптированных под определенные типы кварцевого сырья.

Кроме жильного кварца в пределах Кейвского поля имеют распространение кварцсодержащие породы метаморфогенно-метасоматического генезиса, которые могут представлять интерес как нетрадиционные источники кварцевого сырья. Это мусковитовые кварциты, распространенные в пределах центральных и западных Кейв, содержание кварца в которых составляет 85 – 90 %, а также метасоматические кианитовые сланцы с голубым кианитом, которые образуют вытянутые линзы на контактах кварцитов и гранат-ставролитовых сланцев, содержание кварца достигает 70 %. Интерес к подобного рода породам в мире и в России обусловлен, как правило, довольно широким их распространением и возможностью комплексного использования. В свою очередь в Норвегии разведаны 4 месторождения кианитовых метасоматитов на высокочистый кварц, рассматриваются как комплексные и будут в ближайшие годы введены в эксплуатацию [17].

В целом, на карте полезных ископаемых Мурманской области, составленной в Комитете природных ресурсов по Мурманской области на основе переоценки прогнозных ресурсов на 1998 г., выделено 7 перспективных площадей на кварц для плавки: Енское, Стрельнинское, Западно-Кейвское, Чапомское, Семиостровское, Червуртское, Куолаярвинское.

Перспективы дальнейшего изучения и возможного освоения кварценосных объектов связаны с переоценкой имеющихся кварцевожильных полей перспективных районов с учетом современных мировых требований, вовлечением в оценку новых нетрадиционных типов кварцевого сырья и оценкой кварцевого сырья, в том числе кварцитов, на получение металлического и поликристаллического кремния, как востребованных в настоящее время кварцевых продуктов, наряду с «плавочным» кварцем.

Литература

1. Бурьян Ю.И., Борисов Л.А., Красильников П.А. Кварцевое сырье – важнейший вид минеральных ресурсов для высокотехнологичных отраслей промышленности // Разведка и охрана недр. 2007. № 10. С. 9-12.
2. Вушанов А.П., Добрынина Н.Г., Цибульчик М.А. Отчет о результатах геологоразведочных и эксплуатационных работ на Рижгубском месторождении кварцитов в районе города Мончегорска Мурманской области с подсчетом запасов по состоянию на 1 января 1961 г. Мончегорск. 1961.
3. Гершенкоп А.М. Отчет «Технологические исследования руд крупность- 20 мм из отвалов прошлых лет рудника «Риколатва». ТФГ. 1996.
4. Глазунов В.М. и др. Предварительная оценка проявлений жильного кварца Малых Кейв на сырье для плавки 1987 г.
5. Громов Д.И. Пояснительная геологическая записка к подсчету запасов месторождения кварцитов Риж-губы в районе Монче-полуострова. 1937.
6. Егоров А.Н. Гидрогеологические условия месторождения кварцитов Вуручайвенч. 1940 г. Фонды комбината Североникель.
7. Жабин С.В., Гершенкоп А.М. и др. Отчет о ревизионно-поисковых и разведочных работах на мелкоразмерный мусковит из отвалов рудника Риколатва, проведенных в 1996 - 97 гг. ТФГ. 2000 г.

8. Заколлаев А.И. Отчет Терской партии № 35 о геолого-поисковых работах на пьезокварц на Оленьем острове Онежского озера и на Терском берегу Белого моря. Петрозаводск, 1951 г.

9. Иконников Е.Б. и др. Отчет о результатах поисковых и поискво-оценочных работ на жильный кварц в юго-западной части Кольского полуострова и в Северной Карелии за 1984 - 85 гг. ТФГ. 1986 г.

10. Костелов Н.П., Калинкин М.М. Проведение геолого-разведочных работ на особо чистое кварцевое сырье в восточной части Кейвского кварценосного узла (отчет за 1998 - 2001 гг.). ТФГ. 2001.

11. Костелов Н.П., Шатнов Ю.А., Казаков Н.В. Отчет о результатах геологоразведочных работ на прозрачный и гранулированный жильный кварц на Кейвской площади в 1993 - 1996 гг. Москва. 1996.

12. Липовский Ю.О. Отчет Кольской партии СПО «Севекварцсамоцветы» «Перспективная оценка кварцево-жильных полей и участков Мурманской области на сырье для плавки кварцевого стекла» зах работ, проведенных в 1988 - 90 гг.». ФГУ. 1991 г.

13. Морохов В.А. Многофакторная оценка технологичности кварцевого сырья по сферам его использованияпромышленностью // Значение исследований технологической минералогии в решении задач комплексного освоения минерального сырья: матер. 2 Росс. Семинара. Петрозаводск. 2007. С. 94 - 104.

14. Смирнова В.А. Отчет Кольской партии по объекту Перчатка-западный фланг о результатах разведки, проведенной в 1989 - 92 гг. «Промышленная оценка западного фланга месторождения Перчатка на прозрачный жильный». С-Петербург. 1993.

15. Турылеев Н.Б. Прогнозная оценка кварцево-жильной минерализации Кольско-Карельского региона как комплексных источников кварцевого сырья. Фонды ГП «Севекварцсамоцветы». Санкт-Петербург. 1977 г.

16. Юрков Н.Я. Информационный отчет о результатах поисковых работ масштаба 1:25000 – 1:5000 на кварцевое сырье в пределах Енского кварцево-жильного поля в 2001 - 2003 гг. Мончегорск. 2003.

17. Muller A., Ihlen P.M., Wanvik J.E. High-purity quartz mineralization in kyanite quartzites, Norway // Mineral Deposita. 2007. № 42. P. 523 - 535.

ТИПЫ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Н.И. Еремин, А.Л. Дергачев, Н.Е. Сергеева

Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва, eremin@geol.msu.ru

Существующая типизация колчеданных месторождений вулканической ассоциации разработана, в основном, применительно к месторождениям фанерозойского возраста [1]. Более древние (раннепротерозойские и позднеархейские) колчеданные месторождения отличаются от них по целому ряду важных признаков и нередко выделяются в качестве самостоятельного архейского (примитивного) типа [6]. Однако внимательный анализ базы данных по колчеданным месторождениям мира [2] показывает, что и в раннем докембрии, несомненно, возникали месторождения-аналоги типов кипрского, уральского и куроко. Их раннепротерозойские примеры встречаются и в колчеданоносных рудных районах Балтийского щита, в Швеции и Финляндии.

К возможным докембрийским аналогам месторождений кипрского типа, могут быть отнесены раннепротерозойские месторождения рудного района Оутокумпу (Финляндия) в пределах Свекофеннского пояса на Балтийском щите: Оутокумпу, Вуонос и Луйконлахти. Значительная часть свекофенид образовывалась на коре океанического типа, а элементами офиолитовой ассоциации здесь являются выходы ультрабазитов, габброидов, базальтовых пиллоу-лав и кремнистых пород.

Рудовмещающая ассоциация Оутокумпу с возрастом около 1970 млн. лет включает подрудные серпентиниты по дунитам, которые не являются жильными, имеют согласные контакты с вышележащими породами и не несут никаких признаков дифференциации или псевдостратификации. Рудные тела, как и на многих более молодых месторождениях кипрского типа, залегают в пределах небольших депрессионных структур (депрессий Оутокумпу и Вуонос), среди черных сланцев, скарнов, карбонатных пород метасоматического происхождения и кварцитов с убогой вкрапленностью пирита, пирротина и пентландита, рассматриваемых как эксгаляционно-осадочные образования. Месторождения района Оутокумпу близки месторождениям кипрского типа и по некоторым своим геохимическим характеристикам. Их руды по существу не содержат свинца (около 0.005 % на месторождении Оутокумпу), бедны серебром и золотом (соответственно около 9 г/т и 0.8 г/т на месторождении Оутокумпу) и характеризуются отношениями Au/Ag, соответствующими диапазону изменения этого показателя для месторождений кипрского типа (0.089). На всех трех месторождениях района Оутокумпу руды содержат довольно высокие концентрации селена, а также никеля (0.12 – 0.2 %) и кобальта (0.10 – 0.24 %), которые входят в состав пирита, пирротина, сфалерита и халькопирита , а также образуют собственные минералы: Со-пентландит, зигенит, кобальтин-герсдорфит, виоларит. В суммарных запасах руды на указанных месторождениях этого района соотношение Cu:Zn составляет 3.2 : 1 (практически совпадает с установленным для месторождений кипрского типа).

Однако, некоторые особенности протерозойских месторождений района Оутокумпу отличают их от типичных представителей кипрского типа, облик которого окончательно сформировался лишь в начале палеозоя. Эти месторождения непосредственно ассоциируют с массивными дунитами, что не типично для месторождений кипрского типа, обычно залегающих в средней–верхней части разреза офиолитовых комплексов. Величины отношения Co/Ni для месторождений рудного района колеблются от 1.2 (Вуонос) до 2.0 (Оутокумпу), что существенно ниже, чем на фанерозойских месторождениях кипрского типа. Имеется ряд отличий, вероятно, связанных со специфическим для раннего протерозоя низким уровнем оксигенизации атмосферы и гидросферы (в частности, отсутствие в составе руд гематита, а в рудовмещающем разрезе – яшм, кремнистых эксгаляционно-осадочных пород, содержащих оксиды железа и марганца). Некоторые другие отличия, в том числе в структурно-текстурных особенностях, вероятно, можно объяснить намного более высоким уровнем метаморфизма руд раннепротерозойских месторождений Восточной Финляндии по сравнению с фанерозойскими, известными на Кипре, Ньюфаундленде или в Норвегии. В то же время в силу упомянутых причин представляется более правильным рассматривать месторождения района Оутокумпу лишь в качестве древнейших аналогов месторождений кипрского типа.

Раннепротерозойскими аналогами месторождений типа куроко, вероятно, являются колчеданно-полиметаллические объекты, Свекофеннского пояса Балтийкого щита, расположенные в пределах рудных районов Бергслаген (месторождения Зинкгруван, Фалун, Гарпенберг и другие) и Шеллефте (Кристенеберг, Лонгселе, Раккеяур и другие) в Швеции, а также их возможных продолжений на противоположном (восточном) берегу Ботнического залива, в Финляндии (соответственно колчеданные пояса Эйяля – Ориярви и Виханти – Пюхясалми с одноименными месторождениями). По обстановкам рудообразования и составам руд колчеданные месторождения этих рудных районов уникальны для раннего протерозоя. Среди колчеданных месторождений этого возраста лишь они одни могут рассматриваться в качестве древних аналогов типа куроко. В таблице 1 для сравнения приведены некоторые характеристики одновозрастных колчеданных месторождений рудных районов Канадского щита (рассматриваются как аналоги фанерозойских месторождений уральского типа).

Таблица 1.

Характеристики составов руд фанерозойских колчеданных месторождений уральского и куроко типов и их древних аналогов

Типы месторождений	Средние содержания металлов					Соотношения металлов			
	Cu, %	Zn, %	Pb, %	Au, г/т	Ag, г/т	Cu/Zn	Pb/Zn	Au/Ag	Ag/Pb
уральский	1.5	1.6	0.06	0.7	17.8	1 : 1	1 : 28	0.034	68
докембрийские аналоги:									
PR_1	1.7	3.4	0.1	2.05	31.3	1 : 2	1 : 33	0.065	87.4
AR	1.1	3.3	0.07	0.9	33.9	1 : 3	1 : 44	0.025	224
куроко	1.5	3.7	1.3	1.3	62.8	1 : 2.5	1 : 2.9	0.020	36.5
докембрийские аналоги:									
PR_1	0.7	4.5	0.9	1.2	41	1 : 6.0	1 : 5.1	0.038	48
AR	0.6	6.6	0.96	0.48	152	1 : 10.3	1 : 6.9	0.003	158

Рудные районы Шеллефте и Бергслаген Балтийского щита формировались в энсиалических обстановках, в режиме растяжения на активных континентальных окраинах и сложены известково-щелочными вулканогенными породами бимодальной базальт-риолитовой формации, с которыми местами ассоциируют турбидиты и конгломераты. Отложения этого типа формировались, очевидно, в обстановке островных дуг Шеллефте и Бергслаген, между которыми располагался сланцево-граувакковый Ботнический прогиб, представлявший собой окраинное или внутреннее море [3].

В районе Бергслаген в составе формации доля риолитовых и риодацитовых разностей вулканитов составляет около 90 %. Колчеданно-полиметаллические месторождения с возрастом 1885 – 1875 млн. лет приурочены к обширной кальдере. На основе петрохимических данных установлено ее формирование в условиях растяжения земной коры в пределах островной дуги над зоной субдукции [7, 8], в задуговом прогибе [4] или в континентальном рифте [9]. На близкое присутствие древнего континентального фундамента указывает, в частности, абсолютный возраст обломочных зерен циркона, встречающихся в кварцитах в основании разреза рудоносной формации (2.7 – 1.95 млрд. лет).

Район Шеллефте в раннепротерозойское время находился между континентом с древним фундаментом, располагавшимся к северу, и длительно развивавшимся морским бассейном на юге [10]. Породы древнего фундамента в этом районе не обнажены, однако в пользу его присутствия свидетельствуют широкое проявление риолитового вулканизма, абсолютный возраст обломочных зерен циркона, а также высокая доля радиогенного свинца в галените руд. Свыше 80 месторождений и проявлений колчеданных руд, установленные в его пределах, имеют возраст около 1890 – 1880 млн. лет и залегают в разрезе бимодальной базальт-риолитовой формации, в составе которой доля кислых разностей вулканогенных пород достигает 70 %. Геохимические особенности вулканитов позволяют интерпретировать тектоническую позицию района как островную дугу [11] или

внутри- или междуговой рифт в пределах окраинно-континентальной вулканической дуги [5], сформировавшейся около 1900 млн. лет назад над погружавшейся на север зоной субдукции.

База данных по колчеданным месторождениям включает сведения по 39 месторождениям раннепротерозойских рудных районов Бергслаген и Шеллефте. По важнейшим геохимическим признакам руд они напоминают фанерозойские месторождения типа куроко (табл. 1): они тоже характеризуются выраженным полиметаллическим составом, преобладанием цинка над медью и свинцом, высокими содержаниями серебра (до 350 г/т), золота (в исключительных случаях до 15 г/т), сурьмы (0.06 – 0.23 %), ртути (до 0.034 %) и некоторых других металлов, сходным спектром отношений Au/Ag. В тоже время по сравнению с фанерозойскими месторождениями типа куроко они характеризуются более низкими средними содержаниями меди, свинца, а на соответствующих им гистограммах крупнейшие пики смещены в сторону более низких значений 100Cu/(Cu+Zn) и 100Pb/(Pb+Zn). Хотя содержания серебра в рудах раннепротерозойских аналогов типа куроко повышены по сравнению с одновозрастными месторождениями других типов, в среднем они ниже, чем на фанерозойских месторождениях типа куроко (41 против 62.8 г/т), поэтому месторождениям рудных районов Бергслаген и Шеллефте свойственны более высокие отношения Au/Ag.

В целом для месторождений этой группы величина золото-серебряного отношения составляет 0.038, а средние отношения Cu/Zn и Pb/Zn в суммарных запасах металлов принимают значения 1 : 6.0 и 1 : 5.1 соответственно. Все эти показатели на раннепротерозойских месторождениях-аналогах типа куроко оказываются существенно ниже, чем на фанерозойских месторождениях, и в этом отношении они занимают промежуточное положение между ними и архейскими месторождениями. На диаграмме 100Cu/(Cu+Zn) – Ag/Pb точки, отвечающие рассматриваемым раннепротерозойским месторождениям, попадают в поле фанерозойских месторождений типа куроко, однако позиция месторождений рудного района Шеллефте смещена в сторону высоких величин Ag/Pb при низких величинах медно-цинкового отношения (<20). По геохимическим особенностям руд раннепротерозойские колчеданные месторождения Балтийского щита являются промежуточным звеном в цепи эволюционных преобразований составов руд колчеданных месторождений типа куроко между фанерозойскими и позднеархейскими месторождениями (месторождения зеленокаменных поясов Вабигун провинции Сьюпериор и Хакетт-Ривер провинции Слейв Канадского щита) (рис. 1).

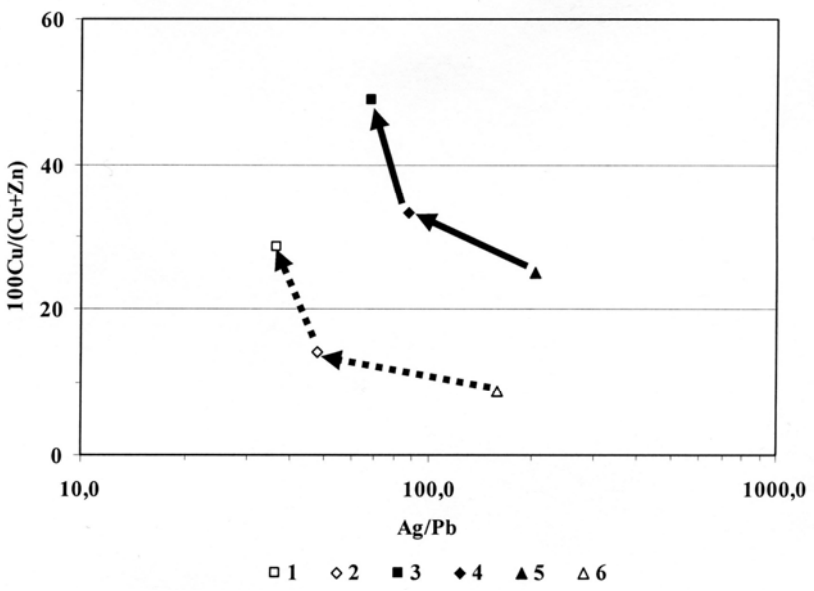


Рис. 1. Эволюция составов руд колчеданных месторождений в архее – фанерозое: фанерозойские месторождения куроко (1), их раннепротерозойские (2); месторождения рудных районов Балтийского щита) и позднеархейские аналоги (6), фанерозойские месторождения уральского типа (3), их раннепротерозойские (4) и позднеархейские аналоги (5).

Эта эволюция выражена в постепенном обогащении руд медью и свинцом, повышении медно-цинкового и снижении серебро-свинцового отношения. Подобную направленность демонстрирует и эволюция составов руд месторождений уральского типа и его разновозрастных аналогов. Взаимосвязанными причинами подобных изменений являются дифференциация вещества Земли, постепенное остывание ее, эволюция состава континентальной земной коры, участие которой в процессах магмообразования непрерывно расширялось от одной эпохи колчеданообразования к другой.

Литература

1. Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Позднякова Н.В., Сергеева Н.Е. Компьютерная база данных по колчеданным месторождениям мира. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейской территории Росии и Урала. Материалы региональной конференции. Кн. 1. Екатеринбург. 2000. С. 273.

2. Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е., Позднякова Н.В. Типы колчеданных месторождений вулканической ассоциации // Геология руд. месторож. 2000. № 2. С. 177-190.
3. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника, докембрий. М.: Недра. 1988. 382 с.
4. Allen R., Lundstrom I., Ripa M., Simeonov A., Christtofferson H. Facies analysis of a 1.9 Ga continental margin, back-arc, felsic caldera province with diverse Zn-Pb-Ag-(Cu-Au) sulfide and Fe oxide deposits, Bergslagen region, Sweden // Econ. Geol. V. 91. 1996. P. 979 – 1008.
5. Allen R.L., Weihed P., Svenson S.-A. Setting of Zn-Cu-Au-Ag massive sulfide deposits in the evolution and facies architecture of a 1.9 Ga marine volcanic arc, Skellefte district, Sweden // Econ. Geol. V. 91. 1997. P. 1022 – 1053.
6. Hutchinson R.W. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance // Econ. Geol. 1973. V. 68. 1989. № 8. P. 1223-1246.
7. Loberg B.E.H. A Proterozoic subduction zone in southern Sweden // Earth and Planetary Science Letters. 1980. V. 46. P. 287 – 294.
8. Lofgren C. Do leptites represent Precambrian island arc rocks? // Lithos. V. 12. 1979. P. 159 – 165.
9. Oen I.S. Rift-related igneous activity and metallogenesis in SW Bergslagen, Sweden // Precambrian Research. V. 35. 1987. P. 367 – 382.
10. Vivallo W. Early Proterozoic bimodal volcanism, hydrothermal activity, and massive sulfide deposition in the Boliden – Langdal area, Skellefte district, Sweden // Econ. Geol., V. 82. 1987. V. 82. P. 440 – 456.
11. Weihed P., Bergman J., Bergstrom U. Metallogeny and tectonic evolution of the Early Proterozoic Skellefte district, northern Sweden // Precambrian Research. V. 58. 1992. P. 143 – 167.

КОМБИНИРОВАННЫЕ ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ КОНТРОЛЯ ОТСТРОЙКИ И ПОДДЕРЖАНИЯ В УСТОЙЧИВОМ СОСТОЯНИИ БОРТОВ В ГЛУБОКИХ И СУПЕРГЛУБОКИХ КАРЬЕРАХ

Г.М. Еремин

Горный институт КНЦ РАН, Апатиты

В мировой практике известно несколько примеров строительства и поддержания в устойчивом состоянии высоких бортов карьеров. Одним из них является карьер Палабора (ЮАР). Другим примером может служить карьер алмазных трубок, глубина которого составила около 600 м.

По проектным проработкам, выполненным институтом Гипроруда, глубина некоторых отечественных карьеров также может достичь глубины 600-800 м и даже 900-1000 м. К таким карьерам относится карьер комплексных железных руд в Ковдоре и карьер железных руд в КМА. Предполагается осуществлять разработку открытым способом одного из золоторудных месторождений в Узбекистане также до глубины 1000 м.

Строительство таких карьеров в принципе не представляет серьезных опасений, поскольку по существующим геомеханическим методам с углублением горных работ и глубины карьера углы наклона его бортов относительно выполаживаются на 1 градус на каждые 100 м горизонта углубки.

Другим направлением в механике сплошных сред и горных пород является выявление и учёт большой несущей способности массивов пород глубоких горизонтов (слоёв) повышение их плотности, акустической жесткости, показателей упругости, снижения водообильности и водонасыщения пород и, следовательно, возможности достижения отстройки бортов под более крутыми углами, чем в некоторых проектах. Например, первоначальные углы погашения бортов Ковдорского карьера составляли 39 - 40°. Такие же параметры были запроектированы для глубокого Коашвинского карьера (Хибины).

По новому проекту углы наклона бортов суперглубокого Ковдорского карьера с отметкой дна - 605 м ($H_к \sim 900$ м) составляют - 50. Такие же примерно параметры имел глубокий карьер Палабора (ЮАР) при его доработке, но глубиной 600 м.

Отработка бортов с такими углами требует строгого соблюдения и учета геолого-структурных особенностей и генезиса месторождения, наличия тектонических разломов, их раскрытости, способов работы в приконтурных зонах карьера и технологий заоткоски уступов и бортов карьера.

На Ковдорском месторождении комплексных железных руд выявлены несколько разломов, пересекающих крутопадающее рудное тело, как вдоль простирания, так и вкрест простирания рудного тела. Разломы считаются «залеченными» кальцитовым материалом, и хотя пересекают борта под углами, близкими к вертикальным, но их разновременность и наличие различных типов пород требует дифференцированного подхода к оценке устойчивости участков бортов. В карьере уже отменены несколько случаев оползневых подвижек и участков уступов местного характера, хотя глубина карьера составляла всего 300 - 350 м.

Применение контроля с помощью наблюдательных станций и космослежения при отстройке суперглубокого карьера может быть недостаточно, поскольку фиксация процесса будет свидетельствовать о начале деформаций борта, и предпринять при этом конкретные меры предотвращения деформации практически сложно. Поэтому на этапе строительства столь важного объекта чрезвычайно важно ведение контроля и наблюдений геологическими, геофизическими и горнотехническими методами.

Первый предполагает не только детальное изучение геолого-структурных особенностей строения массивов пород на участках бортов, но и выявление иерархии влияющих факторов тектонического характера и их главных признаков. Кроме того, целесообразно совершенствовать методику установления систем трещиноватости массивов пород, поскольку существующая методика оценки трещиноватости пород по керну скважин (в ящиках) не точна (керн разрушается в процессе бурения и укладки в геологические ящики), кроме того, не фиксируются кососекущие протяженные трещины и их ориентация относительно борта. Геофизические методы контроля позволили бы более строго следить за изменением характеристик и свойств пород с помощью токогаммакаротажа, водопритока и др. (рис. 1 а, б).

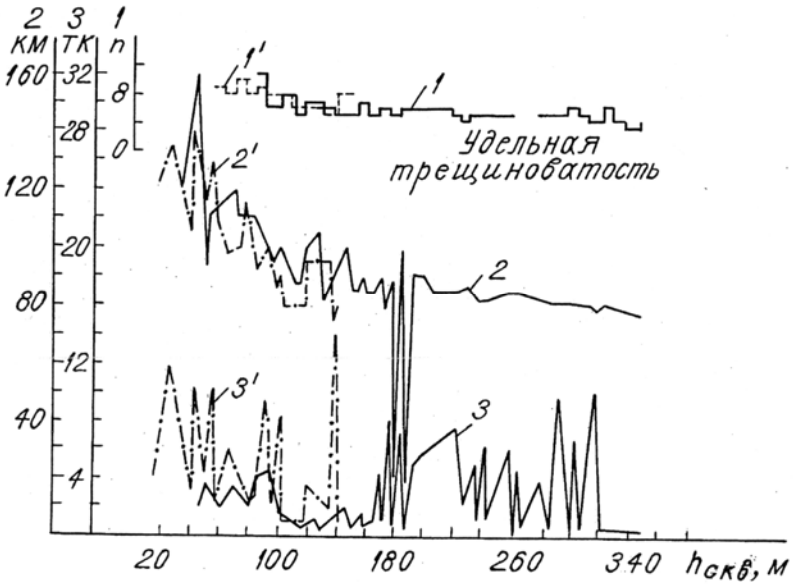


Рис. 1 а. Изменение удельной трещиноватости пород (1), геофизических показателей (2 – КМ, 3 – ТК) по глубине скважины (по данным Ковдорской геологоразведочной партии (ГРП).

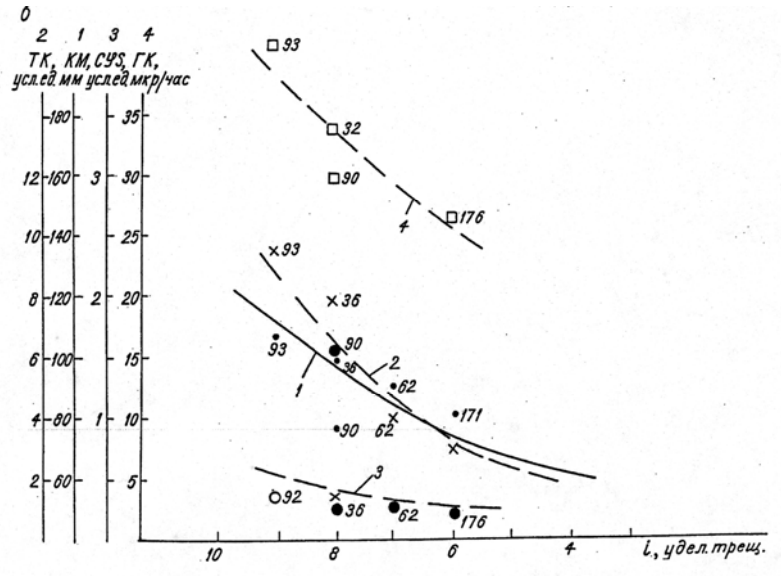


Рис. 1 б. Изменение геофизических показателей от удельной трещиноватости по скважинам 14 ^{ПГ} (а), 44 ^{ПГ} (б) 1, 2, 3, 4 – соответственно по показаниям для КМ, ТК, CGS, ГК.

Применение горнотехнических методов (с помощью датчиков в скважинах звукометрических, акустических электропроводимости пород, датчиков давления и др.) может позволить осуществлять контроль за свойствами массивов во всех опасных по устойчивости участках борта.

Применение таких методов в дополнительно к существующим может обеспечить не только его безопасную отстройку, но и поддержание в устойчивом состоянии выбором рациональной технологии ведения горных работ в приконтурной зоне карьера.

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА И ПЕРСПЕКТИВЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ

Д.Р. Зозуля, В.Ю. Калачев

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, zozulya@geoksc.apatity.ru, kalatchev@geoksc.apatity.ru

Предлагается перспективный подход к изучению строения и состава литосферы на основании химического состава, температуры и глубины кристаллизации мантийных минералов. При этом результаты исследования могут быть использованы для выяснения перспектив коренной алмазоносности региона и его отдельных районов.

В данной работе использован минерал пироп, относящийся к разным мантийным фациям глубинности. В глубинных мантийных породах (дайки и трубки взрыва кимберлитов, щелочных и щелочно-ультраосновных пород) этот минерал является результатом дезинтеграции мантии и принадлежит двум глубинным ассоциациям: ультраосновная (лерцолитовая, гарцбургитовая, верлитовая) и эклогитовая (железо-магнезиальная, глиноземистая). При этом пироп встречается в виде мономинеральных выделений и желваков (ксенокристов), либо в составе разнообразных мантийных ксенолитов, либо в виде включений в алмазах (в кимберлитах). Для минералов различных ассоциаций установлены характерные особенности химического состава, что является следствием разных P-T параметров их кристаллизации.

Для решения поставленных задач использовалась коллекция минералов, собранная при шлиховом опробовании позднеплейстоценовых и голоценовых отложений (главным образом аллювиальные и гляциальные осадки) южной (междуречье рр. Оленица и Кашкаранский) и юго-восточной (междуречье рр. Пялица и Бабья) частей Кольского региона. Эти районы находятся в пределах воздействия Скандинавского ледника, который перемещал обломочный материал в восточном и юго-восточном направлении. Во всех исследуемых районах наиболее распространенными рыхлыми породами являются моренные отложения, которые и выступают промежуточными коллекторами для опробовавшихся фациальных разновидностей пород. Считается [4], что основная масса обломочного материала (75 – 92 %), входящего в состав морены, является близприносной (0 - 5 км), и на расстоянии 15 - 20 км от коренного источника содержание материнских пород редко превышает 15 %. Речная сеть в районах располагается в меридиональном направлении и не влияет на широтное распространение материала. Таким образом, доля дальнеприносного материала является незначительной и ареалы опробования в основном содержат местный материал. Более того, нашими исследованиями установлено, что распространение индикаторных минералов кимберлитов от трубки Ермаковская за счет гляциального переноса не превышает 7 - 8 км для пиропа, оливина и хромшпинелида и 15 - 18 км для хромдиопсида.

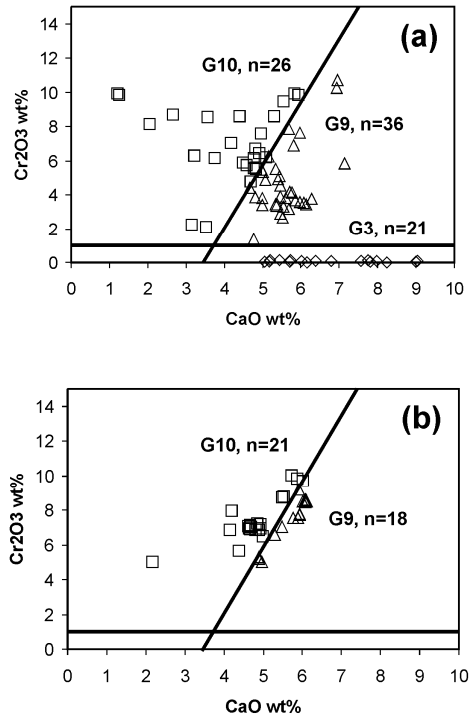


Рис. 1. Распределение CaO и Cr_2O_3 в пиропах из рыхлых отложений юго-востока Кольского региона (a) и кимберлитовой трубки Ермаковская -7 (b). Границы генетических групп по [2, 3].

Для сравнения были проанализированы и определены температуры и глубины кристаллизации пиропов из слабоалмазоносной кимберлитовой трубки Ермаковская-7, расположенной в южной части Кольского региона.

Химико-генетическая дискриминация пиропов проведена на основании распределения Cr_2O_3, CaO, MgO и TiO_2.

Гранаты из юго-восточной части Кольского региона показывают следующие вариации составов: Cr_2O_3 (0.1 – 11%), CaO (1.2 – 9.0%), MgO (10 – 22%) и TiO_2 (0 – 0.4%). С использованием систематики [2, 3] установлено, что преобладающая часть пиропов принадлежит к потенциально алмазоносной лерцолитовой ассоциации (G9) – 45% выборки (рис. 1). Уникальным для Кольского региона является высокое количество пиропов потенциально алмазоносной малокальциевой гарцбургитовой ассоциации (G10) – около 30% (для большинства кимберлитовых проявлений мира эта группа редко превышает 10%, а максимальное количество – 20%), что, по-видимому, отражает особенности глубинного строения литосферной мантии региона. Так же, для пиропов Кольского региона отмечается практически полное отсутствие гранатов потенциально алмазоносной высококальциевой верлитовой ассоциации, что является сходным с Архангельской кимберлитовой провинцией [1]. Среди пиропов группы G10 можно выделить подгруппу гранатов алмазной ассоциации (включений в алмазах) с параметрами химического состава Cr_2O_3>5%, CaO – 0 - 7.4% [2]. Количество таких пиропов составляет около 9% от общей вы-

борки. Следует отметить, что для отнесения коренных кимберлитов к промышленно алмазоносным часто используется следующий минералогический критерий – количество пиропов алмазной ассоциации должно составлять не менее 5% случайной выборки. Пиропы генетических групп G9 и G10 однозначно имеют кимберлитовое происхождение. 25% гранатов относятся к группе G3 (пироп-альмандины), которые характеризуются пониженными концентрациями MgO (10 - 16%), Cr_2O_3 (<1%), и повышенными FeO (10 - 18%), и имеют эклогитовую природу. Гранаты такого состава встречены в глубинных ксенолитах трубок взрыва и даек щелочного и щелочно-ультраосновного состава, широко распространенных в пределах Кольского региона. Некоторая часть таких гранатов с наиболее высокими MgO и FeO (около 10% от общей выборки) может быть отнесена к ассоциации магнезиально-железистых эклогитов, алмазоносные ксенолиты которых встречены в кимберлитах Архангельской провинции [1]. Оставшаяся часть эклогитовых гранатов относится к неалмазоносным фациям глубинности и исключена из последующего анализа.

Таким образом, количественное распределение пиропов из рыхлых отложений Кольского региона между перидотитовой (80 %), магнезиально-железистой эклогитовой (10 %) потенциально алмазоносными ассоциациями и ассоциацией включений в алмазах (10 %) оказалось сходным с таковым для кимберлитов Золотицкого поля Архангельской провинции (75 %, 11 % и 11 %, соответственно [1]). Это является важным показателем возможности обнаружения высокоалмазоносных кимберлитов – аналогов Архангельской провинции – в пределах Кольского региона.

Для пиропов наиболее глубинных ультраосновных ассоциаций (группы G 9 и G 10) были рассчитаны значения температур кристаллизации. Использовался Ni геотермометр, основанный на распределении Ni между гранатом и оливином [8]. Разброс рассчитанных значений составил от 650°C до 1250°C (рис. 2). Для оценки глубины происхождения пиропов использовалась модельная геотерма [5]. При этом для большей части проанализированной выборки кристаллизация происходит на глубинах неалмазоносных фаций (нижняя граница – 140 км). Около 16% от всей выборки принадлежат алмазным фациям глубинности (140 - 190 км).

На основе полученных данных выявлена неоднородность в строении мантии Кольского субкратона (рис. 2). От 75 до 110 км (верхний слой A) пиропы представлены преимущественно лерцолитовыми ассоциациями. Нижний слой B (от 110 до 190 км) имеет равно-пропорциональный лерцолит-гарцбургитовый состав. Следует отметить, что стратифицированное строение мантии установлено и для центральной и периферической частей примыкающего Карельского субкратона с полями алмазоносных кимберлитов и лампроитов Каави-Куопио, Кухмо и Куусамо [6]. Наличие значительного количества «гарцбургитовых» пиропов по аналогии с Карельским субкратоном [6, 7] указывает на архейский возраст литосферной мантии Кольского субкратона.

Пиропы из кимберлитовой трубки Ермаковская-7 имеют отличное от пиропов юго-восточной части распределение химико-генетических групп (рис. 1): пиропы групп G9 и G10 характеризуются равно-пропорциональным составом, пиропы групп G3 и включений в алмазах отсутствуют. Это, скорее всего, отражает иной состав литосферной мантии в южной части Кольского региона. Рассчитанные температуры кристаллизации для пиропов трубки Ермаковская-7 варьируют в пределах 650-1000°C, что соответствует глубинам 75-140 км (рис. 3). Таким образом, зарождение трубки происходило на глубинах неалмазоносных фаций (нижняя граница – 140 км), что подтверждается слабой алмазоносностью этих кимберлитов. Полученные данные также свидетельствуют о следующем строении литосферной мантии этого района - однородный нестратифицированный лерцолит-гарцбургитовый состав, что является отличным от строения мантии юго-восточного района. Возможным объяснением этому является пространственная близость района к Кандакшскому грабену Беломорской рифтовой системы. Палеозойская реактивизация рифта могла привести к изменению и реструктуризации архейской стратифицированной литосферной мантии. К тому же, мантийный метасоматоз подтверждается различием в содержании TiO_2 для двух пространственных групп пиропов: повышенные значения (среднее 0.21%) для кимберлитовой трубки Ермаковская-7 (южная часть Кольского региона) и пониженные (среднее 0.11%) для пиропов из рыхлых отложений юго-восточной части Кольского региона.

Таким образом, проведенные исследования показали повышенный потенциал алмазоносного магматизматьюго-восточной наиболее кратонизированной части Кольского региона по сравнению с его южной частью. В то время как в последней обнаружены слабоалмазоносные кимберлиты, пиропы из юго-восточной части по своим химико-генетическим пара-

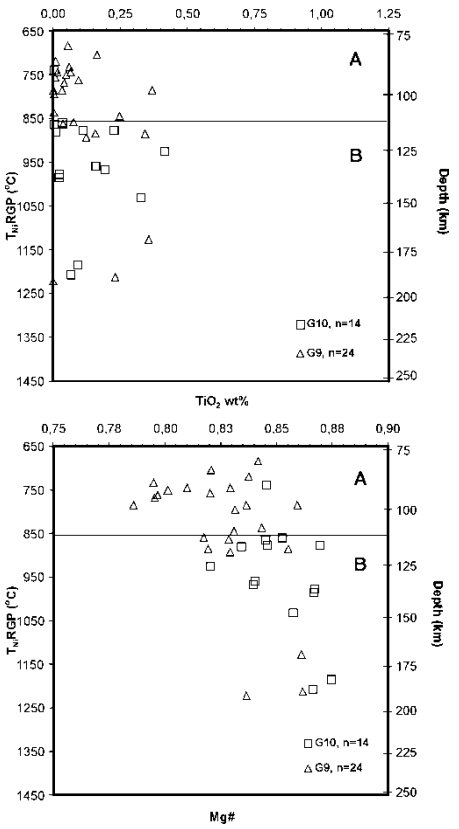


Рис. 2. Рассчитанные температуры и глубины кристаллизации пиропов из рыхлых отложений юго-востока Кольского региона в зависимости от содержания TiO_2 и Mg#.

метрам соответствуют высокоалмазоносным кимберлитам и сходны с таковыми из Архангельской провинции и Финляндии. Во всех трех случаях установлены стратифицированное строении литосферной мантии и архейский возраст ее консолидации.

Исследования проводились при поддержке Приоритетной программы №4 ОНЗ РАН и Российского фонда фундаментальных исследований (грант 06-05-64130).

Литература

1. Архангельская алмазоносная провинция / Под ред. О.А. Богатикова. М.: изд-во МГУ. 2000. 524 с.

2. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука. 1974. 263 с.

3. Gurney J.J. A correlation between garnets and diamonds // Univ. of WA. 1984. Publ. 8. P. 143-166.

4. Hirvas N. Glacial transport in Finnish Lapland // Prospecting in areas of glaciated terrain. London. 1977. P. 128-137.

5. Kukkonen I.T., Peltonen P. Xenolith controlled geotherm for the central Fennoscandian Shield: Implications for lithosphere-asthenosphere relations // Tectonophysics. 1999. V. 304. № 4. P. 301-315.

6. O´Brien H., Peltonen P., Lehtonen M., Zozulya D. Mantle stratigraphy of the Karelian craton: a 620 km long 3-D cross section revealed by mantle-derived xenocryst chemistry // Structure, Composition and Evolution of the Lithosphere in Finland (Ed. by I.T. Kukkonen et al.). Institute of Seismology, University of Helsinki. 2006. Report S-46. P. 137-140.

7. Peltonen P., Brügmann G. Origin of layered continental mantle (Karelian craton, Finland): Geochemical and Re-Os isotope constraints // Lithos. 2006. V. 89. P. 405-423.

8. Ryan C.G., Griffin W.L., Pearson N.J. Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks // Journal of Geophysical Research. 1996. V. 101. P. 5611-5625.

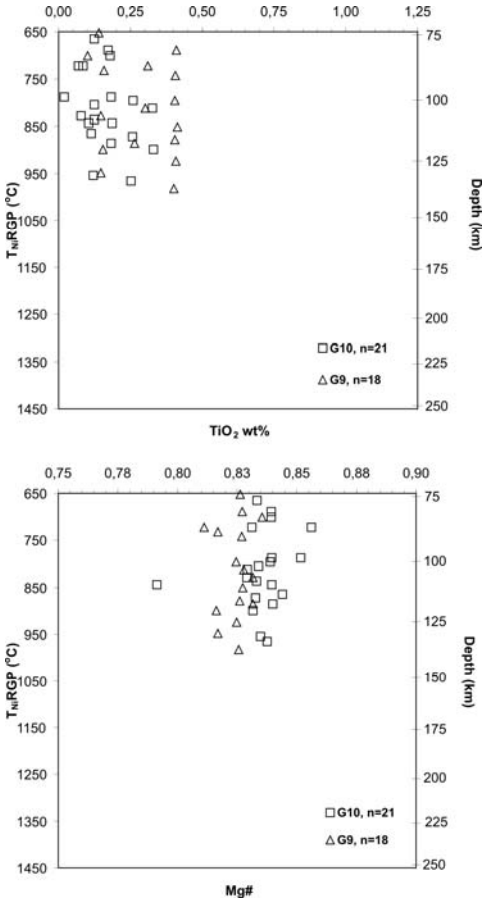


Рис. 3. Рассчитанные температуры и глубины кристаллизации пиропов из кимберлитовой трубки Ермаковская-7 в зависимости от содержания TiO_2 и Mg#.

О ВЕРОЯТНОМ ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ КРУПНЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН (НА ПРИМЕРЕ ЛУЧЛОМПОЛЬСКОГО РАЗЛОМА)

В.Л. Ильченко

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, vadim@geoksc.apatity.ru

Аннотация

Сопоставлены упругие характеристики образцов пород из зоны Лучломпольского разлома (Печенгский район Мурманской области), отобранных с поверхности и керна Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) из аналогичного интервала. В результате этого исследования установлена пространственная инверсия, выраженная в дислокации зон тектонической расслоенности пород: в скважине - ниже Главной разломной зоны и их аналогов на поверхности - выше. Построена кинематическая схема разлома и сделано предположение о существовании в разломной зоне (между СГ-3 и выходом разломной зоны на поверхность) области инверсии, её вероятных коллекторских свойствах и рудоносности.

Введение

При геодинамических реконструкциях геологических объектов одним из параметров, отражаюших напряженно-деформированное состояние изучаемого объекта, является анизотропия упругих свойств пород. Анизотропия может возникать в изначально изотропных породах в результате воздействия полей литостатических и тектонических напряжений. Наиболее простым, удобным и информативным для определения положения в пространстве элементов упругой симметрии горных пород и определения типа упругой симметрии и степени анизотропии их упругих свойств является акустополяризационный метод [1].

Самым интересным геологическим объектом на Кольском полуострове, несомненно, является СГ-3, а во вскрытом ею разрезе самой известной является Главная тектоническая зона в нижней части заполярнинской свиты и Лучломпольский разлом, проходящий по границе никельской и луостаринской серий [8]. До недавнего

времени считалось, что здесь «происходило смещение вниз верхнего блока относительно нижнего с поворотом примерно на 30^0 против часовой стрелки»[9]. Строение Главной тектонической зоны в скважине и на поверхности одинаковое, интенсивность рассланцевания осадочных и эффузивных пород в керне значительно выше, чем у их аналогов на поверхности и «…причина такого несоответствия неясна» [8]. Эта тектоническая зона начинается с глубины около 4340 м, где отмечено резкое увеличение значений анизотропии упругих свойств керна и вывалов из стенок скважины [1, 9].

Образцы керна из зоны Лучломпольского разлома (интервал 3.9 - 5.4 км) подробно изучены ранее [5], в результате чего была установлена расслоенность интервала, который представляет собой пачку тектонических пластин. Значения показателей упругой анизотропии здесь изменяются по разрезу волнообразно, возрастая в краевых частях тектонических пластин и уменьшаясь во внутренних.

Для установления целостной геодинамической ситуации в зоне Лучломпольского разлома, выяснения причин несоответствия степени рассланцевания керна скважины и его аналогов на поверхности было проведено это исследование.

Методика

Для исследования были отобраны ориентированные образцы из коренных обнажений горных пород, по профилю, пересекшему зону Лучломпольского разлома примерно в 11 км к СЗ от места заложения СГ-3 (рис. 1). Образцы отобраны с интервалом около 150 м.

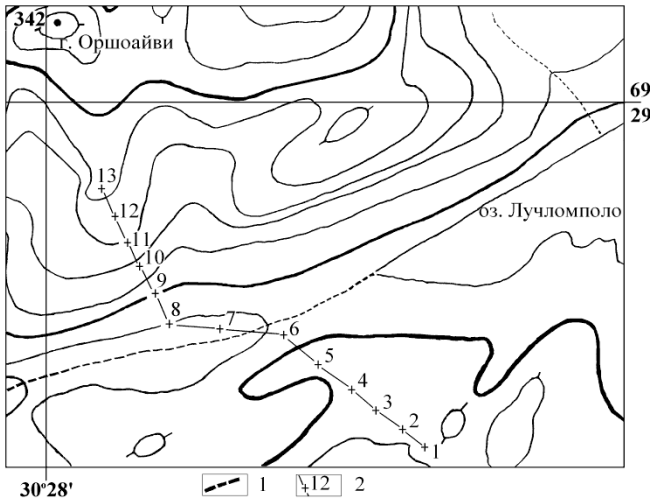


Рис. 1. Схема отбора образцов.

1 – водотоки, 2 – точки отбора образцов. Горизонтали проведены через 20 м.

Измерения анизотропии упругих свойств образцов проводили акустополяризационным методом [1]. В тексте: Ар – анизотропия, определенная для скоростей распространения в образцах продольных волн, В – для поперечных волн, Д – коэффициент акустического дихроизма. Эффект линейной акустической анизотропии поглощения сдвиговых волн - ЛААП. Подробно о значении терминов, сути и возможностях метода см. в работах [1 - 5]. Плотность образцов измеряли методом Архимеда.

Результаты

Первичную информацию о физическом состоянии изученных образцов даёт анализ круговых диаграмм или акустополяриграмм (рис. 2). Диаграммы, полученные на образцах №№ 1 - 8 и №№ 9 - 13 существенно отличаются по форме. Большинство из них (№№ 1 - 8) обладает чётко выраженными «лепестками», что характерно для сред с регулярными («правильными») структурами и системной трещиноватостью. При этом сразу выделяются №№ 1, 3 и 5 - андезито-базальты, проявляющие эффект ЛААП плоскостного типа и акустический дихроизм средней и высокой (№ 3, направление 3, Д = 0.67) степени. Судя по диаграммам, породы испытали неоднократную смену полей напряжений, сопровождаемых сдвиговыми деформациями, что проявлено на диаграммах №№ 1, 3 (направление 1) в редукции отдельных лепестков. Уплощённость форм (проявление эффекта ЛААП) диаграмм № 3 (направление 3) и № 5 (направления 1 - 3) свидетельствует о том, что эти образцы также испытали динамическое воздействие.

Диаграммы образцов андезито-базальтов № 2 и 4 типичны для пород ромбического типа симметрии и не проявляют акустического дихроизма. Наименьшими значениями анизотропии (Ар, В) обладают № 2 – массивный, из шаровых лав и № 3 – массивный, из лавового покрова. Показатель анизотропии В у № 3 заметно выше, возможно из-за различий в условиях остывания расплава в толщах подушечных лав и лавовых покровов.

Образец № 4 - из массивного участка в сланцеватой толще имеет высокий уровень анизотропии по продольным волнам (Ар = 23.84), подобно №№ 1 и 5 из сланцеватых зон. По показателю анизотропии В он почти не отличается от № 2.

Образец № 6 – из подошвы заполярнинской свиты, представлен брекчией: осколки андезито-базальтового состава в кварцитовидном цементе. Порода слабо анизотропна, неоднородна, проявляет низкую степень дихроизма. По-видимому, эта брекчия не подвергалась заметному динамическому воздействию.

Образец № 7 – крупнозернистый аркозовый метапесчаник – умеренно анизотропный, с ЛААП плоскостного типа и средней степенью дихроизма, однородный. По-видимому, как и № 6, не подвергался заметному динамическому воздействию.

Образец № 8 – среднезернистый аркозовый метапесчаник из зоны контакта с дайкой метабазитов. Умеренно анизотропный, проявляет акустический дихроизм высокой степени и редукцию лепестков диаграмм в направлениях 1 и 3, наложенные на ЛААП плоскостного типа. Порода испытала сдвиговое динамическое воздействие, вызванное, вероятно, разрывными нарушениями перед внедрением магмы.

Образец № 9 – метабазальт из дайки, сидящей в песчаниках (№ 8), отобран примерно в 20 см от контакта с песчаником. Умеренно анизотропный, проявляет слабый дихроизм в направлении 3.

Образцы №№ 10 - 13 – массивные андезито-базальты из лавовых покровов, слабо анизотропные, преимущественно проявляющие слабый дихроизм.

Уровень показателя анизотропии Ар в образцах постепенно растёт сверху вниз по разрезу, показатель В – достигнув в образце № 12 значения 7.41, в образце № 13 снижается до 3.26. Подобная ситуация имеет место на отрезке между образцами №№ 3 и 4 (рис. 3). Ориентировка элементов упругой симметрии на профиле, в большинстве случаев хаотична. При этом есть близкие совпадения в ориентировках элементов упругой симметрии в направлении 3 у образцов №№ 3, 5 и 13, причём у образцов №№ 5 и 13 близкие совпадения в ориентировках наблюдаются и в направлении 1. Совпадение в ориентировках элементов упругой симметрии образцов №№ 3 и 5 объясняется общностью их местонахождения. Образец № 13 находится на значительном удалении и его сходство с образцом № 5 представляется случайным. Имеется большое сходство в ориентировках элементов упругой симметрии образцов №№ 10 и 11 в направлении 1 и образцов №№ 11 и 12 в направлении 3. Сходство в про-

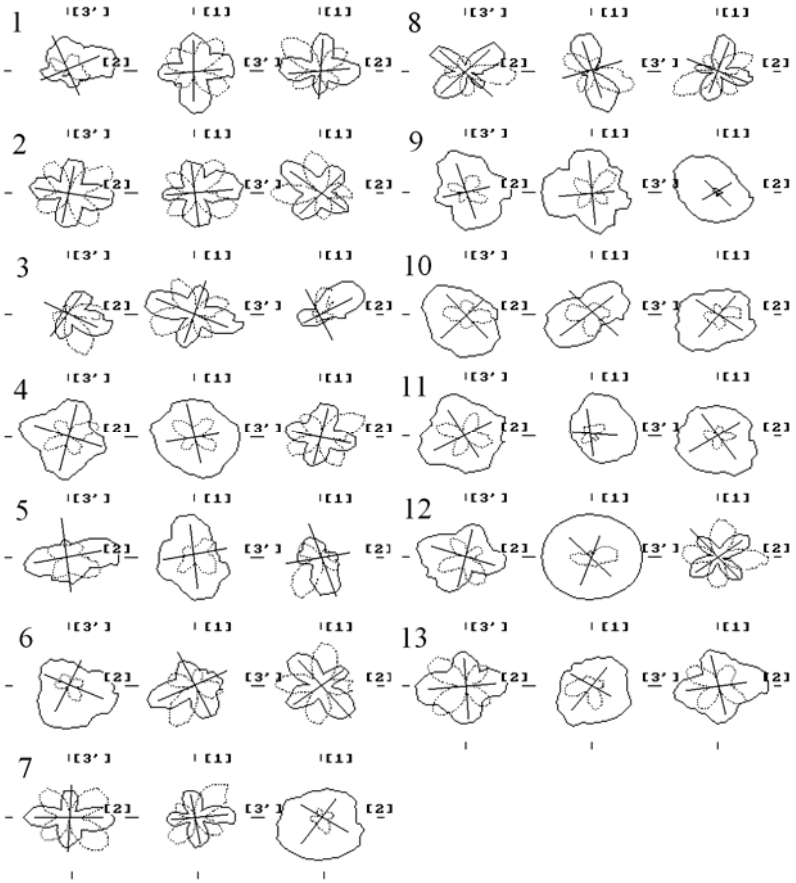


Рис.2. Акустополяриграммы образцов с профиля через Лучломпольский разлом по земной поверхности.

Слева от диаграмм – номера образцов. В квадратных скобках – ориентировка граней кубиков.

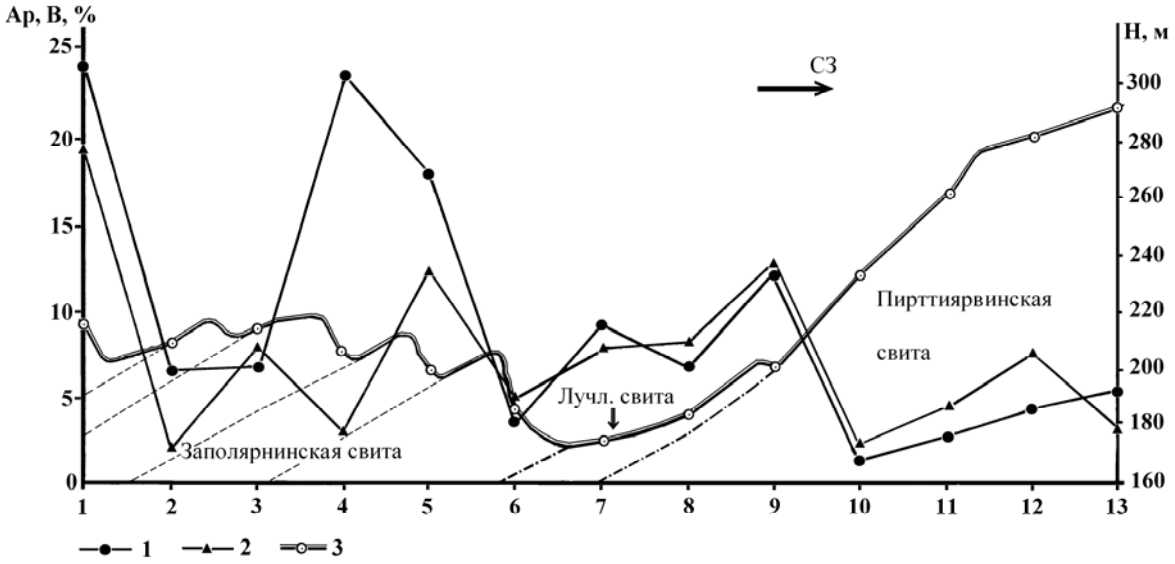


Рис. 4. Соотношение величин показателей анизотропии A_p, В и высоты Н точек отбора образцов над уровнем моря; 1 – A_p, 2 – В, 3 – рельеф местности.

Штриховые линии – тектонические границы, штрих-пунктир – границы лучломпольской свиты. По горизонтали - точки отбора образцов на профиле.

странственном положении элементов упругой симметрии образцов №№ 10 - 12 обусловлено, вероятно, единством гидродинамики лавовых покровов.

Анализ вариаций значений плотности пород по профилю показывает наличие определённой периодичности. По крайней мере, на двух отрезках профиля (№№ 1 - 5 и №№ 9 - 13), отличающихся однообразием петрографического состава, плотность то возрастает, то убывает от образца к образцу. Разница в величинах плотности (особенно на отрезке №№ 9 - 13) несущественная, но на этих отрезках профиля имеет место обратная зависимость: плотность породы уменьшается при появлении и возрастании величины показателя акустического дихроизма Д. Для отрезка №№ 1 - 5 такая зависимость имеется и для показателя анизотропии В.

Для показателей A_p и В прослеживается тенденция (имеющая вид затухающего колебания) к ритмическому характеру убывания по мере убывания мощности тела надвига.

Обсуждение результатов

В СГ-3, выше зоны Лучломпольского разлома, в породах заполярнинской свиты, анизотропия упругих свойств керна низка, а объемы вывалов из стенок незначительны [5]. При входе скважины в Главную тектоническую зону эти показатели резко возрастают и остаются такими вплоть до границы с ещё более анизотропными породами архейского фундамента [1, 9]. Лучломпольская свита вскрыта бурением в интервале 4673 - 4884 м и ее видимая мощность составляет 211 м [8]. Главная разломная зона контролируется метаосадками лучломпольской свиты, мощность которой существенно уменьшается в направлении краевых частей Печенгской структуры. Самый анизотропный интервал протерозойской части разреза СГ-3 приходится на лучломпольскую и верхнюю часть пирттиярвинской свит. Вариации показателей анизотропии керна по разрезу проявляют периодический волновой характер объектов, носящих признаки тектонического расслоения [6]. Здесь также наблюдается прямая зависимость между величинами показателей анизотропии упругих свойств и размерами вывалов из стенок скважины.

Тектоническому же расслоению пород на поверхности подвержены низы заполярнинской свиты, в то время как породы лучломпольской и пирттиярвинской свит участвовали в динамических событиях в качестве «камня преткновения» и вариации показателей их анизотропии упругих свойств выглядят как бы «отголосками» волны, контролирующей тектоническое расслоение надвинутого края заполярнинской свиты. В целом же вариации упругой анизотропии местных пород характерны для зон тектонической расслоенности: внутри тектонических пластин - минимальные значения, у границ – максимальные.

В районе СГ-3 мощность сдвинутой толщи составляет 4340 м, тогда как на поверхности, в месте отбора образцов, этот параметр составляет от 0 (в точке 7) до примерно 120 м (в точке 1). Надвиговый клин утыкается в толщу пирттиярвинской свиты, сложенную прочными массивными лавовыми покровами мощностью более 700 м без каких-либо признаков тектонического воздействия. Широкое развитие тектонической расслоенности пород в СГ-3 ниже Лучломпольского разлома (4340 м) и на поверхности (во фронтальной части надвига) - выше разлома даёт основания предполагать, что в разломной зоне, между скважиной и краем надвига существует некая точка или область инверсии. Здесь сдвигающее напряжение «замедляется» возрастающей в юго-восточном направлении тяжестью сдвигаемого массива и как бы «меняет знак» посредством симметричного «переворота» относительно проходящей через зону инверсии поворотной оси на 180^0. Трещины тектонической расслоенности надвинутого крыла сходятся в этой точке и отсюда же прорастают трещины, инициирующие расслоение лежачего крыла разломной зоны (рис. 5). Такая область инверсии должна представлять собой зону дробления, а мощный геохимиический барьер сверху даёт основание рассматривать её как потенциальный рудный коллектор. Разломная зона (с Cu-Ni оруденением) вскрытая СГ-3 в интервале глубин 1.7 - 1.9 км [2], во многом схожа с Лучломпольским разломом, что наводит на мысли об их сингенетичности.

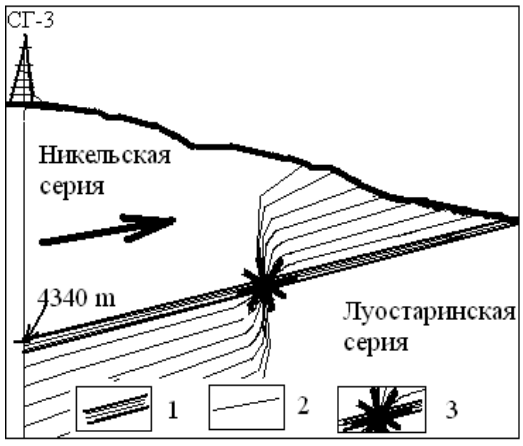


Рис. 5. Кинематическая схема формирования в зоне Лучломпольского разлома гипотетической области инверсии:
1 – главная разломная зона, 2 – поверхности тектонического расслоения, 3 – область инверсии. Жирная стрелка - направление надвига.

Заключение

Исследование образцов горных пород с земной поверхности по профилю, пересекающему зону Лучломпольского разлома, показало отсутствие принципиальных различий между анизотропией упругих свойств этих образцов и керна СГ-3 из соответственного глубинного интервала. Для напряженно-деформированного состояния по разрезу, как в скважине, так и на поверхности характерно волнообразное распределение значений показателей анизотропии упругих свойств пород.

Инверсия в пространственной локализации зон тектонической расслоенности пород в скважине (ниже Лучломпольского разлома) и их аналогов на поверхности (выше разлома), обусловлена, по-видимому, единым процессом, механику которого нам ещё предстоит выяснить.

Подтверждение гипотезы существования тектонических областей инверсии в зоне Лучломпольского разлома может привести к открытию здесь новых месторождений сульфидных медно-никелевых руд.

Проводя и дальше аналогию между пространственными вариациями анизотропии упругих свойств керна по разрезу СГ-3 можно прийти к выводу, что граница между складчатым гранито-гнейсовым архейским фундаментом печенгской структуры и базитовым вулканогенно-осадочным печенгским комплексом, является тектонической. Движение по этой границе происходило, вероятнее всего, по сценарию, аналогичному для зоны Лучломпольского разлома.

За помощь при выполнении данной работы автор чрезвычайно признателен ведущим научным сотрудникам ГИ КНЦ РАН д.т.н. Горбацевичу Ф.Ф. и д.г.-м.н. Скуфьину П.К.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты №№ 03-05-64169, 07-05-00100-а.

Литература

1. Горбацевич Ф.Ф. Акустополярископия горных пород. Апатиты. 1995. 204 с.
2. Горбацевич Ф.Ф., Ильченко В.Л., Смирнов Ю.П. Геодинамическая обстановка в интервале 1.7 - 1.9 км Кольской сверхглубокой скважины. //Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. № 1. 2000. С. 70 - 77.
3. Горбацевич Ф.Ф., Головатая О.С., Ильченко В.Л., Керн Х., Попп Т., Смитсон С., Ай Е., Христенсен Н. Упругие свойства некоторых образцов пород по разрезу Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3), определенные при атмосферных условиях и условиях «in situ».//Физика Земли. 2002. № 7. С. 46 - 55.
4. Ильченко В.Л., Горбацевич Ф.Ф., Смирнов Ю.П. Упругая анизотропия образцов керна Кольской сверхглубокой скважины из интервала 8.7 - 11.4 км. //Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. № 3. 1999. С. 151 - 159.
5. Ильченко В.Л., Горбацевич Ф.Ф., Смирнов Ю.П. Анизотропия упругих свойств керна и состояние пород околоствольного массива Кольской сверхглубокой скважины в зоне Лучломпольского разлома. //Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. № 3. 2005. С. 1 - 11.
6. Ильченко В.Л. Волновые аспекты тектонической расслоенности литосферы, их роль в геодинамике и возможном прогнозе землетрясений. – Геофизика XXI столетия: 2005 г. /Сборник трудов Седьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского (3-5 марта 2005 г., Москва).- М.: Научный мир. 2006. С. 213 - 220.
7. Ильченко В.Л. О распространении поляризованных сдвиговых волн в поляризованных анизотропных средах. /Сборник трудов XVIII сессии Российского акустического общества. М.: ГЕОС. 2006. С. 261 - 263.
8. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М.: Недра. 1984. 490 с. (Министерство геологии СССР).
9. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования. М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998. 260 с.

ДЕФОРМИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ПРИ ДОБЫЧЕ И ТРУБОПРОВОДНОМ ТРАНСПОРТИРОВАНИИ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ БАРЕНЦРЕГИОНА

А.И. Калашник, Н.А. Калашник

Горный институт КНЦ РАН, Апатиты

Перспективы развития российского сектора Баренцрегиона связаны с освоением нефтегазовых месторождений Баренцева и Печорского морей. Но наряду с известными сложными природными арктическими условиями, здесь возможны геодинамические проблемы, как при обустройстве месторождений, так и при добыче и транспортировании нефтеуглеводородов. Кольский регион является геодинамически активным: инструментально фиксируются активные современные движения, а при отработке Хибинских и Ловозерских месторождений произошли индуцированные землетрясения, приведшие к катастрофическим разрушениям, как подземных горных выработок, так и наземных сооружений и коммуникаций [9]. При этом область разрушающего воздействия в десятки раз превышала район ведения горных работ.

Обустройство и вовлечение в эксплуатацию нефтегазовых месторождений Баренцева и Печорского морей без учета процессов деформирования геологической среды может привести к формированию условий возникновения и реализации разрушающих геодинамических явлений [1, 2, 4, 5]: оседаний, оползней, землетрясений и, как следствие, к социально-экономическому и экологическому ущербу, потерям и недоиспользованию

запасов нефтеуглеводородов. Подтверждением этому является накопленный к настоящему времени мировой опыт как сухопутных, так и морских (шельфовых) нефтегазовых разработок.

Общеизвестным является факт оседания дневной поверхности (а для морских нефтегазоразработок - морского дна) вследствие добычи нефти и газа. Авторами собраны, систематизированы и проанализированы опубликованные данные по инструментально зафиксированным оседаниям более чем на 130 разрабатываемых нефтегазовых месторождениях [3]. Выявлено, что оседание может быть от десятков сантиметров до нескольких метров. На 15 месторождениях в различных регионах зафиксированы вертикальные оседания от 1.5 до 7 - 8 м. Такие значительные вертикальные проседания, как отмечают многие исследователи, сопровождаются образованием мульды сдвижения с горизонтальными перемещениями и оползнями пород к ее центральной части, образованием субвертикальных трещин, уступов и террас, в отдельных случаях достигающих 2 – 2.5 м [1, 4, 5].

Столь большие вертикальные и горизонтальные деформации и смещения пород не могут не приводить к потерям устойчивости, нарушениям прочности и разрушениям основных конструкций и объектов нефтегазодобычи и транспортирования нефтеуглеводородов, и в итоге приводить к аварийной ситуации.

Наиболее ярким примером является месторождение Экофиск, разрабатываемое в Северном море, на котором за более чем 30 лет добычи произошло проседание морского дна над центральной частью месторождения на глубину более 7 м, приведшее к значительным техническим и экономическим последствиям [1]. Вследствие этого проседания морского дна, основания ряда платформ и внешняя стенка нефтехранилища оказались недопустимо низкими по отношению к уровню моря и потребовалось провести работы по наращиванию и подъему оснований платформ и возведению дополнительной, более высокой, внешней стены нефтехранилища. По разным оценкам в опубликованных статьях, затраты на выполнение этих работ превысили 400 млн. $.

Другим характерным примером является разработка нефтяного месторождения Уилмингтон (США) в течение более 40 лет, которая привела к оседанию земной поверхности над месторождением до 8.7 м. Это создало угрозу затопления военно-морской базы Лонг-Бич, которая была построена без учета возможности просадок. Ориентировочная стоимость работ и защитных мероприятий по предотвращению затопления составила в ценах 70 - 80-х гг. прошлого столетия более 6 млн $ [5].

Следует полагать, что проседания толщ пород и дневной поверхности (морского дна) над отрабатываемым коллектором оказывают существенное негативное влияние на устойчивость и прочность основных конструкций, объектов и систем добычи, хранения и транспортирования нефти и газа.

Другим важным, а порой и определяющим, геодинамическим фактором на объектах нефтегазоразработок является наведенная сейсмичность. Макропроявления сейсмичности в виде техногенных и индуцированных землетрясений относительно редки, но их разрушающее влияние, а также вызываемый социально-экономический и экологический ущерб, очень велики. Авторами также собрана и проанализирована информация по фактам произошедших техногенных землетрясений на эксплуатируемых нефтегазовых месторождениях, а также по землетрясениям, индуцированным добычей нефти и газа [3]. Выявлено, что землетрясения с магнитудой от 3 до 7 и выше баллов происходят как на газовых, так и на нефтяных месторождениях, и могут приводить к катастрофическим разрушениям (Газлийское (Узбекистан), Нефтегорское (Россия), Лак (Франция) и др. [1].

Конечно, на формирование этих опасных геодинамических явлений (проседания и смещения пород, землетрясения, а также вызванные ими оползни, пустоты, газовые каналы и выбросы, грязевые вулканы, генерация волн) влияет большое количество факторов и условий, но в основе этих явлений лежат деформационные процессы. Именно недооценка деформационных процессов приводит к формированию условий возникновения необратимых геодинамических явлений, разрушающих скважины, трубопроводы и добывающие устройства и сооружения [1, 2, 4, 5].

Концепция наших научных исследований деформационных процессов заключается в том, что нефтегазодобывающее предприятие с вмещающим его участком геологической среды образует сложную открытую природно-техническую систему (ПТС), эволюция которой осуществляется по известному алгоритму - чередованием стадий линейного и нелинейного развития, с возможностью скачкообразного перехода или бифуркаций. При этом необходимо подчеркнуть, что речь в данной работе идет о геомеханической эволюции геологической среды ПТС, где в результате энергетического взаимодействия различных объектов имеет место пространственно-временная локализация событий, среди которых могут быть и опасные геодинамические явления типа одномоментных катастрофических проседаний, крупномасштабных оползней и техногенных землетрясений.

Концептуальная модель геомеханической эволюции нефтегазовой природно-технической системы (НГ ПТС) показана на рисунке 1. При этом основным управляющим параметром, в соответствии с подходами Летникова Ф.А. [6], принята энергия W. На начальном этапе (t_1-t_2) эволюция НГ ПТС идет в устойчивом линейном детерминированном режиме. Параметры этого режима обеспечивают адаптацию НГ ПТС к конкретным условиям геологической среды и могут прогнозироваться на основе геомеханической модели массива горных пород с учетом технологических и экономических императивов. Адаптация – в определенной мере процесс прогнозируемый, поскольку параметры этого режима меняются в заранее заданных пределах, силовые и граничные условия, как правило, известны и могут адекватно задаваться для модельных исследований.

Аналитические и численные методы геомеханики, на основе информации о начальных свойствах, структуре и напряженно-деформированном состоянии массива и продуктивных пластов/коллекторов, позволяют прогнозировать параметры адаптации НГ ПТС на начальных стадиях освоения нефтегазового месторождения. Но надежность этого прогноза определяется достоверностью исходной информации и адекватностью расчетных моделей физической природе процессов, протекающих в геомеханическом пространстве НГ ПТС [5, 8].

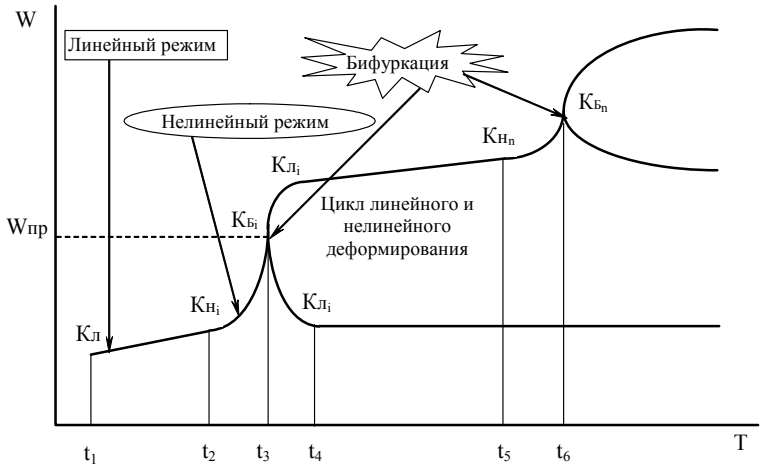


Рис. 1. Концептуальная модель геомеханической эволюции НГ ПТС.

Когда управляющий параметр W достигает предельных значений $W_{пр}$ (точка K_{Hi} на рис. 1), НГ ПТС переходит в стадию нелинейного развития (интервал t_2-t_3) – стадию неустойчивости, которая завершается бифуркацией, т.е. ветвлением путей эволюции при переходе через пороговое состояние (точка $K_{Бi}$). Термин «бифуркация» иногда заменяют термином «катастрофа», что в нефтегазовом деле более соответствует характеру рассматриваемых процессов, поскольку одной из ветвей дальнейшего развития такой системы может быть одномоментное проседание, крупномасштабный оползень или техногенное землетрясение. В период t_3-t_4 идет скачкообразное развитие системы с активной диссипацией энергии и образованием новых структур (нисходящая ветвь $K_{Бi}$ –$K_{Лi}$), или аккумуляция энергии (восходящая ветвь $K_{Бi}$ –$K_{Лi}$). Затем, при условии притока новой порции энергии, цикл повторяется (интервал t_4-t_6) и т.д.

На основе имеющихся данных и выполненных нами исследований [3, 7] разработана геомеханическая модель вовлекаемого в эксплуатацию шельфового нефтегазового месторождения (применительно к Штокмановскому месторождению), схема которой представлена на рисунке 2. Модель отражает пространственно-геометрические параметры, внутренние и внешние условия и силовые усилия, а также формирующиеся в флюидонасыщенном блочном массиве пород основные геомеханические и деформационные процессы. Модель содержит продуктивный пласт, расположенный в согласно залегающей литологической толще и разбитый на

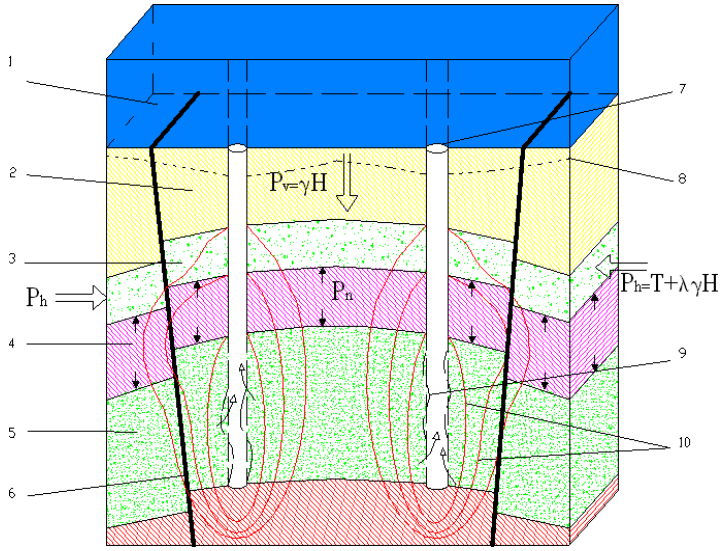


Рис. 2. Геомеханическая модель разрабатываемого нефтегазового месторождения.

Условные обозначения: 1 - толща воды; 2 - массив горных пород; 3 - пласт неустойчивых пород; 4 - глинистый пропласток; 5 - продуктивный пласт; 6 - тектонические разломы; 7 - обсадные колонны (скважины); 8 - оседание дна; 9 - изгиб обсадной колонны (поперечный/продольный); 10 - изолинии напряжений; P_n -пластовое давление, $P_v = \gamma H$-породное давление; $P_h = T+\lambda\gamma H$ -горизонтальное давление с учетом тектонической составляющей.

краевых частях субвертикальными тектоническими нарушениями. Вертикальное давление P_v на пласт может задаваться от гидростатического до литостатического ($P_v=\gamma H$), горизонтальные усилия P_h могут задаваться от минимальных (за счет бокового отпора ($P_h=\lambda\gamma H$) до максимальных, обусловленных современными тектоническими движениями земной коры ($P_h = T+ \lambda\gamma H$). Внутрипластное давление P_n (давление флюида), также как и параметры физико-механических свойств продуктивного пласта и породного массива, принимаются по данным натурных геолого-геофизических определений.

На основе разработанной геомеханической модели создана расчетная схема, учитывающая пространственно-геометрические и силовые условия флюидонасыщенного тектонически-блочного массива горных пород для моделирования их напряженно-деформированного состояния в режиме линейного деформирования (рис. 3).

В целях прогноза формирования геодинамического режима и развития деформационных процессов пород коллектора и вмещающего массива горных пород нами выполнено моделирование (на основе метода граничных интегральных уравнений) напряженно-деформированного состояния пород применительно к Штокмановскому газоконденсатному месторождению. Выполненные расчеты напряжений и деформаций по 28 вариантам позволили выявить особенности напряженно-дефор-мированного состояния (НДС) пород коллектора и вмещающего массива, а также тенденции изменения НДС вследствие добычи газа [7].

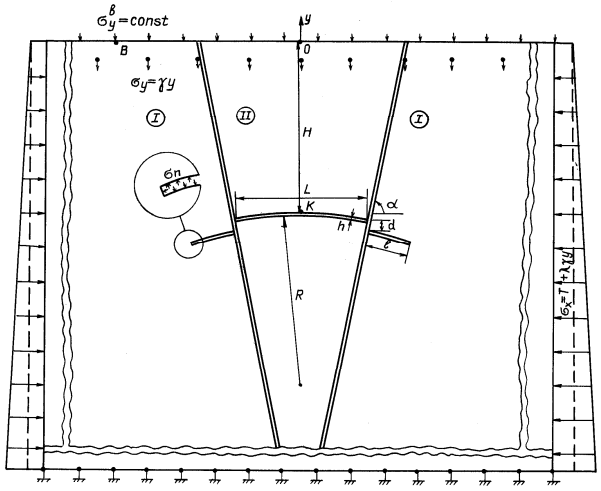


Рис. 3. Расчетная схема модели и граничные условия.

На основе результатов моделирования выполнен прогноз развития деформационных процессов и формирования геодинамического режима, определяющих условия реализации таких геодинамических явлений, как проседание, проскальзывание по плоскостям тектонических нарушений, макросейсмичность, оползни придонных грунтов и пород.

На основе анализа тектонофизических и батиметрических данных по подводной части трассы магистрального газопровода со Штокмановского газоконденсатного месторождения, и тектонических и сейсмологических данных по сухопутной части трассы газопровода по территории Кольского полуострова выделены потенциально опасные участки (рис. 4) и сформированы подходы к организации геодинамического мониторинга его сооружения и эксплуатации.

Рис. 4. Профили по участкам трассы магистрального газопровода Штокман – Волхов:

а) подводная часть Штокман-Териберка; б) сухопутная часть (в пределах Кольского полуострова). Овалами выделены потенциально опасные участки.

В заключение необходимо отметить следующее:

Для обеспечения геодинамической безопасности работ и устойчивости конструкций и нефтегазовых объектов Баренцрегиона и трубопроводного транспортирования углеводородного сырья необходимо проведение специальных геомеханических исследований, включающих в себя:

- оценку геодинамического режима региона добычи и хранения нефтеуглеводородов, а также по трассам трубопроводов;
- оценку исходного напряженно-деформированного состояния пород коллектора и вмещающего массива;
- выявление тенденций и механизмов деформирования пород вследствие добычи нефти/газа;
- оценку геодинамических рисков;
- обоснование геобезопасного расположения нефтегазообъектов и разработку превентивных геобезопасных мероприятий по обеспечению безопасности добычных и транспортных работ и устойчивости основных конструкций и сооружений;
- геодинамический мониторинг добычи и транспортирования углеводородного сырья.

Литература

1. Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы). М.: ИНЭК. 2005. 252 с.
2. Калашник А.И. Геодинамико-экономические риски освоения шельфовых месторождений нефтеуглеводородов Баренцрегиона // Тр. 8-го Международного Форума ТЭК. С-Пб. 8-10 апреля 2008. С. 388 – 392.
3. Калашник А.И., Калашник Н.А. Вопросы геомеханики при добыче углеводородного сырья в Баренцрегионе // сб. тр. «Роль геомеханики в устойчивом развитии горной промышленности и гражданского строительства». Межд. конф. 11-15 июня 2007. Болгария. Несебыр. С. 99 - 105.
4. Касьянова Н.А. Экологические риски и геодинамика. М.: Научный мир. 2003. 332с.
5. Кашников Ю.А., Ашихмин С.Г. Механика горных пород при разработке месторождений углеводородного сырья. М.: Недра. 2007. 467 с.
6. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика». СПб.: ВСЕГЕИ. 2004. С. 134 - 139.
7. Мельников Н.Н., Калашник А.И. Геодинамические риски освоения нефтегазовых месторождений Баренцрегиона и трубопроводного транспортирования углеводородного сырья / МурманшельфИнфо. Изд. ООО «Ресурсный центр». 2008. № 4. С. 13 - 17.
8. Мирзаджанзаде А.Х., Ахметов И.М., Ковалев А.Г. Физика нефтяного и газового пласта / Москва-Ижевск: Институт компьютерных исследований. 2005. 280с.
9. Сейсмичность при горных работах. Апатиты: Изд.КНЦ РАН. 2002. 325 с.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ РУДОНОСНОСТИ ПОЗДНЕАРХЕЙСКИХ КОМАТИИТОВ

Н.Е. Козлов, Н.О. Сорохтин, Е.В. Мартынов, Н.Е. Козлова

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, kozlov@afmgtu.apatity.ru

Позднеархейский коматиитовый магматизм является прямым индикатором эволюции температурного режима мантии в период, когда началось формирование первого в истории Земли суперконтинента. Этот этап протекал на фоне перегрева вещества мантии и постепенного переплавления и дифференциации слагающего ее первозданного вещества. Величина общего перегрева по различным источникам в то время в сравнении с современной обстановкой составлял около 300 - 400, а в отдельные эпохи - 450ºС. По данным [5] позднеархейские коматииты в зеленокаменных поясах мира кристаллизовались в температурном интервале 1465 - 1880ºС. Проведенный анализ показал, что в большинстве случаев параметры высоких температур формирования коматиитов совпадают с большими их объемами в разрезах зеленокаменных поясов. Так, например, в кратоне Йилгарн (Зап. Австралия) коматииты слагают значительную часть разреза, а температура их образования варьирует в пределах 1790 - 1850ºС, что однозначно указывает на их формирование в условиях существенного перегрева мантии.

Параметры высоких температур формирования коматиитов [5] совпадают, видимо, с величинами их содержания (объемами) в разрезах зеленокаменных поясов того времени. При этом отмечается некоторая зональность в распределении зеленокаменных поясов, в разной степени обогащенных коматиитами. Так, данные [1] позволяют сделать вывод, что в некоторых щитах южного полушария, приближенных к экватору, в разрезах зеленокаменных поясов преобладают ультраосновные и основные существенно магнезиальные породы, тогда как на удаленных от экватора современных щитах и в Антарктиде преобладают основные породы толеитового ряда. Эти закономерности явились теоретической основой данных исследований.

При проведении различного рода сопоставлений вещественного состава породных ассоциаций и поиске трендов его изменения использовался метод поиска тренда отличий в заданных рядах совокупностей (или поиска тренда отличий относительно отношения частичного порядка). Сущность этого метода состоит в следующем. Пусть $Z=\{Z_i\}$ - множество n-мерных случайных величин $Z=\{Z_i\}$ и на множестве Z*Z задано отношение частичного порядка "<". Если **c** - n-мерный вектор единичной длины, то скалярное произведение $(\mathbf{c}, Z_i)$ является одномерной случайной величиной. Эту случайную величину можно охарактеризовать ее математическим ожиданием $M\{(\mathbf{c}, Z_i)\}$. Для сравнения математических ожиданий использовался ранговый статистический критерий Пури-Сена-Тамуры о равенстве средних. В этих целях необходимо произвести оценку средних (в качестве этой оценки выбирается медиана $Me\{(\mathbf{c}, Z_i)\}$) и вычислить статистику Пури-Сена-Тамуры $\Lambda((\mathbf{c}, Z_i),(\mathbf{c}, Z_j))$.

Статистическое моделирование характеристики, множество значений которой заданно отношением "<", заключается в поиске такого n-мерного вектора с единичной длины, для которого, при выбранном уровне значимости δ выполняются условия: $Me\{(\mathbf{c}, Z_i)\} < Me\{(\mathbf{c}, Z_j)\}$ и $\Lambda((\mathbf{c}, Z_i),(\mathbf{c}, Z_j)) > \chi^2(\delta)$ (здесь $\chi^2(\delta)$– значение квантили χ^2 -распределения для уровня значимости δ для всех пар $<Z_i, Z_j>$ таких, что $Z_i<Z_j$. Выбор указанного статистического критерия определяется его устойчивостью относительно нарушения условия нормальности (и даже унимодальности) распределений случайных величин, а также относительно наличия в выборках аномальных наблюдений. Эти нарушения (и наличие аномальных наблюдений) характерны для реальных выборок.

Содержательно задача моделирования сводится к аппроксимации отношения частичного порядка линейной функции $P:Z\rightarrow R$, связанной с параметрами химического состава образований в виде $P(Z_i) = M\{(c, Z_i)\}$. Качество аппроксимации оценивается значением функционала:

$$J(P) = \min_U \Lambda((c,Z_i),(c,Z_j)) \text{, где } U = \{< Z_i, Z_j > | Z_i < Z_j\}.$$

Вектор с, можно назвать фактором частичного порядка. Он характеризует общую направленность изменчивости химических составов относительно частичного порядка.

Можно полагать, что пространственная неоднородность разогрева мантии влечет за собой целый ряд металлогенических закономерностей. Так, коматииты, сформированные в условиях более разогретой мантии, должны быть обогащены элементами протокристаллизации, стоящими в начале ряда элементов, наиболее характерных для ультраосновных магм и обеднены элементами, располагающимися ближе к его концу («ряд мантийности» по [4]. Сведений по ЭПГ в работе не приведено, но с учетом их химических свойств и современных данных об их распределении в ультраосновных и основных породах можно полагать, что они занимают место в начале этого ряда, близко к таким элементам, как Fe, Au, Ag): Ni > Cr > Mg > Co > Fe > Mn > Au > (O, Si, Ge, Se, Ag, Te) > (C, Sc, V) > Cd>Cu> (N, Cl, As) > (Na, S, Ca, Br) > (P, Zr, Mo,Sn, Sb) > F > Hg > Bi > (Ti,Ga) > > (B, W) > (Be, Al, Nb, In) > Sr > Cs > I > Li > (K, Rb) > Tl > Ta > Pb> (Ba, U) > Th.

Для проверки этого предположения было проведено сопоставление содержания ряда малых элементов в коматиитах и коматиитовых базальтах, для которых по литературным данным удалось создать представительные выборки. Породы были условно разделены на группы, связанные с более или менее перегретой мантией. Для сравнения были использованы порядка 2000 элементоопределений, выбранные из литературных источников. Установлено, что коматиитовые серии, связанные с более перегретым мантийным источником, действительно обогащены в сравнении с аналогичными образованиями, связанными с менее перегретой мантией, элементами начала «ряда мантийности» – никелем, хромом, медью и обеднены элементами середины и конца ряда (табл. 1). Это могло определять большее количество и генетическое разнообразие типов месторождений элементов начала данного ряда в коматиитовых сериях, связанных с более горячими мантийными источниками.

Таблица 1.

Сравнение среднего содержания некоторых малых элементов[*] (в г/т) в коматиитах и коматиитовых базальтах, генетически связанных с более (1) или менее (2) перегретой мантией

	Ni	Cr	V	Cu	Zr	Zn	Nb	Sr	Y	Rb	Ba
n[**]	54/182	55/185	55/182	26/79	63/185	26/52	42/164	63/79	63/185	63/79	63/56
1	**979**[***]	**2010**	189	**58**	27	60	1	40	11	4	20
2	643	1022	**235**	25	**61**	**64**	**8**	**80**	**231**	**21**	**98**

[*] *элементы в таблице приведены в последовательности, соответствующей их положению в ряду мантийности.*
[**] *в числителе число анализов в 1 группе, в знаменателе – во второй.*
[***] *жирным выделено большее содержание в паре 1-2.*

Проведенное на основе более 400 полных силикатных анализов, выбранных из различных литературных источников, сопоставление химического состава коматиитов зеленокаменных поясов Балтийского, Алданского и Канадского щитов, Африки, Австралии и Антарктиды, сгруппированных с учетом их объемов в разрезах по признаку формирования в условиях более или менее перегретой мантии того времени и дополненных информацией о содержании ряда малых элементов, показывает, что при переходе от первых ко вторым наблюдается значимое увеличение совокупного содержания и MgO, Ni и Cr и уменьшение совокупного содержания всех

остальных исследованных элементов. Эти закономерности описываются трендом, представленным линейной функцией, которая определяется найденным фактором частичного порядка F_1 (табл. 2).

Тенденции, описанные данной функцией, хорошо объяснимы различием в мощности литосферных плит того времени, а также неодинаковой степенью зрелости континентальной коры и региональными изменениями в химическом составе мантии, продуцирующими коматиитовые выплавки вулканитов. Следует отметить, что найденный фактор частичного порядка F_1 полностью соответствует положению элементов в «ряду мантийности» – элементы, более характерные для середины и конца данного ряда имеют положительные коэффициенты, то есть обогащают породы, сформированные в условиях менее перегретой мантии.

Результаты наших исследований хорошо согласуются с выводами Ф.П. Митрофанова[3], отмечавшего более «симатическую» природу зеленокаменных поясов южных кратонов в целом, большее количество в них коматиитов и обогащение «металлами халькофильного ряда, дающими крупные месторождения никеля, меди, платиноидов, золота»

Для изучения причин, обусловивших выявленные закономерности, был исследован вопрос, характерны ли выявленные закономерности в поведении элементов лишь для исследованных структур или же имеют более глобальное распространение. В этой связи был сопоставлен состав мантийных производных иных структур архея – высокобарных гранулитовых поясов, представляющих собой древние конвергентные зоны [1]. На предварительном этапе было проведено сопоставление вещественного состава метабазитов высокобарных поясов Балтийского, Украинского, Алданского, Анабарского щитов, Южной Индии, Прибайкалья и Северокитайской плиты. Было установлено, что основные по составу метаморфиты структур, расположенных ближе к экватору, несколько обогащены магнием, то есть связаны, вероятно, с несколько более горячим мантийным источником. Для дальнейшего исследования породы были сгруппированы с учетом данных различий. При группировке пород был выдержан территориальный принцип, а именно, сопоставление производилось в структурах, расположенных на разном удалении от экваториальной зоны, сближенных в меридианальном направлении. Последнее позволяло избежать субмеридианальных вариаций вещественного состава.

Задача была сформулирована таким образом: описывают ли найденные закономерности отличия коматиитов, сформированных из более или менее перегретой мантии, также и различия состава мантийных производных древних конвергентных зон земной коры, расположенных ближе или дальше от экваториальной зоны, то есть также предположительно связанных с различным по температурным характеристикам источником. Для решения данной задачи были выбраны метабазиты, состав которых сопоставлялся в парах:

- гранулиты Лапландского и Побужского пояса;
- гранулиты Анабарского щита и Ольхонской серии Прибайкалья;
- гранулиты Анабарского щита и южной Индии;
- гранулиты Олекмо-курултино-зверевского комлекса Алданского щита и Северокитайской плиты.

Всего для целей данного сопоставления было использовано 1062 силикатных анализа. Были найдены три фактора частичного порядка (F_2, F_3, F_4), описывающие отличия породных ассоциаций соответствующих пар (табл. 2), со структурой соответствующей структуре фактора F_1 (структуры факторов считались соответствующими друг другу, если для каждого их компонента знаки совпадают). Линейные функции, определяемые этими факторами, описывают статистически значимо (при уровне значимости $\alpha = 0.01$) различия параметров химического состава объектов вышеуказанных пар. Кроме того, что полученный результат подтверждает закономерное изменение состава пород, имеющих первичный мантийный генезис, в зависимости от температуры мантийного источника, он свидетельствует о том, что, по крайней мере, с позднего архея сформированные континентальные литосферные плиты, вероятно, не блуждали хаотично по поверхности Земли, а сохранили свое относительно-стабильное положение вокруг центров их аккреции в течение всей «жизни».

Таблица 2.

Факторы частичного порядка, характеризующие изменчивость параметров химического состава

	F_1	**F_2**	**F_3**	**F_4**
SiO_2	0.114	0.529	0.037	0.05
TiO_2	0.077	0.004	0.006	0.316
Al_2O_3	0.478	0.439	0.019	0.075
ΣFeO	0.074	0.009	0.427	0.003
MnO	0.0	0.334	0.014	0.937
MgO	-0.42	-0.038	-0.042	-0.011
CaO	0.134	0.374	0.028	0.118
Na_2O	0.315	0.276	0.113	0.024
K_2O	0.086	0.446	0.895	0.001
Ni	-0.319	-	-	-
Zr	0.193	-	-	-
V	0.272	-	-	-
Cr	-0.482	-	-	-

Примечание: при расчетах использовались стандартизированные данные.

F_1 - фактор отличия коматиитов зеленокаменных поясов Балтийского, Алданского и Канадского щитов, Африки, Австралии и Антарктиды, сгруппированных с учетом их объемов в разрезах по признаку формирования в условиях менее или более перегретой мантии того времени;

F_2 - фактор отличия основных гранулитов Лапландского и Побужского поясов;

F_3 - фактор отличия основных гранулитов в парах Анабарский щит - и Ольхонская серия Прибайкалья, а также Анабарский щит - южная Индия;

F_4 - фактор отличия основных гранулитов Олекмо-куруптино-зверевского комлекса Алданского щита и Северокитайской плиты.

Авторы понимают, что возрастные различия протолитов пород исследованных структур не позволяют исключить влияния «временно́го» фактора, но с учетом устойчивости выявленных различий, значимо проявленных во всех исследованных группах, вне зависимости от того, древнее ли более приближенные к экватору комплексы, как это наблюдалось в первой и третьей паре, моложе ли, что характерно для второй пары или близки по времени формирования протолитов (четвертая пара), полученные отличия в значительной мере отражают закономерности, связанные с положением исследованных комплексов по отношению к экватору. Полученные результаты находят свое объяснение в рамках концепции развития Земли в архее по механизму зонного плавления земного вещества [6].

Выводы

1. Зеленокаменные пояса позднего архея по составу и относительной распространенности вулканогенных пород могут быть подразделены на два типа – для первого характерно изобилие лав коматиитовых и высокомагнезиальных базальтов, в то время как для второго более типичны ассоциации толеитовых базальтов, андезитов и риолитов при незначительной роли или полном отсутствии коматиитов. Эта разница связывается нами с формированием первых в условиях большего перегрева позднеархейской мантии.

2. Коматиитовые магмы зеленокаменных поясов позднего архея, сформированные в условиях большего перегрева мантии Земли, были обогащены элементами, стоящими в начале «ряда мантийности» (по А.И.Перельману), а именно – Ni, Cr, Mg, Co, Au, что обеспечило формирование связанных с ними крупных месторождений золота, никеля и платиноидов. Более разогретые области, расположенные в зоне, близкой к «протоэкваториальной», должны были иметь бóльшие кларки элементов протокристаллизации. Это, в свою очередь, должно было, при всех прочих равных условиях, определять их более низкие кларки концентраций, а, следовательно, большее количество и генетическое разнообразие типов их месторождений в данных областях.

4. Данные по геохимии основных метавулканитов древних конвергентных зон подтверждают геодинамические положения о том, что южные породные ассоциации позднеархейского возраста формировались в условиях более высоких температур мантии. Содержание магния прямо указывают на изменение температурного режима мантии того времени - чем больше содержание этих элементов, тем выше температура генерации магм. Содержание же суммы щелочей в породах косвенно указывает на мощность коры, т.к. с увеличением глубины генерации мантийных расплавов увеличивается их щелочность. Ну и, наконец, поведение кремния может указывать на степень зрелости континентальной коры тех плит, между которыми формировался коллизионный шов.

5. Можно предполагать, что, по крайней мере, с позднего архея сформированные континентальные литосферные плиты не блуждали хаотично по поверхности Земли, а сохранили свое относительно-стабильное положение вокруг центров их аккреции в течение всей «жизни».

Авторы выражают признательность академикам РАН Д.В. Рундквисту и Ф.П. Митрофанову за постоянное внимание к данным исследованиям и полезные дискуссии и консультации во время работы и при написании данной статьи.

Работа выполнена по гранту ОНЗ РАН «Эволюция геологических формаций континентальной коры Гондваны и Лавразии в докембрии и их металлогения» и частичной поддержке РФФИ № 07-05-00100.

Литература

1. Козлов Н.Е., Мартынов Е.В., Предовский А.А. Петрогеохимическая реконструкция природы метаморфических пород и геодинамических обстановок формирования их протолитов (новые подходы и ограничения). Геология и геофизика. № 8. Т. 40. 1999. С. 1236 – 1244.
2. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир. 1983. 390 с.
3. Митрофанов Ф.П. Литосфера. 2001. № 1. С. 5 - 14.
4. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая шк. 1989. 423 с.
5. Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита // Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. 2005. 230 с.
6. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М. Изд-во МГУ. 1991. 446с.

К СОЗДАНИЮ ТЕОРИИ РУДОГЕНЕЗА ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

В.З. Негруца

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, negrutsa@geokosc.apatity.ru

Современное состояние эмпирико-теоретических знаний докембрия в сравнении с фанерозоем обеспечивает разработку проблем рудогенеза докембрийских щитов на основе теоретического обобщения эмпирических знаний, представляющих итог системного металлогенического анализа совокупности научных данных, полученных на стыке методик эндогенной и экзогенной геологии. Опыт такого подхода применительно к восточной части Балтийского щита был апробирован в Тематической комплексной экспедицией ПГО «Севзапгеолгия» совместно с ВСЕГЕИ при участии ГИ Кольского филиала АН СССР, ИГ Карельского филиала АН СССР, ИГГД и других организаций» под руководством Т.В. Билибиной и К.Д. Беляева при металлогеническом анализе восточной части Балтийского щита [1, 6, 7]. В итоге была обоснована концепция прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых путем создания специализированных карт поисковых признаков и критериев рудоносности перспективных территорий. Концепция прошла проверку тематическими исследованиями по оценке перспектив рудоносности докембрийских конгломератов, черносланцевых формаций, коры выветривания, вулкано-плутонических ассоциаций на открытие месторождений новых для Балтийского щита генетических типов и минеральных видов, а также территории Финляндии на железные руды в рамках договора с акционерным обществом «Раутаруки» по линии «Know-how». Прогностический потенциал эмпирико-теоретической металлогении в решении проблем рудоносности металлогенических зон докембрийских щитов [14, 18, 19], демонстрируют результаты исследования ГИ КНЦ РАН под руководством академика Ф.П. Митрофанова, по экономической оценке и подготовке к освоению Федорово-Панской рудно-металлогенической зоны на Кольском п-ове. [8, 9]

Хорошо известны и проверены практикой два принципиально отличных, взаимно контролирующих и дополняющих друг друга метода поисков и геолого-экономической оценки месторождений полезных ископаемых: эмпирический и теоретический. Эмпирический метод, всесторонне проверенный и апробированный практикой, объединяет два подхода поисков месторождений: 1-по прямым признакам полезной минерализации («от руды - месторождения к руде - месторождению») и 2- по косвенным минералого-геохимическим, формационным и историко-геологическим признакам потенциальной рудоносности конкретных геологических тел и слагаемых ими тектонических структур. На современном уровне изученности докембрийских щитов возможности выявления новых месторождений по прямым признакам (без использования буровых и горных работ), практически исчерпали свои возможности. Поиски же по косвенным признакам основываются на принципе аналогии с известными месторождениями. Прогностический потенциал индивидуальных признаков каждого конкретного месторождения, взятого в качестве эталона, как правило, объективно допускает их многовариантную оценку.

По мере повышения детальности поисков и целенаправленного тематического изучения поверхности потенциально рудоносных территорий, возрастает необходимость, качественного повышения глубины, точности и достоверности локального глубинного прогноза конкретных рудоконтролирующих тектонических структур. Решение такой задачи в рамках принципов и возможностей собственно эмпирического метода связано с резким увеличением объема глубинных поисков с помощью горных и буровых работ. Соответственно увеличиваются затраты времени и средств на поиски и оценку технико-экономических параметров глубинных залежей полезных ископаемых, что резко отрицательно сказывается на рентабельность освоения потенциально перспективных рудных объектов. Очевидным, при этом, становится значимость повышения глубинности прогноза, определяемого уровнем историко-геологических знаний причинно-следственных закономерностей образования и структурно-тектонической локализации искомого полезного ископаемого. Критерием уровня научно-прогностических знаний служит, как хорошо известно, теория подтвержденная практикой. Разработанные таким путем тактика и технология глубинного поиска обеспечивают эмпирические предпосылки решения геолого-экономиических задач и экологических проблем рентабельного освоения минеральных ресурсов без ущерба для окружающей среды.

Теоретический метод применительно к решению проблемы рудогенеза зависит от разработанности обширного круга вопросов, связанных с тремя системами основополагающих предпосылок минерагенического прогноза: 1) - источник рудного вещества, 2) - динамика транспортировки рудного вещества от его источника к месту его накопления и 3) - структурно-вещественные свойства рудоконтролирующей среды. В условиях докембрийских щитов каждая система таких вопросов может решаться только при должном знаний специфики геохимического поведения вещества во времени и пространстве в процессе круговорота взаимосвязанного развития всех эндогенных и экзогенных систем на протяжении всей геологической истории: четырех докембрийских (раннеархейского, позднеархейского, раннепротерозойского, позднепротерозойского) и фанерозойского мегациклов пульсационно нарастающей кратонизации земной коры. Все это овеществлено в составе и структуре внешней слоистой осадочно-вулканогенной оболочки (стратисферы) земной коры, доступной для непосредственного эмпирического историко-геологического поиска.

Круг вопросов, связанных с закономерностями пространственно-временного овеществления процессов рудообразования, раскрывается методами изучения иерархической соподчиненности и пространственного взаиморасположения геологических тел (ближе/дальше - ниже/выше) и временной (раньше\позже) последовательности геологических явлений в их иерархической последовательности. Выделяются геологические тела четырех иерархически соподчиненных уровней: геосферы, структурно-вещественные единицы многих соподчиненных рангов, минералы и изотопно-геохимические системы. Мера достоверности и детальности прогнозной оценки перспектив рудоносности территорий зависит от определенности знания сущности процессов образования и преобразования каждой из свойственных им структурных единиц в их индивидуальной и взаимосвязанной эволюционной пространственно-временной завершенности. Получение таких знаний составляет задачу историко-геологических поисковых исследований на стыке петрологии, литологии, стратиграфии, палеонтологии, структурной геологии, изотопной геохимии и других наук о Земле. Причем, чем глубже уровень знаний и меньше объем исследуемого геологического тела, тем полнее и достовернее прогностический потенциал геологического поиска. Оптимальным способом систематизации, эмпирического анализа, и теоретического обобщения результатов поисковых исследований является составление карт поисковых признаков и критериев прогнозирования. Таким образом, проблема рудогенеза докембрийских щитов, сводится, к совершенствованию и углублению научных предпосылок историко-генетического поиска и, следовательно, принципиальному увеличению общего прогностического потенциала всей геологии. Фундаментальным в этом аспекте является триединство время-пространство-энергия.

Определились, сосуществуют и развиваются два - эндогенное и экзогенное - принципиально отличные друг от друга, а по существу неразрывно связанные между собой методологические направления исследования закономерностей геологического овеществления времени, пространства и энергии. В рамках эндогенного направления проблема времени решается методами структурной геологии, относительной геохронологии и изотопной хронометрии с определением скорости (энергии) геологических процессов в единицах астрономического времени. Такой подход вскрывает пространственно-временные закономерности эволюции абиогенного вещества - геологического овеществления эндогенной энергии взаимосвязанного развития всех внутренних и внешних геосфер и связи Земли с Космосом. Экзогенное направление изучения геологического овеществления триединства времени, пространства и энергии раскрывает общий тренд развития внешних геосфер в их эволюционной завершенности и взаимодействии с внутренними геосферами и Космосом. Определяющей здесь является эволюция биосферы. Измерение эндогенно-экзогенного взаимодействия всех, внутренних и внешних, геосфер обеспечивает ***б и о г е о м е р и д а*** [20] – биотическая мера геологического овеществления вселенских процессов как эмпирико-теоретический фундамент построения глобального космоцентрического геоэкосистемного календаря [15].

Применительно к проблеме рудогенеза докембрийских щитов, теоретическим фундаментом глобального трассирования металлогенических эпох и сравнительной оценки потенциальных перспектив рудоносности металлогенических провинций, исходя из аналогии и с учетом геологической специфики конкретных регионов и эмпирически обособленных металлогенических зон, служит изотопно-геохронологический календарь. На современном уровне знаний достаточно обоснованно выделение позднеархейской золото-полиметалльной комателтитовой (3200 ± 200 млн. лет назад) и архей-протерозойской уранзолоторудной кварцево-конгломератовой (2700 ± 200 млн. лет назад) глобальных металлогенических эпох. Менее определенно, хотя и довольно отчетливо, наметились три раннепротерозойские металлогенические эпохи: **1)** - рудогенных расслоенных интрузий медно-никелевой и благороднометальной специализации (2500 ± 200 млн. лет назад), **2)** - джеспиллит-железорудная (2250 ± 100 млн. лет назад) и **3)** - благороднометалльная потенциально углеводородно-продуцирующая черносланцевая (2050 ± 50 млн. лет назад) глобальные минерагенические эпохи. Обоснована и сравнительно полно изучена венд-кембрийская глобальная эпоха фосфатонакопления (570 ± 60 млн. лет назад). Историко-геологические рубежи таких эпох, фиксируемые по появлению и исчезновению признаков соответствующих руднометаллогенических эпох, знаменуют коренные геодинамические перестройки эндогенно-экзогенных связей, каждая из которых протекала в диапазоне времени полного цикла глобального прохождения эндогенно-экзосферного круговорота рудно-промышленной оболочки земной коры [14 - 16].

При межконтинентальном сравнительном анализе рудоносности докембрийских щитов прогноз осуществляется исходя из принципа уникальности (историко-геологической неповторимости) сущностных характеристик этапов реализации генетического потенциала рудогенеза эндогенно-экзогенного круговорота внешних и внутренних геосфер в их взаимодействии между собой и Земли с Космосом. На региональном и локальном уровне прогнозной оценки рудоносности территорий определяющим является соответствие системы поисковых признаков и критериев оцениваемой системы аналогичной системе признаков рудоносности эталонных рудных провинций и металлогенических зон. В соответствии с этим выделяются три взаимодополняющих друг друга системы поисковых признаков и критериев (СПК) прогнозирования месторождений полезных ископаемых: общая, региональная и локальная. Общая СПК включает геодинамические и геогенетические индикаторы пространственно-временных закономерностей эволюции эндогенных и экзогенных геосфер в их непрерывном пульсационном эволюционно-направленном взаимосвязанном развитии. Фундаментальным здесь является источник рудогенных элементов (мантийный? коровый?, смешанный манийно-коровый?), фациальные, палеогеографические и геодинамические обстановки образования и преобразования рудной оболочки земной коры, фи-

зико-химические условия денудации (дипликации), транспорта рудного вещества от источника к месту рудоотложения, его сингенетического, эпигенетического и метаморфического преобразования. Необходимые для этого знания поставляются исследованиями на стыке геофизики, тектоники плит, исторической геологии, литологии, палеовулканологии, генетической минералогии, изотопной геохимии, палеобиогеографии, прототектоники, геосферологии. Региональная СПК представляет совокупность общих и специфических признаков, определяющих индивидуальные свойства конкретных условий определенного геологического региона и его металлогенической зоны, реального места и конкретного времени рудообразования. Сочетание систем общих и региональных признаков и критериев вместе с результатами геологического картирования применительно к условиям конкретных регионов и структурно-фациальных зон определяет перспективность рудоносности конкретных объектов, независимо от наличия или отсутствия в них прямых проявлений полезных ископаемых. При этом, степень перспективности каждого объекта может быть оценена в баллах и отражена на картах поисковых признаков и критериев прогнозирования месторождений полезного ископаемого в изолиниях относительного веса положительных и отрицательных признаков и критериев рудоносности, что позволяет предполагать реальность создания математического аппарата прогнозирования и оценки геолого-экономической результирующей освоения ожидаемого месторождения. Локальная СПК, конкретная для конкретных тектоногенов, формируется в процессе поисковых работ и геолого-экономической оценки объекта изучения. Сюда входит совокупность прямых и косвенных признаков полезных ископаемых, причем приоритетной при создании модели нового, нетрадиционного для хорошо изученных территорий, прогнозируемого генетического типа и вида полезного ископаемого, является система косвенных признаков: фациальный состав, прототектоника, парагенезис, метаморфизм, геохимия, последовательность пространственно-временного проявления процессов образования и преобразования пород и руд.

В арсенале примеров разработки конкретных проблем рудоносности докембрийских щитов, достаточно показателен опыт прогнозирования и поисков месторождений урана и золота типа древних конгломератов [2 - 5] применительно к условиям Восточной части Балтийского щита [10 - 13, 17].

Несмотря на более чем вековое изучение Витватерсрандского уникума уранзолоторудных докембрийских конгломератов в Южной Африке [2 - 4], поисков, открытия и освоения аналогичных месторождений на Канадском щите (Блейндривер), в центральной Африке (Тарква), в Бразилии (Жакобина) и повсеместные разнообразные научно-исследовательские [5] производственные и тематические [10 - 13] исследования, сущность проблемы остается в основном открытой. «Однозначно определилось лишь значение того, что благоприятными для поисков уникальных и крупных месторождений являются не все конгломераты, как это принималось вплоть до 70-х годов XX столетия, а только особая их разновидность, сложенная кварцем и соответствующая строго определенному сочетанию фациально-палеогеографических и геодинамических условий седиментогенеза» [17]. При этом предлагались и проверялись в практической деятельности различные генетические модели рудогенеза, в целом устанавливающие два способа образования месторождений: осадочный и гидротермальный.

В рамках гидротермальной модели определяющим критерием прогнозирования месторождений металлоносных конгломератов является совокупность признаков эндогенного рудообразования и литологический фактор рудоотложения. Сфера потенциально перспективных образований при этом охватывает все потенциально рудогенные эндогенные источники вещества и структурно-литологические среды рудоотложения, независимо от возраста рудолокализующей среды [5]. Концепция осадочного происхождения месторождений золотоурановых конгломератов устанавливает приоритет фациально-палеогеографических обстановок осадконакопления [3], предопределенных тектоникой и климатом. Недостаточно определенным при этом остается источник (экзогенный? эндогенный?) рудного вещества (золото, урана и прочих сопутствующих компонентов), относительная роль тектонических и климатических факторов, а также конкретные способы переноса вещества от источника к месту накопления. По-разному объясняются фациальные условия совместного осаждения рудных компонентов (золота и радиоактивных минералов в первую очередь), принципиально разной устойчивости к выветриванию и геохимической подвижности. Многовариантно понимание и других специфических характеристик месторождений конгломератового типа. Такая неопределенность неизбежно приводит к субъективному многовариантному определению критериев прогнозирования, поисковых признаков и выбору предпочтительных направлений поисков месторождений. Поэтому приоритет при определении объектов изучения и методики работ по проблеме рудоносных конгломератов, например, применительно к Восточной части Балтийского щита, отдавался эмпирически однозначным характеристикам, а именно: литологическим и возрастным аналогам конгломератов известных месторождений, отличающихся аномально высокой радиоактивностью, фиксированной при попутных поисках в процессе геологосъемочных работ и тематических исследований. Исходя из этого, методика целенаправленных поисков включала детальное послойное стратиграфическое, генетическое литолого-фациальное, радиометрическое, минералого-геохимическое изучение конгломератов и вмещающих отложений с особым вниманием к последовательности минералообразующих процессов и структурно-тектонических деформаций, соотношение с интрузиями магматических пород. Такой подход, наряду с локализацией детальных поисков и точек прохождения буровых скважин для прослеживания рудных тел на глубину привел к ряду принципиально новых фундаментальных выводов общепрогностического потенциала, основные из которых сводятся к четырем нижеследующим положениям [10 - 13, 17]:

- Существуют два принципиально отличные друг от друга по перспективности и масштабу рудоносности типа уранзолоторудных кварцевых конгломератов: Витватерсрандский, сульфидный и Тарквинский, мартит-гематитовый, образованные, соответственно, в условиях закисной и окисной средах литогенеза.
- Витватерсрандский тип золотоурановых конгломератов в пределах Балтийского щита характеризует условия сумийско-сариолийского (2700 - 2350 млн. лет назад), Тарквинский – ятлийскийского (2350 - 2000 млн. лет назад) литогенеза. Смена закисных условий литогенеза окисными обусловлена вспышкой фитогенеза на рубеже сариолия и ятулия (2350 млн. лет назад).
- Источником рудного вещества служат коры химического выветривания рудоносных образований гранит-зеленокаменной ассоциации позднего архея и флюидные гидротермальные дериваты конседиментационного мантийно-корового магматизма.
- Масштаб рудоносности определяется палеогеографическими условиями, геодинамической обстановкой и рудным потенциалом источников рудного вещества.

Литература

1. Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Под ред. Г.И. Горбунова. Апатиты. 1978. 171 с.
1. 2 Безгубов А.И., Бывших Ю.И., Дементьев П.К. и др. Уран в древних конгломератах. М.: Госатомиздат. 1963. 188 с.
2. Елисеев В.И. О происхождении золотоуранового месторождения Витватерсранд (ЮАР) // Бюл. о-ва испытателей природы. Отд. Геол. 2006. Т. 81. Вып. 1. С. 66 - 73.
3. Ивенсен Ю.П. Месторождения типа золотоурановых конгломератов и перспективы их выявления на территории СССР// Геохимия, петрография и минерагения осадочных образований. М.: Изд. АН СССР. 1963. С. 3 - 11.
4. Кренделев Ф.П. Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск: Наука. 1974. 238 с.
5. Металлогения Восточной части Балтийского щита. (Комплект карт). Гл. ред. А.В. Сидоренко. Отв. Ред. Т.В. Билибина. Л. ВСЕГЕИ. Картфабрика «Аэрогеология» Мингео ССР. 1980.
6. Металлогеническая карта Карело-Кольского региона. Ответс. ред. В. Е. Попов, Д. В. Рундквист. Л. ВСЕГЕИ. 1984.
7. Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Баянова Т.Б.и др. Кольская платинометальная провинция: новые данные.//Платина России. Прблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI веке. М., ЗАО «Геоинформмак». Т. 3. кн. 1. 1999. С. 43 - 52.
8. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Балабонин Н.Л. и др. Основные результаты исследований платинометалльной рудоносности расслоенного интрузива Федорово-Панских тундр. В кн.: Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова: в 3-х томах. Т. 2. «Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика». Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты. Изд. МУП «Полиграф». С. 4 - 12.
9. Негруца В.З. Опыт изучения кварцевых конгломератов Карелии и их происхождение // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М.: Недра. 1966. С. 80 - 97.
10. Негруца В.З. Некоторые закономерности распределения золота в докембрийских метатерртгенных породах восточной части Балтийского щита // Докл. АН СССР. Т. 211. № 1. С. 197 - 200.
11. Негруца В.З. Методика прогнозирования и поисков благородных и радиоактивных металлов в кварцевых конгломератах: Препринт. – Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР. 1988. 32 с.
12. Негруца В.З. Докембрийская формация кварцевых конгломератов Балтийского щита. Апатиты. 1990. 150 с.
13. Негруца В.З. Металлогеническая модель Кольской геоэкосистемы. Апатиты. 1992. С. 118.
14. Негруца В.З. Эмпирико-теоретический фундамент построения общепланетарного геохронологического календаря// Геоінформатика. № 2. 2007. С. 32 - 40.
15. Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Обстановки седиментогенеза и стратотипы дорифея. СПб. 2006. 96 с.
16. Негруца В.З., Негруца Т.Ф К созданию прогнозно-металлогенической модели формации золотоурановых конгломератов: Карельский полигон// Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эдогенных и экзогенных процессах. Материалы Всерос. Конф. с иностр. Участием, посвящен. 50-летию Сибирск. Отд. РАН и 80-летию чл.-кор. РАН Ф.П. Кренделева, 16-16 апреля 2007 г., Улан-Удэ. Изд. Бурят. НЦ СО РАН. 2007.
17. Новое в изучение минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области. 1988 год.(Медно-никелевые руды. Фосфатное сырье. Нетрадиционные типы полезных ископаемых). Под. Ред. В.З. Негруцы. Апатиты. 1989. 34 с.
18. Новое в изучение минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области. 1989 год. (Модели типовых металлогенических систем). (Дискуссионные вопросы региональной металлогении). Под. Ред. В.З. Негруцы. 1990. 52 с.
19. Соколов Б.С. Биосфера как биогеомерида. Вступительное слово Президента Палеонтологического общества на LIV годичной сессии. Апрель. 2008. СПб. 2008. 8 с.

ФРАМБОИДАЛЬНЫЙ ПИРИТ В ДОННЫХ ОСАДКАХ оз. ИМАНДРА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Ю.Н. Нерадовский[1], В.А. Даувальтер[2], Е.Э. Савченко[1]

[1] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, nerad@geoksc.apatity.ru;
[2]Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты

Образования фрамбоидального пирита установлены в современных донных осадках Мончегубы оз. Имандра на глубине 6.2 м от поверхности воды. Детально изучен слой осадка мощностью 21 см, в котором наблюдается развитие индивидов и глобулей пирита. Наиболее насыщен пиритом верхний слой осадка мощностью 11 см, в котором присутствуют многочисленные остатки разложения различных живых организмов, графит и частицы пылей сульфидного и силикатного состава, относящиеся к выбросам металлургического комбината. Концентрация фрамбоидных частиц пирита в целом по изученному слою варьирует от единичных зерен до 1%, а в обогащенной части от 0.5 до 1%. Обогащение фрамбоидальными частицами резко обрывается на границе вместе с исчезновением органических остатков. Размеры индивидов пирита варьируют от 250 нм до 2 мкм, размеры сфероидальных агрегатов — от 5 до 25 мкм. Индивиды пирита — кристаллы октаэдрического габитуса, агрегаты - сфероиды и глобулы. Внутреннее строение сфероидов определяется плотностью упаковки кристаллов пирита. С возрастанием плотности частиц появляются признаки срастания их в единый, шарообразный индивид - глобулу.

В истории генезиса фрамбоидов выделяется три стадии: 1) стадия зарождения индивидов пирита (индивидуальная), 2) стадия наполнения сфероидов (сфероидальная) и 3) стадия кристаллизации глобул (глобулярная) (рис. 1).

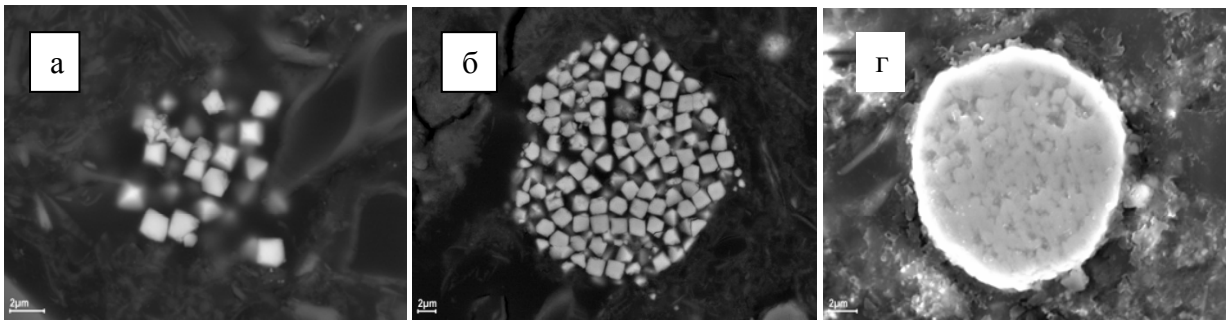


Рис. 1. Индивиды пирита (а), сфероид пирита (б), глобула пирита (в).

В первую стадию происходит образование зародышей пирита. Они появляются в виде октаэдрических кристаллов различных размеров (рис.1а.). Появление пирита происходит спонтанно в области разложения органических остатков в присутствии серы. Все компоненты, необходимые для зарождения пирита, присутствуют в осадках: остатки органики, графит и сульфидные частицы пылей.

Зарождение пирита происходило, вероятно, пульсационно, поскольку размеры кристаллов изменяются дискретно (табл. 1). Кристаллы пирита образуют неправильные группы, хаотически рассеянные в обогащенном серой слое осадков. Обнаружено четыре группы по размерам, от 0.25 до 1.5 мкм.

Таблица 1.

Размеры индивидов, сфероидов и глобул, мкм

Индивиды	Сфероиды		Глобулы
	Индивиды	Агрегаты	
0.25	нет	нет	нет
0.5	0.5 - 0.6	6 - 7	нет
1.0	1.0	10 - 15	10-16
1.5	1.5	20 - 21	нет
нет	2.0	24 - 26	нет

Зародыши имеют одинаковые размеры в тех группах, которые образовались одновременно (рис. 2). Первоначально зародыши располагаются хаотическими неправильными группами. После зарождения кристаллы пирита дальше не растут, а кооперируются в агрегаты, наиболее распространенной формой которых является сфероидальная.

Зародыши разных импульсов имеют изначально разные размеры. При этом они имеют одинаковую морфологию и относятся к октаэдрам независимо от размеров. Зародыши кристаллов пирита разных импульсов

могут находиться в одном месте, но сфероиды образуют только индивиды одинакового размера. Очевидно, в этом проявляется закон - постоянства размеров частиц фрамбоидального пирита, отмеченный во многих работах [2, 9]. Кристаллики разных размеров не могут создать наиболее энергетически выгодную форму шара.

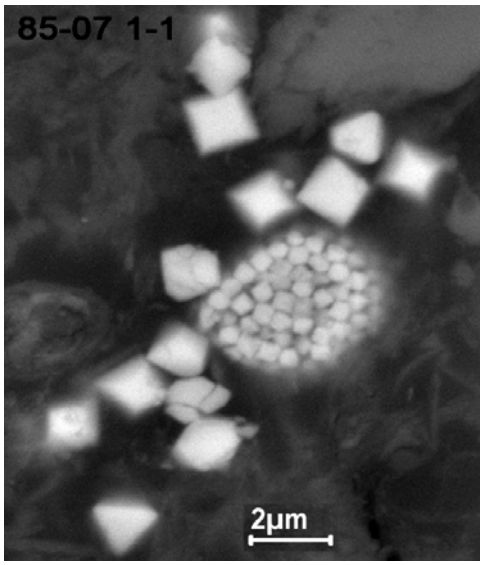


Рис. 2. Группы зародышей пирита разных размеров и разных зарождений.
Ранняя группа кристаллов имеет меньшие размеры и уже скооперировалась в плотно упакованный агрегат округлой формы.

Во вторую стадию образуются сфероиды кристаллов пирита (рис. 1, 2). Объединение индивидов пирита в сфероиды происходит неодноактно. Вначале частицы образуют хаотические группы расплывчатых форм. В этих группах отдельные части постепенно организуются в округлые агрегаты (рис. 3). Обычно в области округления кристаллы пирита приобретают плотнейшую упаковку, но иногда плотнейшая упаковка возникает и в группе зерен, не имеющих округлости. В эти агрегаты пирита могут добавляться новые частицы, наращивая агрегат изнутри - через «оболочку», или снаружи - на «оболочку». По-видимому, в какой-то момент организации образуется более плотная связь между частицами по внешней стороне сфероида и он начинает вести себя как более крупная частица, с новыми границами. Если граница не «закрыта», то внутрь этой частицы могут поступать новые элементарные частицы, а если «закрыта», то новые частицы наращивают агрегат снаружи (рис. 4).

Таким образом, зарождение пирита происходит в виде кристаллов октаэдрической формы, а образование агрегатов — в виде сфероидов. Сфероиды растут путем миграции отдельных кристаллов к месту максимальной концентрации.

Внутреннее устройство сфероидов определятся степенью организации (уплотнения) индивидов пирита (рис. 5). В период сфероидального развития фрамбоидов они стремятся приобрести плотнейшую упаковку сотовой структуры, но это не всегда достигается. Возможно, большая часть сфероидов находится в стадии формирования. Установлено, что размеры индивидов в сфероидах, в основном, такие же, как и у свободных индивидов, но отсутствуют самые мелкие и присутствуют более крупные. Наблюдается связь размера отдельных кристаллов и размера сфероида: с увеличением кристаллов от 0.5 до 2.0 мкм размер сфероидов увеличивается от 6 до 26 мкм (табл. 1).

В третью стадию сфероиды преобразуются в глобулы (рис. 1в). Уплотнение упаковки кристаллов пирита

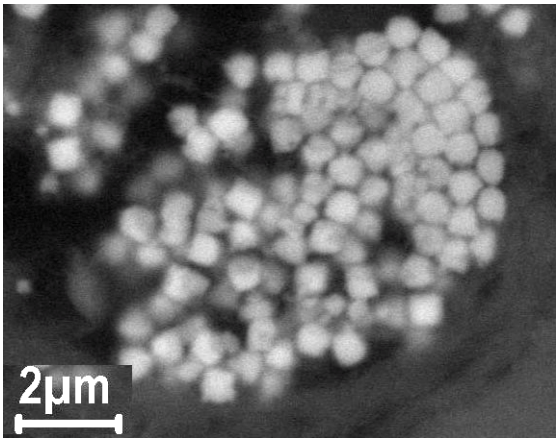


Рис. 3. Начальная форма образования сфероида: с одной стороны образовалась кольцевая плотная упаковка кристаллов пирита, к которой «стекаются» другие кристаллы.

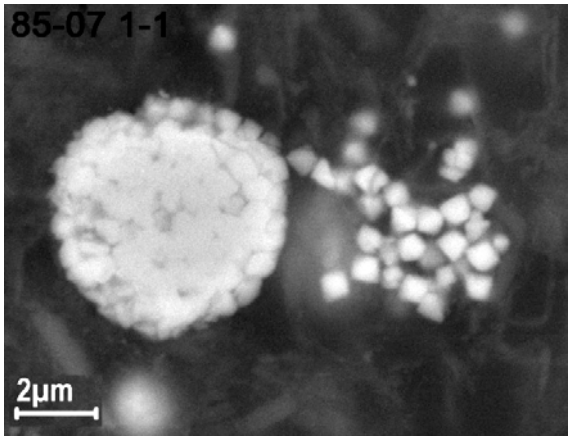


Рис. 4. Нарастание индивидов пирита на оболочку фрамбоида путем перемещения из группы зародышей.

в сфероиде приводит к перекристаллизации пирита, слиянию кристаллов в единый шарообразный кристалл (глобулу, рис. 6), уменьшению размеров сфероидов. Размеры глобул не превышают 10 - 16 мкм (табл. 1). Количество глобул значительно меньше, чем сфероидов. В связи с этим можно полагать, что образование глобул находится в начальной стадии, в связи с тем, что осадки молодые по возрасту.

Химический состав пирита оценивался с помощью энерго-дисперсионного спекрометра Roentec, установленного на сканирующем микроскопе LEO-1450. Результаты были приведены к 100%. Исследования показали, что пирит имеет химический состав, близкий к стехиометрическому и не содержит примесей (табл. 2), хотя рядом с ним в осадке сосуществуют частицы Fe-Ni-Co-Cu-S сплавов. Незначительное различие в содержании элементов в пирите разных стадий развития объясняется постепенным уплотнением кристаллов и умень-

шением погрешности анализа; фактически содержание S и Fe везде одинаковое. Это подтверждает генетическую связь зародышей со сфероидами и глобулами.

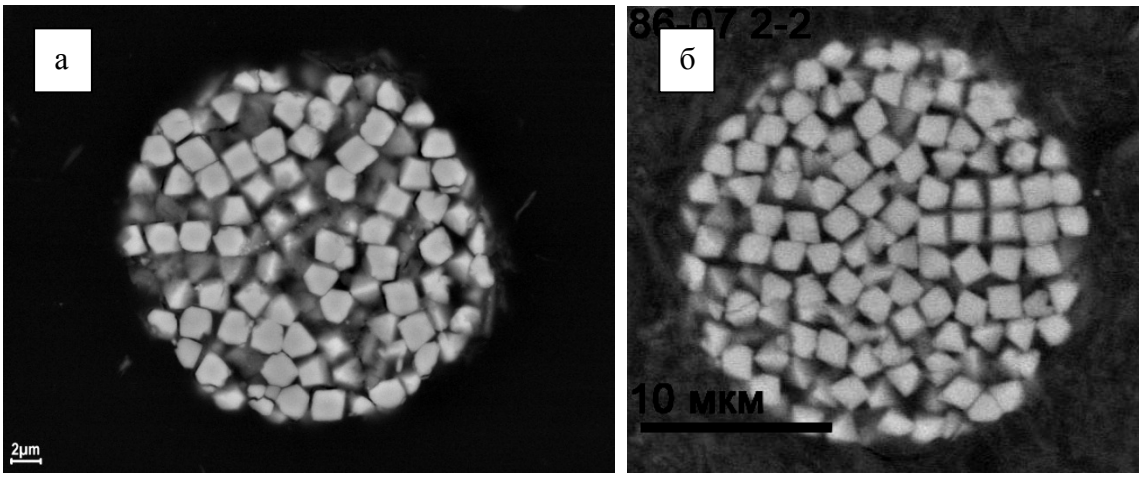


Рис. 5. Сфероиды с различной плотностью кристаллов пирита.

а)- ви*дны значительные пустоты между кристаллами, б)- видны участки паркетной структуры.*

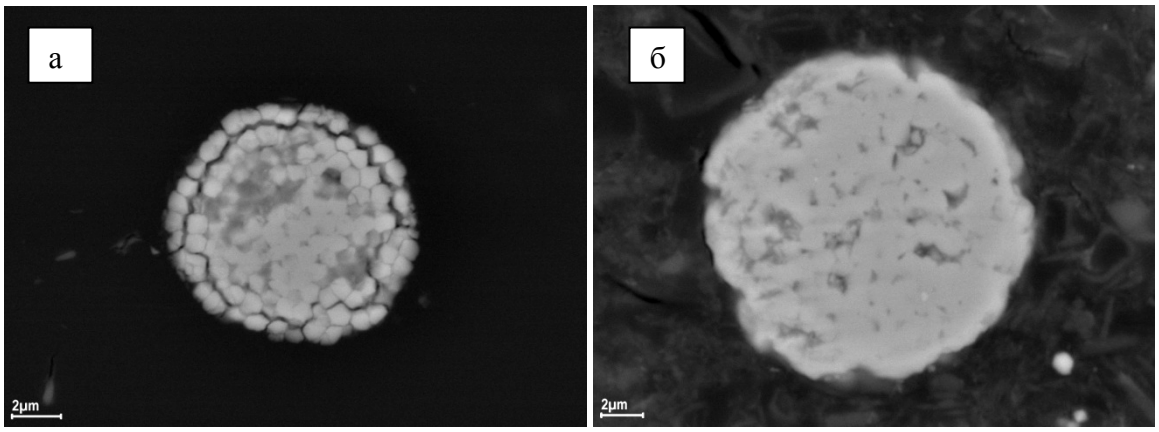


Рис. 6. Глобулы пирита с разной степенью срастания кристаллов.

а)- кристаллы плотно упакованы, но еще видна сотовая структура и оболочка наросших позднее кристаллов; б)- большая часть кристаллов слилась в единый кристалл (глобулу).

Таблица 2.

Химический состав пирита разных стадий развития

Зародыши			**Сфероиды**			**Глобулы**		
S, %	Fe, %	Σ, %	S, %	Fe, %	Σ, %	S, %	Fe, %	Σ, %
50.45	49.55	100	53.34	46.66	100	52.94	47.06	100
49.77	50.23	100	51.86	48.14	100	52.79	47.21	100
			53.24	46.76	100	52.49	47.51	100
			51.63	48.37	100	53.84	46.16	100
50.1	49.89	100	52.52	47.48	100	53.02	46.98	100

Выводы

Фрамбоидальный пирит при диагенезе осадков проходит несколько стадий кристаллизации от зародышей через сфероиды до глобул. При этом подтверждено, что образование диагенетического фрамбоидального пирита про-

исходит при участии органики в восстановительной среде. Как и во многих других случаях, описанных в литературе [7, 9, 2, 4, 6], наиболее распростаненной формой фрамбоидального пирита является сфероидальная.

Глобулярная форма фрамбоидов пирита является наиболее совершенной и конечной для осадков Мончегубы оз. Имандра. Слияние элементарных частиц пирита в шарообразные глобулы свидетельствует о приобретении максимальной энергетической устойчивости на новом размерном уровне.

В отличие от многих предшествующих исследований [6, 9, 5, 4], мы не можем согласиться с биогенным происхождением фрамбоидального пирита. В нашем случае налицо все доказательства абиогенного происхождения и кристаллизации пирита от стадии зародышей до глобул по законам классической генетической минералогии [3, 8, 1].

Литература

1. Байдалинов А.Т. /Феномен отрицательных магнитных аномалий// Журнал "Геология и охрана недра" № 1 (22) 2007.
2. Геологический словарь. 1973. Т. 2. С. 393.
3. Григорьев Д.П. Онтогения минералов. Изд. Львовского ун-та. 1961. 284 с.
4. Кизильштейн Л.Я. Фрамбоидальный пирит причастен к возникновению жизни на Земле? Природа. № 1. 2007. С. 49 - 54.
5. Кизильштейн Л.Я., Минаева Л.Г. Происхождение фрамбоидальных форм пирита. ДАН СССР. 1972. Т 206. № 5. С. 1187 - 1189.
6. Кизильштейн Л.Я. К вопросу о происхождении фрамбоидальных форм пирита. Известия АН СССР. Сер. Геологическая. 1969. № 5. С. 61 - 68.
7. Минералы. Справочник. Т 1. Гл ред. Ф.В. Чухров. 1960. С. 617.
8. Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М. Изд. Иностранной литературы. 1962. С. 1132.
9. Скрипченко Н.С. /Фоссилизированные сульфатредуцирующие микроорганизмы в кочеданных рудах// Литология и полезные ископаемые. № 5. 1969. С. 40 - 59.

ОБНОВЛЕННАЯ ЦИФРОВАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

А.М. Ремизова [1], А.Б. Дуракова [2]

[1] ОАО «Кольский геологический информационно-лабораторный центр», Апатиты
[2] ОАО «Центрально-Кольская комплексная геологическая экспедиция, Апатиты, remizovaam@kgilcl.ru

Представляемая геологическая карта масштаба 1: 200 000 – по существу сводка информации по ГСР разных лет, геохронологии и дистанционным материалам (космофото и геофизическим) по состоянию, формально - на начало работ (2002 г.), фактически - учитывалась также наиболее важная и интересная информация до конца работ (2007 г.). Ценность карты в том, что сделана она в единой легенде (на основе утвержденной НРС МПР при ВСЕГЕИ в 1995 году для Госгеолкарт-200) небольшим коллективом единомышленников. Концептуальные подходы авторов к отображению на карте структурно-вещественных комплексов, в разное время закартированных, далеко не всегда совпадают с наиболее традиционными до 70-х годов, до сих пор сохраняющимися в некоторых работах. Это, прежде всего, отказ от стратификации метаморфических комплексов. Сейчас, после выхода в свет уникальной работы А.А. Кузнецова [3], можно признать, что в данной интерпретации карты, составленной на основе всего многолетнего опыта ГСР, вся нижняя кора отделена от верхней стратифицируемой терминами *метаморфический, плутоно-метаморфический и ультраметаморфический* комплексы. Все эти комплексы соответствуют протокрустальным (первично магматогенным) образованиям нижней (ранней) земной коры А.А. Кузнецова. Авторами карты и их коллегами по ГДП-200 и ГДП-50 (Л.А. Гаскельберг, О.Я. Даркшевичем и Б.А. Шлайфштейном), начиная с 80-х годов, эти образования не стратифицировались – как по отсутствию признаков стратификации, так и по наличию признаков магматогенности, а также по обычному нахождению их в фундаменте уверенно стратифицируемых докембрийских образований. Помимо наиболее ранних лопийских метаморфических комплексов, по существу плутоно-метаморфических (кольского, беломорского, баренцевоморского), выделены лопийско-карельские плутоно-метаморфические гранулитовые комплексы и карельский каскамский, занимающие позиции нижней коры. На примере каскамского комплекса габбро - гранодиоритов, сланцеватые амфиболиты и мигматит-гранодиориты которого разными авторами ранее интерпретировались и как более древние, и как стратиграфические, виден прорыв геологов-съёмщиков из пут традиционных построений, основанных на ложных признаках зернистости, полосчатости, сланцеватости. Породы комплекса (выделенного Б.А. Шлайфштейном при ГДП-200, 1987 ф) находятся в коллизионной зоне и реоморфизовались в карелии, отчего и придан всему комплексу карельский возраст.

Парадоксы больших перекрытий значений возраста пород нижней и верхней коры связаны с длительностью затвердевания вещества ритмосерий нижней коры. В этом причина нахождения одновозрастных и вещественно близких образований в разных структурно-вещественных комплексах. Так, расслоенным ультрамафит-мафитовым интрузиям рубежа 2.5 млрд. лет близки образования протомагматогенных гранулитов Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса, имеющим практически идентичные возрастные реперы в анортозитовых частях разрезов. Притом, что ритмосерии гранулитов имеют в верхних частях разрезов комплексы, характерные для нижней коры (эндербиты) и на границах ритмосерий – «критические горизонты» [3], с набором пород вплоть до силекситов.

Представляемая карта составлялась поэтапно, по годам, без возможности существенных корректировок в конце всей работы, когда легенда и подходы к детальности отображения были сформированы. Разнородная детальность участков карты, являющаяся недостатком с эстетической точки зрения, отражает в какой-то мере детальность и масштаб исходных материалов. Учитывая цифровой формат и полистное его оформление в отчёте (28 листов с объяснительной запиской к каждому), качество большей информативности детализированных участков или целых листов вполне оправдано.

Существенным изменением представляемой ГК-200 относительно первичных материалов можно считать расширение на юг зоны карелид центрального блока Имандра-Варзугской структуры, где из состава верхних лопид выделены мунозёрская свита на уровне ятулия и пикамская толща – предположительно на уровне людиковия и (или) калевия. Последняя, по составу и облику пород, может коррелироваться с панареченской свитой центральной части ИВЗ или тальинской толщей - Южно-Печенгской зоны. Предпосылки к этому были давно /Клюнин С.Ф., 1974ф/, но теперь лучше осмыслена совокупность материалов по зоне, в том числе состав и позиция вмещаемых толщей метаверлитов и метагаббро Фомкина ручья. Кроме того - в настоящее время есть изохронные определения возраста (U-Pb методом по циркону) в 1962 млн. лет [4] вулканогенных образований кислого состава, обнажающихся на реке Варзуга и прослеживающихся на восток. Они выделены в качестве подземельной толщи, наращивающей разрез пикамской толщи, и коррелируются с самингской свитой ИВЗ. Объём и место положения в разрезе мунозерской свиты на уровне нижнеумбинской свиты фиксированы /ГДП-50, Даин А.Д., 1984 г./ только на северном склоне Мунозерского купола. «Прослеживание» ее вокруг купола на юг и далее на запад в цетриклиналь Соммер только по дистанционным материалам слабо обосновано. Необходимы целевые стратиграфические исследования в этом районе или ГДП любого масштаба (с бурением) с такой же задачей.

Вторым существенным изменением для всего региона в целом является появление достаточно больших объемов ультраметаморфических калиевых гранитов, воздействующих на самые поздние лопийские образования и карельские породы. Во многих структурах представляемой карты они обозначены как L_3-K, однако специальных геохронологических исследований не было. Допущение делается по общегеологической ситуации и аналогии с другими коллизионными структурами, где при определениях изотопного возраста гранитоиды, в столь же крупных формах выраженные (каскельяврский комплекс Южной Печенги), действительно оказывались карельскими.

Единственное по существу изменение на утвержденных НРС МПР при ВСЕГЕИ в 2001 г. листах Раякоски и Приречный – перевод метаморфитов и ультраметаморфитов Руннийокско-Аллареченского блока из кольского комплекса в аллареченский плутоно-метамофический комплекс с вилкой возраста L-K. Это связано с существовавшим всегда после ГДП-200 /Дуракова А.Б., 2001ф/ мнением авторов, что в этой зоне гораздо больше реоморфизованных в карелии гранитоидов и диоритоидов (типа каскельяврского комплекса), чем выделено нами традиционно. То же и с амфиболитами – датированный амфиболит из «вмещающих» позднекарельские ультрамафиты аллареченского комплекса (датированных при ГДП-200 /Дуракова А.Б., 2001ф/) оказался несколько древнее, но также позднекарельским. В совокупности эти материалы и данные В.Р. Ветрина 2005 года [1] по северному обрамлению Печенги (СГ-3) вынудили нас расширить вилку возраста. И только специализированные работы или среднемасштабные ГСР могли бы более корректно разрешить эту задачу. Следует признать, что второй по названию аллареченский комплекс, хотя и метаморфический, надо было назвать иначе, чем одноименный ультрамафитовый. Можно изменить на алла-акаярвинский – для сохранения буквенного индекса карты.

В качестве позитивных для перспектив на поиски полезных ископаемых результатов можно рассматривать выделение на ГК-200 титовско-баренцевоморской толщи в Титовской подзоне Урагубско-Северо-Кейвской зоны лопид (лист Порт Владимир). По существу это синоним титовской толщи, расширенной пространственно. Титовские апобазальтовые амфиболиты прослежены визуально и по МАКС в пределы Мурманского блока в процессе ГСР-50 /Вороняева Л.В., 1999 ф/. Тогда же была выявлена золоторудная специализация этой толщи. Переименование титовской толщи по существу является заявкой на исследования кристаллосланцев и амфиболитов баренцевоморского метаморфического комплекса, являющихся субстратом при формировании ультраметаморфических комплексов эндербитов - плагиогранитов и эндербитов – гранитов среднего и позднего лопия. И это вполне вероятно, так как возраст супракрустальных лопид зоны Колмозеро-Воронья, возрастных и структурных анало-

гов титовской толщи, также среднелопийский. Давно известны также гнейсовые реликты и ксенолиты супракрустальных лопид в пределах Мурманского блока, не фиксируемые на ГК-200 ввиду малых размеров.

Выделение в составе умбареченского комплекса расслоенных интрузий раннего подкомплекса ультрамафитов-мафитов (петротип – датированный временем умбареченского комплекса массив Островский) позволяет иначе оценить металлогеническую специализацию и самого массива Островский, ранее относившегося к мончегорскому комплексу, и других менее известных тел. В данном случае пересмотр формационной принадлежности массива обоснован и геологической его позицией (центриклиналь, в которой выше – пластовая интрузия собственно умбареченского комплекса), а главное - четким определением изотопного возраста магматического циркона /Смолькин В.Ф., 2002 ф/.

Столь же обоснованным представляется выделение позднего габбро-норит-диоритового подкомплекса в составе мончегорского комплекса и отнесение к нему не только норитодиоритов и диоритов датированного массива Ярваварака и южных частей Мончеплутона, но и восточных предгорий Волчьих тундр и Мончетундры. Все это обосновано и геохронологическими данными последних лет, и петрологическими исследованиями М.И. Дубровского 1975 г. [2] норитодиоритов восточного предгорья Главного хребта. Нет уверенности в корректности отнесения этих образований к мончегорскому комплексу (у Дубровского они относились к комплексу Главного хребта). Но тогда не было датировок диоритового массива Ярваварaки значением близким возрасту Мончеплутона.

Кандалакшский плутоно-метаморфический комплекс фемического профиля, несмотря на тщательные исследования в пределах обнаженного и отпрепарированного берега, с применением структурного анализа и петрологических исследований, М.Н. Богдановой (ГИ КНЦ РАН) с соавторами /Митрофанов Ф.П., 1990 ф/, остается плохо исследованным (при такой сложности) пространственно. Наиболее важным вопросом для исследований остается стратиграфия нижних частей «разреза» комплекса, а именно – кандалакшской толщи прежних версий ГК этого района, сложенной метабазальтами, сохраняющими на многих участках их развития структуры или текстуры вулканитов, несмотря на метаморфизм фации альмандиновых амфиболитов. Нахождение реликтов этих метабазальтов среди основных кристаллосланцев гранулитовой фации, то есть - за пределами (выше) нижней аллохтонной пластины, которую они слагают полностью, вызывает необходимость выявления их взаимоотношений. И, конечно, - анализировать совокупные пространственные особенности мест их развития.

Взаимоотношения кандалакшских метабазальтов с рязановолудской толщей, отделенной в свое время М.Н. Богдановой от «плутоно-метаморфитов», могут быть естественно стратиграфическими. Однако поиск их затруднен разделением транспортной (бластомилонитовой) зоной нижнего аллохтона («лувеньгской толщей»), а не столько акваторией, отделяющей остров Рязановы луды от материковой части. И все-таки рязановолудские парагнейсы (а возможно и конгломераты) необходимо изучить на берегу, где могут быть найдены взаимоотношения, хотя бы с подстилающими породами. Лувеньгская толща, выделявшаяся /Чалых Е.Д., 1967 ф/ под нижним аллохтоном, сложена в большинстве своем бластомилонитами по плагиомигматитам беломорсого комплекса.

По результатам картографирования Терского побережья (листы Умба, Оленица, Варзуга) на основе фондовых материалов выявилось, что эндербитообразование и чарнокитообразование распространяются гораздо дальше на восток, чем это было ограничено Умбинским массивом в прежних конфигурациях. Причем – в субстрате находятся верхнелопийские метабазальты типа кандалакшских, с реликтами вулканических структур и текстур. Необходимо в этом районе (лист Варзуга) провести исследования с датированием последовательных процессов метасоматоза, широко проявленного здесь, и ультраметаморфического эндербитообразования.

В комплекте с геологической картой, полистно (28 листов) находящейся в отчете /Ремизова А.М., 2007 ф/, в нем представлены также материалы масштаба 1:500 000: Структурно-тектоническая схема (районирования) Мурманской области и Карта металлогенического районирования и прогнозных ресурсов основных видов полезных ископаемых территории Мурманской области. Текстовые материалы к ним (объемом 37 и 49 страниц соответственно) приведены в 1 книге отчета.

Литература

1. Ветрин В.Р. Протерозойские процессы мантийно-корового взаимодействия в архейской континентальной коре Кольского полуострова. В сб.: Геология и геодинамика архея. Материалы I Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург: Центр информационной культуры. 2005. С. 65 – 71.

2. Дубровский М.И., Микляев А.Н. Геология, вещественный состав и генезис «гиперстеновых диоритов» восточного предгорья Главного хребта. В кн: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, изд. КолФАН СССР. 1975. С. 91 - 107.

3. Кузнецов А.А. Флюидно-магматогенная природа Земли, ее геосферных кристаллических слоёв (подоболочек), месторождений-гигантов и преджизни. СПб.: Изд. СПб. Ун-та. 2004. 384 с.

4. Daly J.S., Balagansky V.V. et al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2001. V. 105. №. 2-4. P. 289 – 314.

СОСТАВ И ВОЗРАСТ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЦИРКОНЕ ИЗ АРХЕЙСКИХ ГНЕЙСОВ КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ СОСТАВА МАГМ И ИХ ЭВОЛЮЦИИ ВО ВРЕМЕНИ

В.П. Чупин [1], В.Р. Ветрин [2], Н.Г. Бережная [3], Н.В. Родионов [3], С.А. Сергеев [3], Ю.Н. Яковлев [4]

[1] *ИГМ СО РАН, НГУ, Новосибирск, chupin@uiggm.nsc.ru,*
[2] *Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, vetrin@geoksc.apatity.ru,*
[3] *ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург;* [4] *Кольская Сверхглубокая, Заполярный*

Г.И. Горбунов был одним из организаторов бурения Кольской сверхглубокой скважины, заложенной в мае 1970 г. в Печенгском горнорудном районе и достигшей рекордной глубины 12262 м. Одной из целевых задач бурения было изучение особенностей проявления магматических процессов на разных уровнях разреза земной коры и реконструкция составов протолитов. Поскольку изучение состава расплавных включений в цирконе дает прямую информацию о составе и особенностях кристаллизации магм [1, 4], нами на первых этапах проведено исследование включений в цирконах из архейских метавулканических дацит-плагиориодацитовых гнейсов восьмой толщи (ТТГ-8) [2], а в настоящее время - для всего архейского разреза Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3).

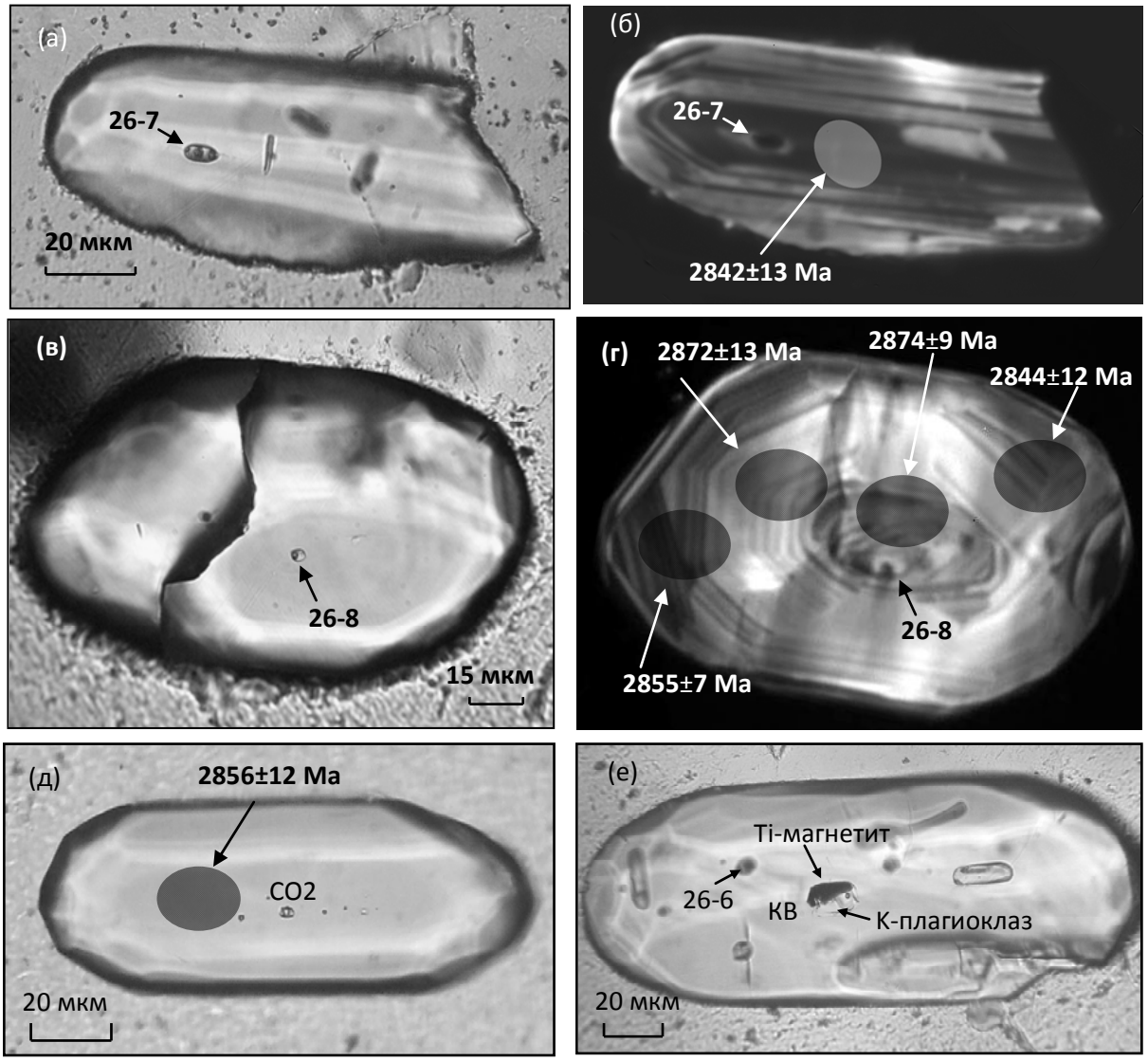


Рис. 1. Призматические кристаллы циркона из обр. 26 с расплавными включениями трондьемитового состава (а - е) и сингенетичным включением жидкой CO_2 (д). CI – комбинированное включение, которое содержит расплав и микрозерна К-плагиоклаза и Ti-магнетита.

Цифры рядом с включениями (26 - 6, 26 - 7, 26 - 8) соответствуют номерам анализов в таблице. Овал – анализируемая область циркона на ионном микрозонде. (а, в, д, е) – фото кристаллов в проходящем свете; (б, г) – катодолюминесцентные снимки кристаллов 7 и 8.

Результаты

В ядрах призматических кристаллов циркона из архейских метавулканитов всего разреза СГ-3 (с глубин 7622 - 12262 м) выделены первичные расплавные включения. Следует отметить, что циркон содержит как нормальные расплавные включения (рис. 1), так и комбинированные включения с различными микрокристалликами (ксенокристами и/или фенокристами апатита, кварца, плагиоклаза, рудного минерала) (рис. 1 f). Позитивная идентификация нормальных расплавных включений представляет значительную трудность и возможна только при комплексных оптических, термометрических и микрозондовых исследованиях. Стекла прогретых и затем закаленных расплавных включений в центральных и промежуточных частях ядер цирконов из ТТГ - 10 (глубина 11708 - 12262 м) и ТТГ - 8 (глубина 10601 - 11411 м) имеют плагиориодацит-плагиориолитовые (трондьемитовые) составы, а стекла включений, расположенных ближе к краю ядер кристаллов, характеризуются повышенными концентрациями калия и соответствуют риолитам (табл.). В центральных частях призматических цирконов из ТТГ-8 отмечены одиночные первичные включения CO_2 с плотностью около 0.73 г/см^3 (рис. 1 e), сингенетичные с расплавными включениями. Наличие таких включений указывает на кристаллизацию ранних цирконов в глубинном магматическом очаге из насыщенных CO_2 магм при давлении отделяющихся флюидов около 3.5 кбар [3]. Результаты изотопного $^{207}Pb/^{206}Pb$ и U-Pb SHRIMP датирования цирконов представлены в таблице и на рис. 1 и 2. Следует отметить, что не всегда удается точно определить время кристаллизации зоны циркона с включением из-за попадания в область анализа разновозрастных цирконов.

Таблица.

Химический состав (мас. %) и время захвата прогретых расплавных включений в цирконе из тоналит-трондьемитовых гнейсов десятой (обр. 90 с глубины 12020 м, обр. 43 с глубины 11778 м) и восьмой (обр. 26 с глубины 10780 м) толщ Кольской сверхглубокой скважины

Кристалл	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Cl	F	Сумма	Возраст, млн. лет
90-1 ц*	77.72	0.19	10.91	0.14	0.03	2.77	2.31	1.91	0.11	н.а	96.09	≤2872±15
90-11 ц	73.97	0.01	15.13	0.13	0.04	1.25	3.08	2.10	0.03	0.14	95.88	≤2850±10
90-11 п**	72.71	0	14.93	0.07	0	1.07	8.12	2.61	0	0.16	99.67	2825±14
90-10 п	72.72	0.05	14.18	0.87	0.05	2.19	3.61	2.16	0.03	0.17	96.03	2833±6
90-3 п	75.55	0.11	12.14	0.17	0.24	1.44	3.69	2.84	0.07	н.а	96.25	≤2849±6
90-5 п	74.81	0.26	10.58	0.26	0.00	1.85	4.93	3.57	0.07	н.а	96.33	<2864±8
90-6 п	74.82	0.00	13.04	0.06	0.00	1.17	1.74	3.83	0.39	0.05	95.10	≥2827±8
90-4 п*	87.75	0.03	2.93	0	0.04	0.72	1.30	1.38	0.01	н.а	94.16	≤2845±12
90-7 п	70.66	0.10	13.50	0	0	1.54	5.68	4.35	0.03	0.26	95.62	≤2834±7
43-9 ц	73.78	0.04	14.13	0.01	0.02	1.34	2.90	1.94	0.05	0.20	94.41	2854±5
43-9 п*	76.88	0.09	11.83	0.11	0.02	1.33	1.73	1.93	0.07	н.а	93.99	≤2854±5
43-1 к	74.39	0.06	12.30	0.02	0.01	1.26	3.25	3.33	0.03	н.а	94.65	<2842±7
43-5 п	69.03	0.78	13.09	0.29	1.66	1.96	4.37	3.33	0.07	0.26	94.84	2826±11
43-2 п	73.61	0.34	12.87	0.04	0.02	1.00	3.90	4.03	0.07	н.а	95.88	≥2807±6
26-8 ц	74.59	0	13.74	0.55	0	1.85	3.83	1.02	0	н.а	95.58	2874±9
26-6 ц	72.81	0.17	13.68	0.1	0.02	1.84	5.12	2.28	0.01	н.а»	96.03	2865±9
26-6 п	74.99	0.57	11.09	1.23	0.04	0.59	3.99	5.02	0	н.а	97.52	<2845±6
26-7 ц	73.39	0.10	14.04	0.29	0.08	1.48	4.74	1.71	0	н.а	95.83	2842±13
26-4 ц-п	72.64	0.07	14.58	0.12	0.03	1.39	4.89	2.46	0	н.а	96.18	н.а
26-5 п	74.92	0.05	12.05	0	0	0.63	3.67	2.93	0	н.а	94.25	н.а
26-11 п	77.07	0.03	8.98	0.01	0.02	0.73	2.85	2.72	0	н.а	92.41	<2853±8
26-10 п	75.18	0	12.73	0.24	0	1.56	3.32	2.78	0	Н.а	95.81	≥2812±11
26-12 п	73.31	0	13.77	0.19	0	1.55	2.69	3.77	0	0	95.28	н.а
26-9 к	72.03	0.02	15.53	0.14	0.01	1.23	3.43	3.37	0	0	95.76	н.а
26-13 к	73.33	0.27	14.95	2.17	0	1.11	0.69	2.92	0	н.а	95.44	н.а
26-14 к	76.79	0.07	14.25	0.22	0.09	0.27	1.98	4.14	0.01	0	97.82	н.а

*Анализы состава включений выполнены на микрозонде "CAMEBAX MICRO" и "JEOL JXA-8100" в ИГМ СО РАН; возраст включений определен по изотопным отношениям $^{207}Pb/^{206}Pb$ SHRIMP анализом вмещающего циркона в ЦИИ ВСЕГЕИ. Серым цветом выделены расплавные включения плагиориодацит-плагиориолитового состава. н.а - не анализировалось; ц, п, к - расположение включений в центральной, промежуточной и краевой частях ядер кристаллов; *- высокие содержания SiO_2 в анализах связаны с присутствием ксеногенных микрозерен кварца во включениях; **- сросток микрокристалликов альбита и калиевого полевого шпата. Содержания Na_2O в таблице увеличены на 30 % для компенсации потерь Na_2O при анализе [2].*

Анализ полученных данных показал, что магматические ядра призматических цирконов из тоналит-трондьемитовых гнейсов нижних толщ разреза СГ-3 имеют значительные непрерывные интервалы времени кристаллизации – примерно от 2880 до 2830 млн. лет для ТТГ-10 (обр. 90 с глубины 12020 м) и от 2887 до 2812 млн. лет для ТТГ-8 (обр. 26 с глубины 10780 м). Судя по $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастам вмещающего циркона, расплавные включения трондьемитовых составов захватывались практически во всем интервале времени кристаллизации ядер, а богатые K_2O включения риолитовых составов – на заключительной стадии кристаллизации ядер циркона (табл.). U-Pb возраст, определенный по верхнему пересечению дискордии с конкордией, для цирконов с риолитовыми включениями из обр. 90 равен 2830 ± 8 млн. лет (СКВО = 1.5). Для цирконов из обр. 26 установлено, что $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраста для двух кристаллов с магматическими включениями плотной CO_2 (2877 ± 21 и 2856 ± 12 млн. лет) близки к возрасту ранних цирконов с трондьемитовыми включениями.

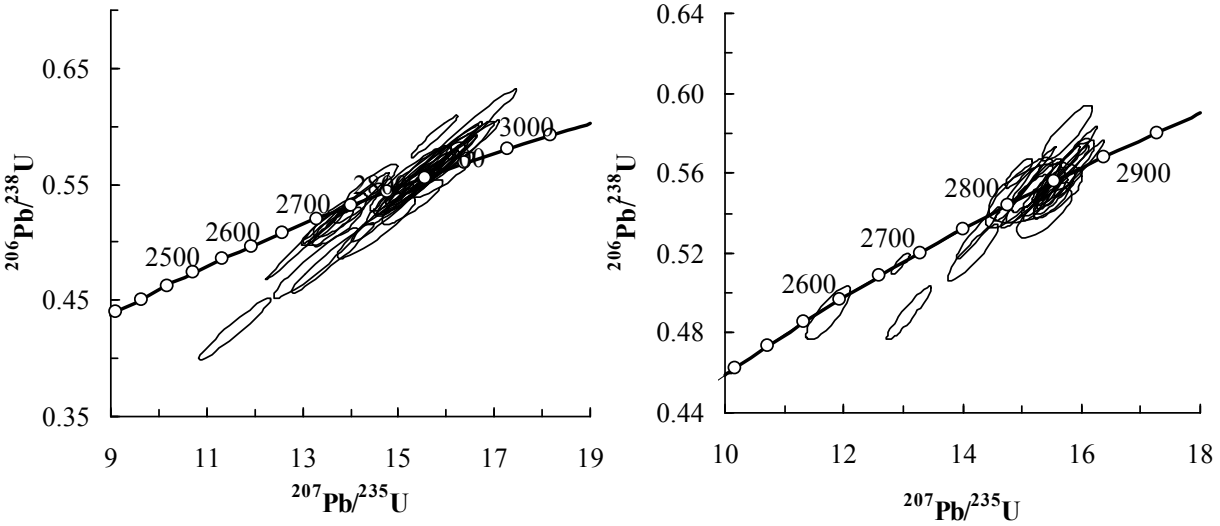


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для цирконов из биотитовых плагиогнейсов (а – обр. 90; б – обр. 26) из разреза Кольской сверхглубокой скважины (данные ионного микрозонда).

Обсуждение и выводы

Установлено, что ядра призматических цирконов из архейских метавулканитов десятой и восьмой толщ СГ-3 имеют наиболее древние возраста и относятся к реликтово-магматическим цирконам протолитов гнейсов. Среди реликтово-магматических цирконов выделены ранняя глубинная генерация (цирконы с расплавными включениями трондьемитовых составов и сингенетичными включениями плотной CO_2) и собственно протолитовые цирконы вулканического происхождения. Цирконы ранней генерации вероятно образовались в глубинных магматических очагах при частичной раскристаллизации насыщенных CO_2 плагиориодацит-плагиориолитовых магм в интервале времени примерно от 2880 до 2830 млн. лет для ТТГ-10 и от 2887 до 2813 млн. лет для ТТГ-8. Предполагается, что при излиянии на поверхность происходила быстрая кристаллизация этих трондьемитовых магм с образованием интерстициальных обособлений остаточных риолитовых расплавов (обогащенных калием), которые в виде включений захватывались на завершающей стадии кристаллизации собственно протолитовых цирконов (около 2830 млн. лет тому назад для ТТГ-10 и около 2810 млн. лет для ТТГ-8). В сложно ограненных изометрических зернах циркона из пород 8-й и 2-й толщ обнаружены водные включения метаморфогенного генезиса с возрастом, соответственно, 2675 ± 13 и 2666 ± 100 млн. лет. В то же время U-Pb возраст оболочек призматических цирконов 10-й толщи составляет 2752 ± 16 и 2693 ± 8 млн. лет, что может свидетельствовать, вероятно, о двух эпизодах проявления процессов неоархейского метаморфизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 06-05-64834, 07-05-00100, и программы № 4 приоритетных исследований ОНЗ РАН.

Литература

1. Чупин В.П., Чупин С.В., Поспелова Л.Н. и др. Расплавные включения в цирконе из архейских гнейсов как показатель происхождения протолитов и состава древнейших магм // Докл. АН. 1994. Т. 338. № 6. С. 806-810.

2. Чупин В.П., Ветрин В.Р. Расплавные и флюидные включения в цирконе и породообразующих минералах из плагиогнейсов архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины (Балтийский щит) // Геохимия. 2005. № 2. С. 1 - 7.

3. Чупин В.П., Ветрин В.Р., Родионов Н.В. и др. Состав расплавных включений и возраст цирконов из плагиогнейсов архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины (Балтийский щит) // Докл. АН. 2006. Т. 406. № 4. С. 533-537.

4. Chupin S.V., Chupin V.P., Barton J.M., and Barton E.S. Archean melt inclusions in zircon from quartzite and granitic orthogneiss from South Africa: magma compositions and probable sources of protoliths // Eur. J. Mineral. 1998. V. 10. № 6. P. 1241 -1251.

ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И РУДОГЕНЕЗ СИНТЕКТОНИЧЕСКИХ МЕТАСОМАТИТОВ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Р.М. Юркова, Б.И. Воронин

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, bivrmyrzb@mtu-net.ru

В сообщении рассматриваются синтектонические метасоматиты, сформированные в позднем архее в Кукасозерском сегменте Северо-Карельской шовной зоны. Северо-Карельская шовная зона представляет пограничную структуру между Беломорским и Карельскими микроконтинентами (рис. 1). Синтектонические высокоглиноземистые метасоматиты сформированы как за счет бимодальных плагиогнейсов и диорит--трондьемитов лопийского комплекса Кукасозерской зоны, так и в результате динамотермального метаморфизма габбронорит-анортозитовых слоев и дайковых тел пограничного Беломорского архейского микроконтинента (см. рис. 1).

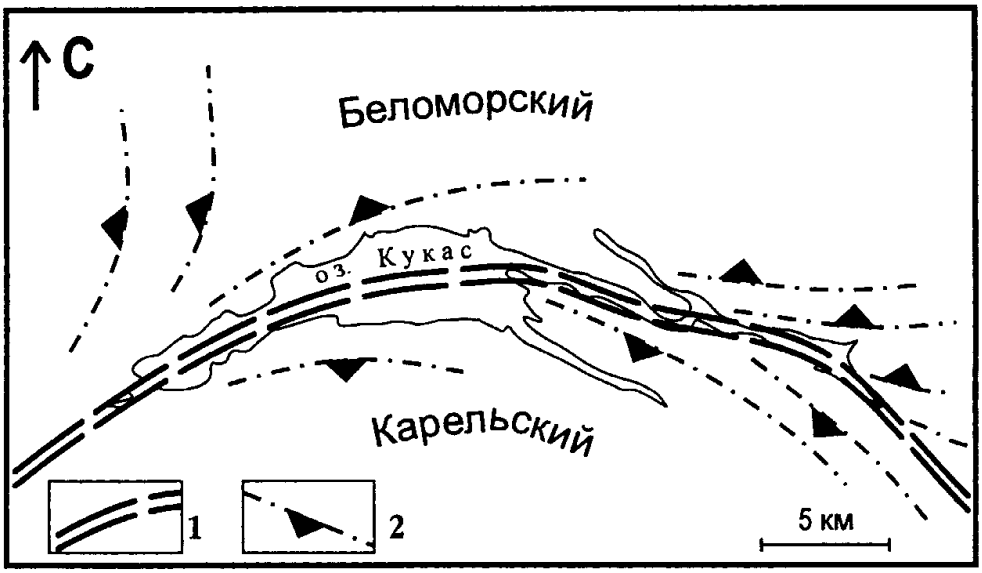


Рис.1. Конвергентная складчатая структура Кукасозерского сегмента Северо-Карельского пояса (стадия Ds^2). [по И.И. Бабариной, 1999].

1 - коллизионная сутура; 2 - оси складок, бергштрихами показано падение осевых поверхностей.

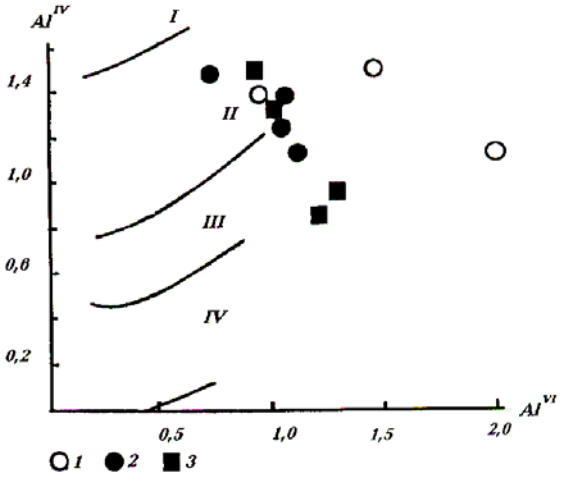


Рис. 2. Соотношение ионов Al^{IV} и Al^{VI} в лопийских комплексах Кукасозерского сегмента Северо-Карельской шовной зоны. Комплексы: *1 – синтектонических метасоматитов, 2 – трондъемитов, 3 – плагиогнейсов. Фации метаморфизма: I – гранулитовая, II – амфиболитовая, III – эпидот-амфиболитовая, IV – зеленосланцевая.*

Метасоматиты залегают в зоне долго живущего глубинного разлома в крутозалегающих (70 - 75°) моноклинально сжатых слоях с продольными и диагональными сдвигово-надвиговыми разрывами. Метасоматиты локально приурочены к апикальным частям малых (4 м. в поперечнике) складок запрокинутых к северу и северо-востоку. Специфический состав в этой породе имеют роговые обманки. Они отличаются высоким содержанием ионов Al, скоординированных преимущественно в октаэдрических позициях ленточной структуры амфиболов (рис. 2).

Это позволяет с использованием барометра Лика-Рааза говорить о повышенных давлениях в условиях нижней ступени амфиболитовой фации [7, 8]. С использованием гранат-амфиболового термометра Л.Л. Перчука [5] темпера-

туры образования этой пары минералов оценивается в интервале 550 - 650°С. Давление может быть выше 8 кбар по данным И.И. Московиченко [4], что однако не является доверительным значением, поскольку не учитывается давление флюидов, а кроме того мы имеем дело с условиями метасоматоза, а не регионального метаморфизма, для которых сотавлены термобарометры.

Таблица 1.

Содержание окислов (% мас.) и ионов в минералах синтектонических метасоматитов по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**
SiO_2	41.00	35.02	35.25	22.02	25.99	38.53	29.10	32.56	49.46	38.80	40.38
Al_2O_3	23.97	21.16	21.85	25.61	25.60	60.66	54.02	51.59	35.38	17.03	19.27
TiO_2	0.08	0.58	1.18	1.30	0.06	0.25	0.42	0.51	0.03	1.37	1.14
FeO	24.48	26.20	27.23	13.42	16.59	0.15	11.43	13.45	0.51	16.54	12.06
MnO	1.08	0.17	0.85	0.04	0.13	0.18	0.02	0.00	0.02	0.13	0.01
MgO	3.72	12.60	10.45	29.95	19.19	0.03	1.80	1.35	0.74	15,04	15.55
CaO	6.12	3.53	4.16	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.14	0.03	0.03
Na_2O	0.00	0.05	0.04	0.01	0.05	0.03	0.08	0.04	0.12	0.00	0.46
K_2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	10.73	9.45	9.63
Cr_2O_3	0.02	0.06	0.07	0.07	0.15	0.28	-	-	0.08	-	-
Сумма	100.48	99.37	101.08	92.43	87.77	100.14	96.89	99.50	97.21	98.39	98.68
Si	3.11	2.75	2.74	2.09	2.59	1.04	4.19	4.59	3.20	2.81	2.84
Al^{IV}	0.00	1.25	0.26	1.91	1.41	Нет	Нет	Нет	0.80	1.19	1.16
Al^{VI}	2.14	1.70	1.73	0.95	1.60	1.93	9.17	8.56	1.90	0.26	0.53
Ti	0.005	0.03	0.07	0.09	0.00	0.01	0.04	0.05	0.00	0.07	0.06
Fe^{2+}	1.55	1.71	1.76	1.06	1.38	0.00	1.38	1.58	0.03	1.00	0.71
Mn	0.07	0.01	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.42	1.48	1.22	4.27	2.88	0.00	0.39	0.29	0.07	1.63	1.64
Ca	0.50	0.30	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.0	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.06
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.89	0.89	0.86
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	-	-	0.00	-	-
Молекулы %									-		
Альмандин	61.0	48.8	52.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Пироп	16.5	42.3	36.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Спессартин	2.8	0.3	2.0	-	-	-	-	-	-	-	-
Са-компонент	19.7	8.6	10.0	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание: 1 - 3 - гранаты [12(O)]; 4 - 5 - хлориты [14(O)]; 6 - дистен [5(0)]; 7 - 8 - ставролиты [24(O)]; 9 - мусковит [11(O)]. 10 - 11 – биотиты [11(O)]: 10 – плагиогнейсов, 11 - синтектонических метасоматитов. Прочерк - не определялось. Суммарное железо представлено в виде FeO.

Изучение показало, что метасоматиты полистадийно формировались в зоне разноглубинных сдвигово-надвиговых деформаций на регрессивном этапе развития эндогенной системы в шовной зоне при интенсивной фильтрации глубинных восстановительных флюидов предположительно в позднеребольский этап тектогенеза. В условиях амфиболитовой фации динамотермального метаморфизма (Т = 550 - 610°С, Р = 5 - 8 кбар) формировались высокоглинозёмистые стресс минералы: дистен, ставролит, мусковит политипа $2M_1$ (табл. 1). Биотиты синтектонических метасоматитов отличаются от биотитов исходных плагиогнейсов более высоким содержанием глинозёма (см. табл. 1). Содержание Al_2O_3 в синтектонических биотитах изменяется от 18.4 до 19. 55% мас. Гранаты, как крупные до гигантозернистых порфиробласты, так и более мелкие зёрна в основной массе породы представленны альмандином с переменным содержанием пироповой молекулы, от 16.5 до 42.3% в прямой зависимости от степени метасоматических преобразований. Характерен также высокоалюминиевый (алюминий больше 2.5 ф.е.) хлорит (см. табл. 1). Плагиоклазы представлены андезином (33 – 36 An%). Привнос алюминия мог осуществляться только восстановительными флюидами. Струйное движение флюидов с инертным алюминием, а также с Mg, Fe, Si зафиксировано в текстурных особенностях крупно-гигантокристаллических гранатовых метасоматитов. Активная фильтрация флюидов способствовала интенсификации тектонических движений, в том числе шарьяжеобразованию без изменения напряженного состояния пород, без повышения давления, что

прослеживается в мусковит-хлоритовый этап пластического метасоматоза (см. табл. 2). За счёт флюидного давления оправдано образование запрещённого в условиях амфиболитовой фации хлорита.

Таблица 2.

Последовательность и условия формирования синтектонических метасоматитов

Стадии	Условия	Ассоциации минералов	$T_{град}$	$P_{кбар}$
Деформационная	Сдвигово-надвиговые деформации на регрессивнм этапе развития эндогенной системы в разломной межблоковой (шовной) зоне. Дискретная локализация тектонитов, Поступление глубинных флюидов.	Роговая обманка, гранаты, дистен, мусковит, ильменит	550 - 610	≥8
Динамотермальная флюидная	Дегазация в виде мантийных струй. Восстановительные флюиды. Интенсивный высокоглинозёмистый метасоматоз	Гранаты, ставролит, дистен, биотит, мусковит, хлорит турмалин, графит	от 600 - 650 до 650 - 700	4 - 6
Динамотермальная регрессивная	Активная роль пластических деформаций при падении температуры метасоматических процессов	Мусковит, хлорит, кварц, клиноцоизит	500	<5
Фильтрационная	Движение кремнистых флюидов в деформационно-проницаемых зонах вмещающих пород. Частичное или полное метасоматическое замещение исходных пород новообразованными ассоциациями минералов. Метасоматические слои и жилы слюдистых кварцитов.	Кварц, мусковит, халькопирит	200 - 350	2 - 4

Результаты исследований свидетельствуют, что метасоматические преобразования исходных пород связаны с локальным флюидно-термальным воздействием на эти породы (при участии востановительных флюидов) в связи со сдвигово-надвиговыми деформациями, проявленными в зоне глубинного разлома (табл. 2). Взрывоподобный выброс восстановительных флюидов при подъеме хрупко-пластческого глубинного диапира прогнозирует Е.Н. Терехов [6]. В режиме быстрого высокотемпературного сгорания восстановительных газов, что характерно для архейской истории Земли, формировались дисрерсные частицы графита, присутствующие в синтектонических метасоматитах. Тепло и флюиды вероятно были продуцированы высокоглиноземистой базальтовой магмой, формирующей габброноррит-анортозитовые комплексы, о чем свидетельствует привнос Al, Ca и Mg.

Таблица 3.

Содержание окислов (%мас.) и ионов ильменита [3(O)] и магнетита [4(O)] по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	0.13	0.00	0.02	0.24	0.03	0.11	0.09	не опр.
Al_2O_3	0.14	0.00	0.04	0.13	0.09	0.08	0.07	не опр.
TiO_2	51.16	51.03	0.05	52.34	53.30	53.02	50.72	54.02
FeO	44.03	44.05	92.89	45.05	44.50	44.88	44.80	43.95
MnO	3.44	0.00	0.05	0.02	0.08	0.09	0.06	0.13
MgO	0.24	0.00	0.03	0.73	0.04	0.06	0.05	2.42
Cr_2O_3	0.17	0.00	0.08	0.03	0.03	0.02	0.02	0.20
Сумма	99.31	95.08	93.16	98.53	98.07	98.26	95.81	100.72
Ti	1.00	1.01	0.00	1.00	1.02	1.02	1.01	1.00
Fe^{2+}	0.90	0.97	0.98	0.95	0.95	0.96	0.98	0.90
Fe^{3+}	нет	нет	1.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.07	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
Cr	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	1.98	1.98	2.95	1.98	1.97	1.98	1.99	1.99

Примечание. Минералы: 1 - 2 и 4 - 8 – ильмениты, 3 – магнетит. Породы: 1 – плагиогнейсы, 2, 4 - 8 – синтектонические метасоматиты, 3 – троньдъемиты. Суммарное железо представлено в форме FeO. Разделение на Fe^{2+} и Fe^{3+} исходя из теоретического состава.

В пограничной гранулит-гнейсовой области формировались анортозит-габброноритовые комплексы, становление которых связано с процессами надвигания в зоне разлома, разделяющего крупные блоки позднеархейской коры различной историей развития [2, 3].

Черные рудные компоненты в синтектонических метасоматитах представлены ильменитами, которые наследуют, в основном, состав ильменитов исходных пород, в частности плагиогнейсов (табл. 3). Отличие составов рудных компонентов состоит в том, что ильмениты синтектонических метаматитов в ряде случаев имеют более высокое содержание TiO_2 и низкое MnO (см. табл. 3).

Таблица 4.

Содержание элементов (%мас.), атомные (2 S) и мольные пропорции в сульфиде синтектонического метасоматита по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	Fe	Cu	S	Сумма	Fe^{2+}	Cu	S	Сумма	$CuFeS_2$
Содержание	32.70	29.61	31.92	92.04	0.58	0.46	1.00	2.04	100

Образование Fe-Cu сульфидов в синтектонических метасоматитах связано с заключительной стадией флюидодвижения в шовной зоне. Плотные преимущественно кремнеземистые флюидные потоки способствовали гидротермально-метасоматическому преобразованию синтектонических метасоматитов (см. табл. 2). Сульфиды представлены халькопиритом (табл. 4). Халькопирит развивается по крупным зернам и порфиробластам (до 5 – 8 см) альмандина и образует гнездовидные и прожилковые скопления в основной массе породы. Вкрапленное гнездовидно-прожилковое оруденение и рассеянные зерна халькопирита характерны также для новообразованных мусковит-кварцевых слоев и жил (см. табл. 2). Возможно образование этих слоев и жил связано с внедрением субвулканических тел риолит-дацитов в заключительный этап магматизма в шовной зоне. В целом структурные и минеральные парагенезисы синтектонических метасоматитов свидетельствует о существовании в Северной Карелии на рубеже архея и протерозоя длительно напряженных и флюидопроводящих блоков сдвигово-надвиговых тектонитов, сопряженных с разломами глубокого (до мантии) заложения.

Литература

1. Бабарина И.И. Стадии формирования Кукасозёрского сегмента Северо-Карельского пояса Бальтийского щита //Тектоника, геодинамика и процессы магаматизма и метаморфизма. М.:ГЕОС. 1999. С. 54 - 58.
2. Богатиков О.А., Шаров У.В., Суханов М.К. Анортозиты докембрия//Магматические горные породы. Основные породы. М.: Наука. 1985. С. 240 - 277.
3. Богданова С.В., Лобач-Жученко С.Б., Марков М.С., Симон А.К., Богатиков О.А. Магматизм и геодинамика древних структур Земли//Магматические горные породы. Эволюция в истории Земли. М.:Наука. 1987. С. 146 - 172.
4. Московиченко И.И., Турченко СМ. Высокобарические комплексы докемрия в складчатых поясах фанерозоя. М.: Наука. 1982. 160 с.
5. Перчук Л.Л. Сосуществующие минералы. Л: Недра. 1971. 413 с.
6. Терехов Е.Н. Структурные закономерности размещения и геохимические особенности метасоматитов эпохи эксгумации беломорского комплекса//Беломорский подвижный пояс и его аналоги. Матер, научн. конф. Петрозаводск: ин-т КарНЦ РАН. 2005. С. 300 - 302.
7. Leake B.E. The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles//Amer. Miner. 1965 b. V. 50. № 7/8. 2. P. 843 - 851.
8. Raase P. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism//II Contr. Mineral. Petrol. 1974. V. 45. № 3. P. 231 - 236.

СЕКЦИЯ II

ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ, ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫХ, ХРОМИТОВЫХ И ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ: НОВОЕ В ИЗУЧЕНИИ И ОСВОЕНИИ

МЕДНАЯ СПЕЦИФИКА СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕЛЬТЕЙГИТ-УРТИТОВ ХИБИНСКОГО МАССИВА В СВЕТЕ ЕЕ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ С ВМЕЩАЮЩИМИ РУДОНОСНЫМИ ПОРОДАМИ ПЕЧЕНГСКО-ВАРЗУГСКОГО ПОЯСА КОЛЬСКОГО П-ОВА

Ю.В. Азарова, Д.И. Кринов, З.В. Шлюкова

ИГЕМ РАН, Москва, azarova@igem.ru

Сульфидная минерализация пород Хибинского массива

Хибинский массив – гигантская щелочная интрузия, сложенная, преимущественно, лейкократовыми нефелиновыми сиенитами. В ее центральной части выделяют зону Центральной Дуги - «блок» вулканогенных пород. В ее состав входят расслоенный комплекс ийолит-уртитов и комплекс массивных уртитов-ювитов-рисчорритов с залежами апатито-нефелиновых руд. Именно с этими комплексами связана высокомедистая акцессорная сульфидная минерализация массива.

Согласно гипотезам целого ряда авторов (И.И. Перекреста и В.В. Смирнова (1985 г.); Б.Е. Боруцкого (1988 г.); А.И. Серебрицкого (1992 г.) и др.) породы ийолит-уртитовых комплексов Центральной Дуги являются более ранними, чем нефелиновые сиениты и первоначально они представляли собой вулканиты щелочно-основного состава. До современного состояния ийолит-уртитов они были преобразованы позже, под действием тектоно-метасоматических процессов и повышенных температур. Рисчорриты и другие полевошпатизированные породы являются метасоматитами, сформированными в результате преобразования ийолит-уртитов, в ходе еще более позднего K, Si-метасоматоза.

Сульфидная минерализация ийолит-уртитов представлена, по данным М.Г. Добровольской и М.Н. Соколовой (1978 г.), тремя основными, различными по составу и времени образования, минеральными ассоциациями. Самая ранняя – халькопирит-пирротиновая (халькопирит и пирротин с кубанитом, пентландитом, борнитом и халькозином). Более поздние – джерфишерит-расвумитовая (включает высокомедистый джерфишерит, «Cu-джерфишерит» высокомедистый бартонит, точно не идентифицированные калий - и натрийсодержащие сульфиды [4], изредка вильгельмрамзаит $Cu_3FeS_3 \cdot 2H_2O$ (данные И.В. Пекова с соавторами (2006 г.)) и гидротермальная галенит-сфалеритовая ассоциации (рис. 1).

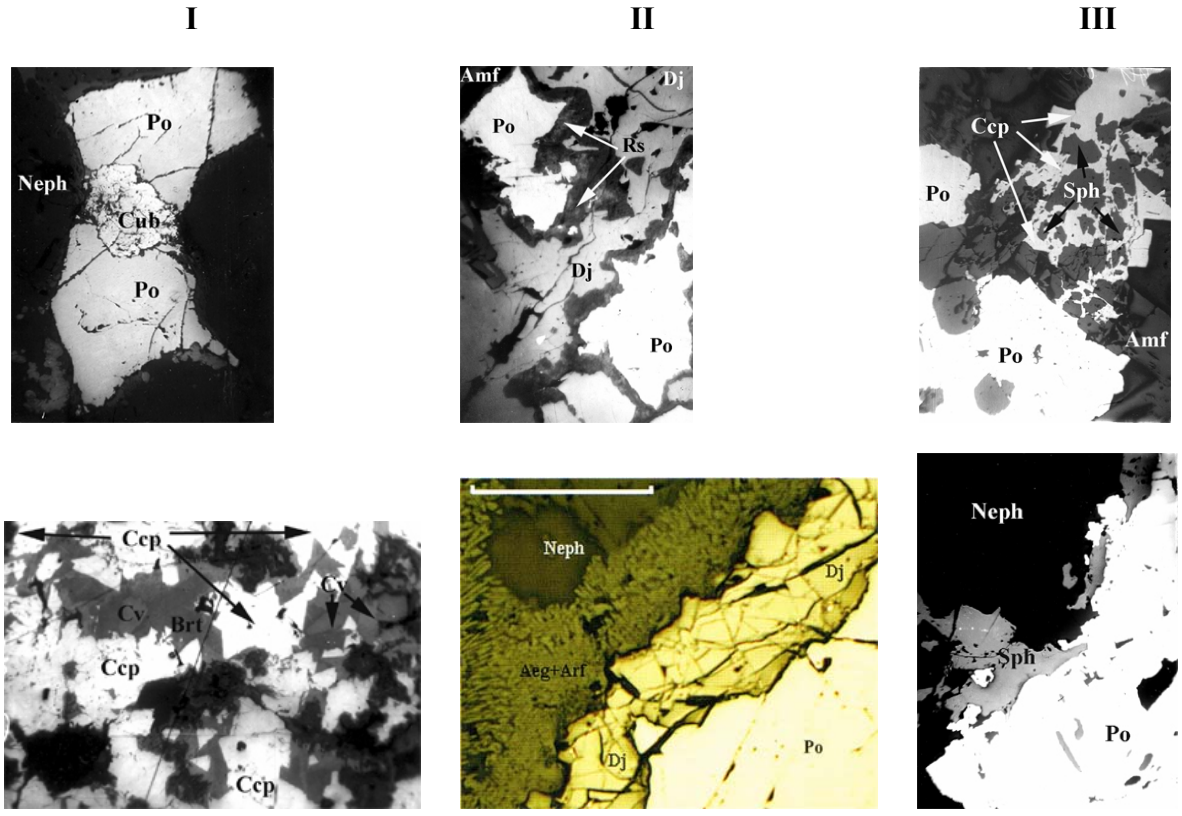


Рис. 1. Представители халькопирит-пирротиновой (I), джерфишерит-расвумитовой (II) и галенит-сфалеритовой (III) ассоциаций в мельтейгит-уртитах.

Исходя из соотношений сульфидов с другими минералами в содержащих их породах, представляется логичным предположить, что окончательное формирование сульфидных ассоциаций связано, в основной массе, с

процессами постмагматического преобразования пород. Для пород, менее затронутых процессами метасоматической переработки (мельтейгит-уртитов) отчетливо выражена медистая специфика сульфидной минерализации. В пегматитах, рисчорритах и других полевошпатизированных породах, сформировавшихся в результате процессов K, Si-метасоматоза, и апатит-нефелиновых породах она менее проявлена. Показательно изменение содержания меди в медьсодержащих сульфидах: например, в джерфишерите мельтейгит-уритов до 20 мас. % и более, в их пегматитах – в среднем около 10 мас. %, в рисчорритах – 0 - 4 % меди. С другой стороны, М.Г. Добровольской и М.Н. Соколовой установлено, что состав халькопирит-пирротиновой и расвумит-джерфишеритовой ассоциаций на различных горизонтах мельтейгит-уртитов существенно не меняется, несколько меняется лишь соотношение минералов – в верхних горизонтах (до глубины ~ 1000 м) широко развиты медьсодержащие сульфиды (халькопирит, кубанит), в подчиненном количестве – пирротин. Из калиевых минералов преобладает джерфишерит - бартонит, расвумит и другие калийсодержащие сульфиды отмечаются реже. Джерфишерит в этих горизонтах содержит 10 - 25 % Cu. Впервые авторами установлен и бартонит с содержанием меди до 25 %. На сегодняшний день это единственная находка высокомедистого бартонита в природе [1]. На глубине 1000 - 1500 м резко возрастает роль пирротина, джерфишерит очень редок.

Сульфидная минерализация пород Печенгского-Варзугского пояса

Палеорифтовая структура Печенга-Имандра-Варзуга прослеживается через всю Кольскую часть архейской провинции Фенноскандии. Система глубинных разломов и рифтогенных структур делит Кольскую часть на два блока. Западный блок вмещает Печенгскую палеорифтовую медь-никеленосную с платиной структуру, а восточный - палеорифт Имандра-Варзугу [6]. В свою очередь, Порьиташский разлом, поперечный к рифту, делит Печенгскую структуру на Северный и Южный блоки. В Северной зоне максимально развиты продуктивные осадочные толщи и габбро-верлитовые интрузии формирующими сульфидные медно-никелевые месторождения [6]. Накопленные данные позволяют считать общепринятой следующую корреляцию пород Печенгской и Имандро-Варзугской структур*:* **Свита Ахмалахти (Печенга - П) – Полисарская и Сейдореченская свиты (Имандра-Варзугский комплекс ИВ); свита Куэтсярви (П) - Умбинская свита (ИВ); свита Коласйоки (П) - Ильмозерская свита (ИВ); свита Пильгуярви (П) - Томингская серия (соленоозерская и митриярвинская свиты) (ИВ); Брагинская и Каплинская (П) – Панареченская свита (ИВ) ([5]; [7]).**

Медная сульфидная минерализация пород Печенгской палеорифтовой структуры.

В составе осадочно-вулканогенных толщ Печенги выделено шесть свит пород, различных по своему составу и другим петрографическим особенностям. Наиболее обогащенными медью и сульфидами меди являются толщи коласйокской и куэтсярвинской свит. Содержание меди в них достигает 400-1000 и 200-800 г/т соответственно. Высокими содержаниями меди характеризуются и породы пильгуярвинской толщи с габбро-верлитовыми интрузиями.

В породах куэтсярвинской свиты установлено несколько ассоциаций медьсодержащих сульфидов. Первая характерна для кварцитов осадочной подсвиты. Она представлена халькопиритовой минерализацией. Вторая отмечена в вулканогенной подсвите. В псаммитах с карбонатным цементом она установлена в виде тонкой вкрапленности чешуек медных сульфидов - ассоциация халькозина с борнитом. В цементе вулканомиктовых песчанников, залегающих в основании слоя кварцитов, в узких зонах нарушений, секущих вулканиты и песчанники, отмечены выделения минералов третьей ассоциации сульфидов, она представлена борнитом, халькопиритом и халькозином. Для колосйокской свиты сульфидная минерализация связана с пестроцветными карбонатными породами (доломитами) и сланцами. Ассоциация сульфидов представлена крупными, макроскопически видимыми выделениями ковеллина, халькозина и борнита, развивающимися по трещинам брекчирования доломитов [2].

Медная сульфидная минерализация пород Имандра-Варзугской структуры.

В составе вулканогенно-осадочного комплекса Имандра-Варзуги выделено десять свит. Наиболее обогащенными медью являются породы умбинской и ильмозерской. Содержание меди в них около 200 - 300 и 10 - 40 г/т соответственно. В умбинской свите медистая минерализация связана, в основном, с вулканогенными породами. Здесь, как и в печенгских породах установлено несколько ассоциаций сульфидов. Первая представлена медью в самородном состоянии. Мелкая пылевидная вкрапленность меди распространена во всем объеме метавулканитов этой свиты, более крупные ее выделения приурочены к зонам тектонических нарушений, оперяющих трещин, контакту трахибазальтовых туфов и перекрывающего их покрова лав базальтов, зонам эпидотизации этих пород. Здесь она образует неправильной формы и различных размеров штокверкообразные тела. В зонах эпидотизации установлена ассоциация меди с купритом и малахитом. Зерна меди замещаются с краев купритом, малахитом и азуритом. Кроме того, куприт, малахит, азурит и халькозин образуют собственные выделения в микротрещинах, пустотах и миндалинах пород. В метаосадочных породах установлена мелкая вкрапленность медной зелени [3]. Ассоциация сульфидов метаосадочных пород ильмозерской свиты требует более подробного изучения. Аналогично коррелирующей с ней свите Колосйоки здесь отмечались халькопирит, а также пирротин, борнит и халькозин. Повышенными содержаниями меди характеризуются также породы соленоозерской и панареченской свит. Соленоозерская по геологическому положению и строению сходна с продуктивной толщей туфогенно-осадочной подсвиты пильгуярвинской свиты Печенгской структуры. Она сложена ритмично переслаивающимися метаалевролитами, пелитами, песчаниками и туффитами, с прослоями сульфидно-углеродистых горизонтов. Широко распространены интрузивные тела габбро-диабазов, диабазов и метагаббро-перидотитов. Сульфидная минерализация основных-ультраосновных пород включает пентландит, пирротин,

халькопирит, в качестве примеси – сфалерит, борнит, галенит. Структура сульфидной минерализации ориентированно-вкрапленная. Сульфидная минерализация осадочной подсвиты требует изучения. Слабо изучена и сульфидная минерализация панареченской свиты.

О возможности генетического родства сульфидной минерализации пород Хибинского массива с минерализацией пород Печенгско-Варзугского пояса.

Хибинский массив прорывает протерозойские породы Имандры-Варзуги в своей южной и западной части. На основании приведенной корреляции правомерно говорить о том, что Имандра-Варзугская зона является восточной частью Печенгско-Варзугского пояса, перспективной в отношении промышленной рудоносности на медь. Наиболее перспективными являются породы умбинской, ильмозерской соленоозерской и панареченской свит. Умбинские и ильмозерские меденосные породы прослеживаются в Имандро-Варзугском синклинории на всем его протяжении. Породы панареченской свиты прослеживаются в его центральной, а породы соленоозерской свиты в юго-западной части. Можно предположить, что высокие концентрации меди были и в участках переработанных и ассимилированных при формировании вулканогенных и магматических комплексов пород Хибинского массива.

Большинство установленных в хибинских породах палеопротерозойских ксенолитов представляют собой глиноземистые роговики, глинистые, углисто-глинистые и филлитовые сланцы, пирротин-содержащие роговики [8]. Ассоциация сульфидов в них представлена халькопиритом, пирротином, пиритом, кубанитом, борнитом и халькозином – то есть для нее характерны медьсодержащие минералы, как и для пород ильмозерской, умбинской и других свит Имадра-Варзугской структуры Печенгско-Варзугского пояса. При сопоставлении с составом пород умбинской (доломиты, известняки, хлорит-серицитовые и кварц-хлорит-серицитовые сланцы с прослоями метаалевролитов; метадиабазы, диабазы, туфы, туфолавы и др.), ильмозерской (метапеллиты, углеродистые доломиты и сульфидно-углеродистые метапеллиты, сульфидоносные углеродистые и глиноземистые сланцы; зеленовато- и светло-серые метадиабазы, метагаббро-диабазы и др.) и других свит Имандро-Варзугской структуры (табл. 1) можно сделать предположение, что при формировании Хибинского массива были ассимилированы и частично преобразованы в роговики эти породы. Мы предполагаем, что малоизмененные ийолит-уртиты Центральной Дуги не случайно необычно обогащены медно-сульфидной минерализацией.

Таблица 1.

Породы палеопротерозойских ксенолитов Хибин и их возможные протопороды свит Имандра-Варзугской структуры

Породы ксенолитов Хибин	Породы Имандры-Варзуги (осадочные подсвиты перечисленных свит)
-углисто-глинистые сланцы -глинистые сланцы -пирротин-содержащие роговики -филлитовые сланцы -кварц-полевошпатовые роговики с реликтами карбонатных пород - аннит-полевошпатовые роговики	***Породы Ильмозерской свиты*** -серицитовые, хлоритовые и сульфидоносные углеродистые глиноземистые сланцы -метапеллиты и сульфидно-углеродистые метапеллиты -углеродистые карбонатные породы
	Породы Умбинской свиты -доломиты, известняки - кварц-полевошпат-хлоритовый с карбонатом и кварц- полевошпатовые с карбонатным веществом и др., сланцы; кварциты -метаалевролиты; -красноцветные туфы, и др. породы
	Породы соленоозерской свиты - алевролиты - глинистые сланцы
	Породы панареченской свиты - милонитизированные углистые алевролитовые сланцы кварц-серицитового и кварц-серицит-хлоритового состава - пропласты карбонатных пород

О неслучайности медной специфики сульфидной акцессорной ассоциации мельтейгит-уртитов говорят следующие факты:

Во-первых, ксенолиты охарактеризованных роговиков установлены преимущественно в палеоконтуре протерозойских пород и большинство ксенолитов приурочены к контактам нефелиновых сиенитов (хибинитов) с мельтейгит-уртитами. ***Во-вторых*** - ассоциации сульфидов как в ксенолитах ороговикованных палеопротерозойских пород, так и в мельтейгит-уртитах Хибин, в пределах которых и на контактах с которыми локализованы эти ксенолиты, имеют отчетливую медистую специфику, аналогично обогащенным медью породам ряда свит Печенгско-Варзугского пояса. Как выше говорилось, высокомедистая ассоциация сульфидов ийолит-уритов связана с верхними интервалами разреза их толщи - до глубины около 1000 м. Возможно этот интервал коррелирует с обогащенными медью породами умбинской, ильмозерской, соленоозерской или панареченской свит, представляющими, в свою очередь, верхнюю часть разреза Имандра-Варзугской толщи. Возрастание на глубине роли железистых сульфидов может быть объяснено сменой обогащенных медью палеопород, палеопородами, бедными медью и с повышенными содержаниями железа (например, сейдореченской свиты и др.). ***В-третьих***, состав пород ксенолитов ороговикованных пород позволяет предположительно реконструировать их как обогащенные медью породы ряда свит Имандра-Варзугской структуры Печенгско-Варзугского пояса. ***В-четвертых***, при изучении ксенолитов с использованием сканирующего микроскопа были установлены реликты переслаивающихся карбонатных пород аналогичные карбонатным породам ильмозерской, умбинской или панареченской свит Имандра-Варзугской структуры (рис. 2). Далее, при преобразовании вмещающих вулканитов ильмозерской, умбинской свит или панареченской свит, в ходе формирования Хибинского массива и его мельтейгит-уртитов с большой долей вероятности могла быть унаследована обогащенность медью этих палеопротерозойских пород. Обращает на себя внимание и тот факт, что в соседнем к Хибинскому – Ловозерском массиве, прорывающем архейские гнейсы с породами ловозерской свиты (D2-C1), и лежащем в стороне от области распространения Печенгско-Варзугских пород, медистая сульфидная минерализация гораздо менее распространена, случаи крупных находок медистых сульфидов единичны. Это тоже косвенно подтверждает взаимосвязь медистой сульфидной минерализации Хибин именно с вмещающими его породами Печенгско-Варзугского пояса.

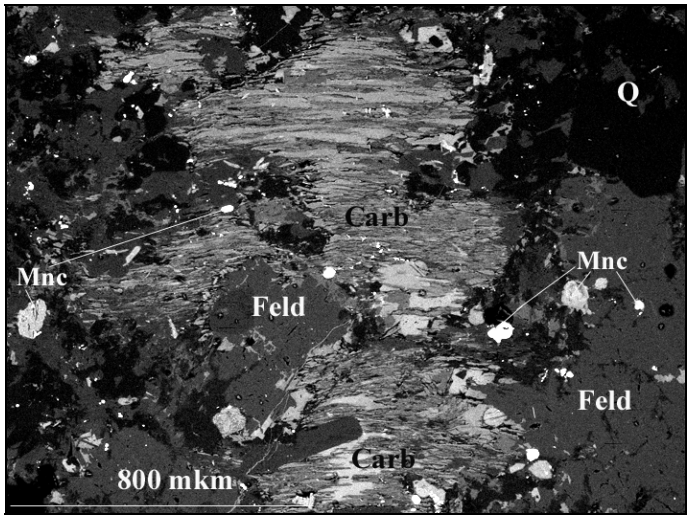


Рис. 2. Реликты карбонатных пород (Carb) в ксенолитах протопротерозойских ороговикованных пород – кварц (Q) -полевошпатового (Feld) роговика.

Таким образом, перечисленные факты позволяют предположить генетическую связь медной сульфидной минерализации пород Хибинского массива с минерализацией пород Печенгско-Варзугского пояса.

Литература

1. Азарова Ю.В., Кринов Д.И., Соколова М.Н. Структурное и генетическое родство джерфишерита и бартонита и проблема изоморфизма в системе джерфишерит-"Cu-джерфишерит"-бартонит // Новые данные о минералах. 2006. Вып. 41. С. 98 - 107.

2. Ахмедов А.М., Чекушин В.А. Меденосность докембрийских вулканогенно-осадочных образований Кольского п-ова // Сов. геология. 1977. № 8. С. 88 - 97.

3. Борисов А.Е. Структурно-геологические особенности и генезис самородного медного оруденения в метавулканитах Имандра-Варзугской зоны // Структурный контроль оруденения в магматических и метаморфических комплексах Кольского п-ва. 1985. С. 74 – 78.

4. Добровольская М.Г. и др. Химический состав калийсодержащих сульфидов из Хибинского массива // Известия АН СССР. Сер. Геол. 1979. № 6. С. 152 - 156.

5. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). Л.: Наука. 1982. 280 с.

6. Турченко С.И. Металлогения тектонических структур палеопротерозоя. СПб. 2007. 175 с.

7. Шарков Е.В и др. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503 - 522.

8. Шлюкова З.В. Минералогия контактовых образований Хибинского массива. Москва: Наука. 1986. 96 с.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЙ КОНТРОЛЬ РУДОНОСНЫХ (Au, As, Sb) МЕТАСОМАТИТОВ СЕВЕРО-КАРЕЛЬСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

П.Я. Азимов[1], В.В. Травин [2]

[1] ИГГД РАН, Санкт-Петербург, az@pa1400.spb.edu; [2] ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

В структурах Северо-Карельского зеленокаменного пояса (Хизоваарской, Винчинской, Ириногорской, Рябоваарской и других – рис. 1) и примыкающих протерозойских структурах (Кукасозерской) развиты хизовариты [1] – метасоматические породы, с которыми связаны многочисленные зоны сульфидного оруденения и минерализации [9; 7; 2]. Изучение факторов, контролирующих развитие метасоматитов, позволяет предсказать их положение и оценить возможную рудоносность обсуждаемых структур. Сами структуры сложены разнообразными метаморфическими породами, имеющими первично-осадочную и первично-вулканическую природу. К первым относятся парагнейсы и сланцы (биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-мусковит-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые), кварциты, мраморы, параамфиболиты, конгломераты, ко вторым – биотитовые, роговообманково-биотитовые, гранат-амфибол-биотитовые гнейсы (метавулканиты АДР серии), простые, гранатовые и актинолитовые амфиболиты (толеитовые и коматиитовые метабазальты, метаферробазальты, метабониниты) [4; 2; 10]. Метавулканиты и метаосадки прорваны телами калиевых гранитов разного возраста, деформированными и посторогенными (Виньговский, Степаноозёрский и другие массивы).

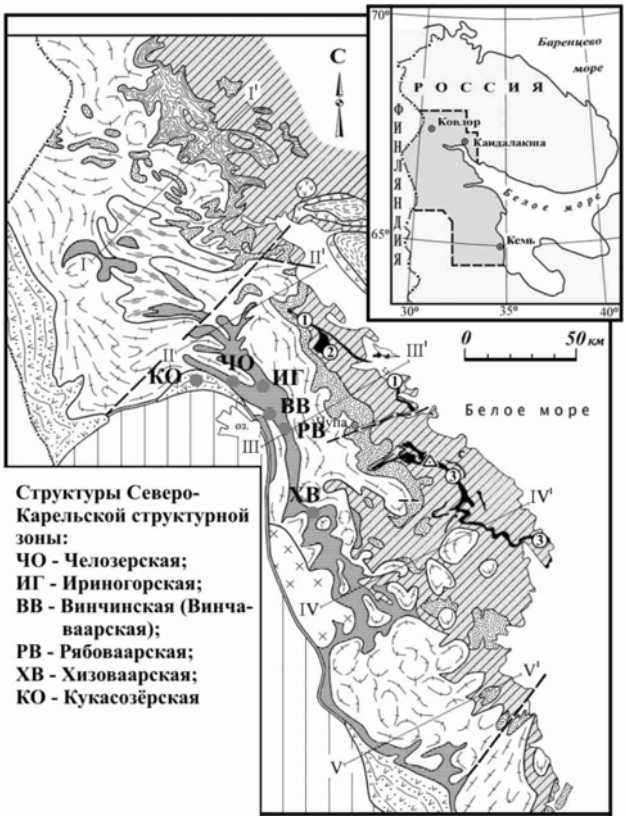


Рис. 1. Структуры Северо-Карельской структурной зоны, в которых распространены метасоматиты (карта Беломорского пояса по [8]).

Метасоматиты Северо-Карельской структурной зоны могут быть разделены на две большие группы: кислотные и основные. Кислотные метасоматиты развиваются по различным амфиболитам и гнейсам. Они содержат кварц, обогащены Al_2O_3, TiO_2, иногда K_2O, B_2O_3. В них отсутствуют Na_2O, CaO есть только в передовых и промежуточных зонах. Для метасоматитов характерна отчётливая зональность, выраженная в смене парагенезисов от зоны к зоне и реакционных соотношениях между минералами. Тыловые зоны представлены глинозёмистыми (гранат-кианитовыми, ставролитовыми) кварцитами (рис. 2), нередко с мусковитом, иногда вторичными мусковитовыми сланцами, промежуточные – гранат-ставролит-чермакитовыми и ставролит-чермакитовыми кварцитами и полиминеральными породами с кварцем, чермакитом, гранатом, ставролитом, биотитом, анортитом, кианитом, и др. [1; 9; 5; 6]. TiO_2 присутствует в виде рутила и ильменита, B_2O_3 – в виде турмалина. С кислотными метасоматитами ассоциируют породы, богатые FeO, MgO, Al_2O_3, иногда CaO, и обеднённые SiO_2 (ставролититы, гранатиты, анортитовые бластолиты), но такие породы всегда содержат кварц. Типичная зональность кислотных метасоматитов по амфиболитам:

| Hbl+Pl±Grt | Hbl+Pl+St+Qtz±Grt | Qtz+Hbl+St±An± ±Grt±Bt | Qtz+St+Ky±An±Grt±Bt | Qtz+St±Grt / Qtz+ +Ky+Grt |;

по биотитовым и гранат-биотитовым гнейсам:

| Pl+Qtz+Bt±Grt | Pl+Qtz+Bt+Ms+Grt | Qtz+Ms±Bt± +Pl+Ky+St+Grt | Qtz+Ms+Ky+St+Grt | Qtz+St / Qtz+Ms+Grt |.

Сульфиды рассеяны в объёме породы или образуют скопления как в тыловых, так и в промежуточных зонах. Кроме пирита и пирротина, присутствуют халькопирит, миллерит, антимонит, арсенопирит и лёллингит.

Кислотный метасоматоз накладывается и на микроклиновые граниты Виньговского массива – в виде зон мусковитизации и турмалинизации, но интенсивность его здесь невелика.

Основные метасоматиты более разнообразны по химическому и минеральному составу. Среди них можно выделить Mg-Fe (гранатиты, ортоамфиболовые и гранат-куммингтонитовые породы), Ca-Mg (антофиллит-чермакитовые амфиболиты), Ca-Fe-Mg-Al (шпинель-ставролит-чермакитовые амфиболиты), Ca (скаполитовые амфиболиты и эпидозиты) разновидности. В метасоматитах, богатых CaO, обычны карбонаты анкерит-доломитового ряда и кальцит, в богатых MgO – тальк. Часто присутствует турмалин. Na_2O в основных метасо-

матитах отсутствует. В отличие от базификатов, ассоциирующих с кислотными метасоматитами, все породы, относимые нами к основным метасоматитам, не содержат кварца. Зональность в основных метасоматитах выражена существенно слабее, чем в кислотных, но может быть прослежена по реакционным взаимоотношениям между минералами.

Метасоматиты образуют как небольшие линзовидные и жильные тела (мощностью от первых сантиметров до метров), так и крупные зоны мощностью в сотни метров. Подобные крупные зоны известны в Хизоваарской, Винчинской, Ириногорской структурах. Изучение структурной позиции метасоматитов и метасоматизированных пород и их соотношений с вмещающими породами показывает, что метасоматоз и флюидная переработка происходили в ходе регионального метаморфизма – в пиковых условиях и на регрессивной стадии. Наибольшая концентрация тел метасоматитов наблюдается в сдвиговых зонах, особенно в пределах крупных сигмоидных структур. Метасоматиты образуются в ходе деформаций и после них, что подтверждается развитием тел метасоматитов вдоль осевых плоскостей складок, ориентировкой линейности в метасоматитах, их текстурами. В отличие от вмещающих пород, интенсивно рассланцованных и милонитизированных, метасоматиты, как правило, имеют массивные, пятнистые, линзовидные и полосчатые текстуры. Такие соотношения указывают, что рассматриваемые породы – не метаосадки и не поствулканические (дометаморфические) метасоматиты. В отличие от метасоматитов, парапороды в изучаемых структурах участвуют во всех тех деформациях, которым подвержены остальные породы, слагающие структуры Северо-Карельской зоны. Наиболее крупные зоны метасоматитов приурочены к контактам пород разного состава – гнейсов и амфиболитов, амфиболитов и мраморов, и др. Это связано, во-первых, с интенсивными деформациями на контакте пород с различной реологией, и, во-вторых, с контрастностью составов движущихся флюидов и взаимодействующих с ними пород.

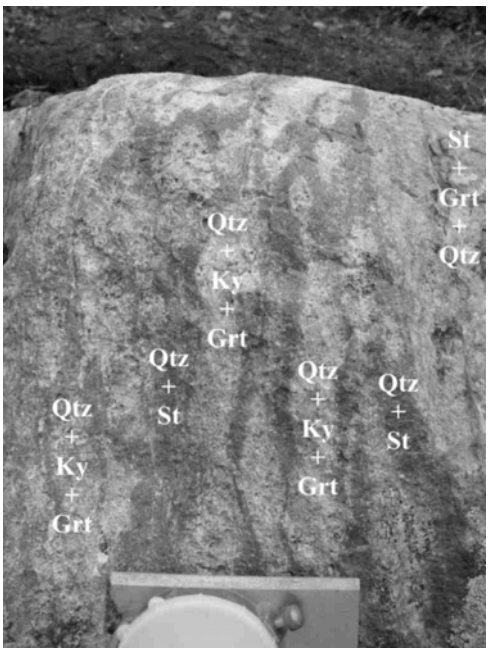


Рис. 2. Метасоматическая полосчатость в тыловой зоне кислотных метасоматитов (Винчинская структура, северный склон г. Винчаваара).

Поскольку аналогичные деформации, метаморфизм и метасоматоз проявлены в породах различного возраста (лопийских в пределах структур Северо-Карельского зеленокаменного пояса и палеопротерозойских в пределах Кукасозёрской палеопротерозойской структуры), то можно предполагать, что метасоматические процессы связаны с свекофенским метаморфизмом. Это же подтверждается изофациальностью метаморфизма и метасоматоза в Северо-Карельской зоне и свекофенского метаморфизма в западной части Беломорского подвижного пояса. В этом случае флюдные потоки, вызвавшие метасоматоз, связаны с крупномасштабными свекофенскими сдвиговыми деформациями на границе Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса [3].

Литература

1. Бушмин С.А. Метасоматиты месторождения Хизовара (Северная Карелия). Изв. АН СССР. Сер. геол. № 7. 1978. С. 127 - 138.

2. Кожевников В.Н. Геология и геохимия архейских северокарельских зеленокаменных структур. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 1992. 199 с.

3. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М., ГЕОС. 2006. 332 с.

4. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. Л., изд. АН СССР. 1963. 210 с.

5. Кулешевич Л.В. Метасоматические образования горы Винга // Вопросы геологии, магматизма и метаморфизма докембрия Карелии: Опер.-информ. матер. Петрозаводск: 1994. С. 55 - 59.

6. Кулешевич Л.В., Слюсарев В.Д. Геологическое строение Кукасозёрско-Тикшезерской структурной зоны // Вопросы геологии и магматизма докембрия Карелии: Опер.-информ. матер. за 1991 год. Петрозаводск: 1992. С. 16 - 21.

7. Металлогения Карелии. / Под ред. С.И. Рыбакова и А.И. Голубева. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 1999. 340 с.

8. Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А., Слабунов А.И., Чекулаев В.П., Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов А.Б. Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б., Лохов К.И., Котова Л.И., Крылов И.Н., Седова И.С. Беломорский подвижный пояс // Ранний докембрий Балтийского щита. / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб. Наука: 2005. С. 176 - 287.

9. Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Северная Карелия). Л. Наука. 1975. 137 с.

10. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М., Слабунов А.И., Бибикова Е.В. Высокомагнезиальные, низкотитанистые кварцевые амфиболиты Хизоваарского зеленокаменного пояса Северной Карелии – архейские метаморфизованные аналоги бонинитов? Докл. РАН. Т. 365. № 6. 1999. С. 817 - 820.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ТРОИЦКОГО МАССИВА К ЕЛАНСКОМУ КОМПЛЕКСУ В СВЯЗИ С ОЦЕНКОЙ ЕГО НИКЕЛЕНОСНОСТИ (ХОПЕРСКИЙ БЛОК ВКМ)

П.С. Бойко

Воронежский госуниверситет, Воронеж, plekhanov.lsk@mail.ru

В последние годы, в условиях резко возросшего в мире спроса и многократного увеличения цен на цветные (Ni, Cu, Co) и благородные (платиноиды, золото) металлы, в целях обеспечения устойчивого экономического развития Центрального региона России, важнейшее значение приобретают разведанные в пределах докембрийского фундамента Хоперского мегаблока месторождения и рудопроявления еланского типа сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд. К числу таких проявлений относится и Троицкое.

Троицкий массив локализован в северо-восточной части Калач-Эртильской тектонической зоны и имеет сходные с большинством интрузивов еланского комплекса морфологические особенности (рис. 1). Массив приурочен к зоне реактивизированного раннепротерозойского рифта [1, 2], залегает среди метаморфических образований воронцовской серии раннего протерозоя (как и все массивы еланского комплекса), имеет полукольцевое строение, представляя собой двухчленное трубообразное субвертикальное тело и сложен тремя ассоциациями пород: апопироксенитовыми амфиболизированными породами, локализующимися в виде отдельного штока на северном фланге массива, и характерной для всего еланского комплекса норит-диоритовой ассоциацией. При этом нориты образуют основную долю пород интрузии, а диориты слагают ее центральную часть.

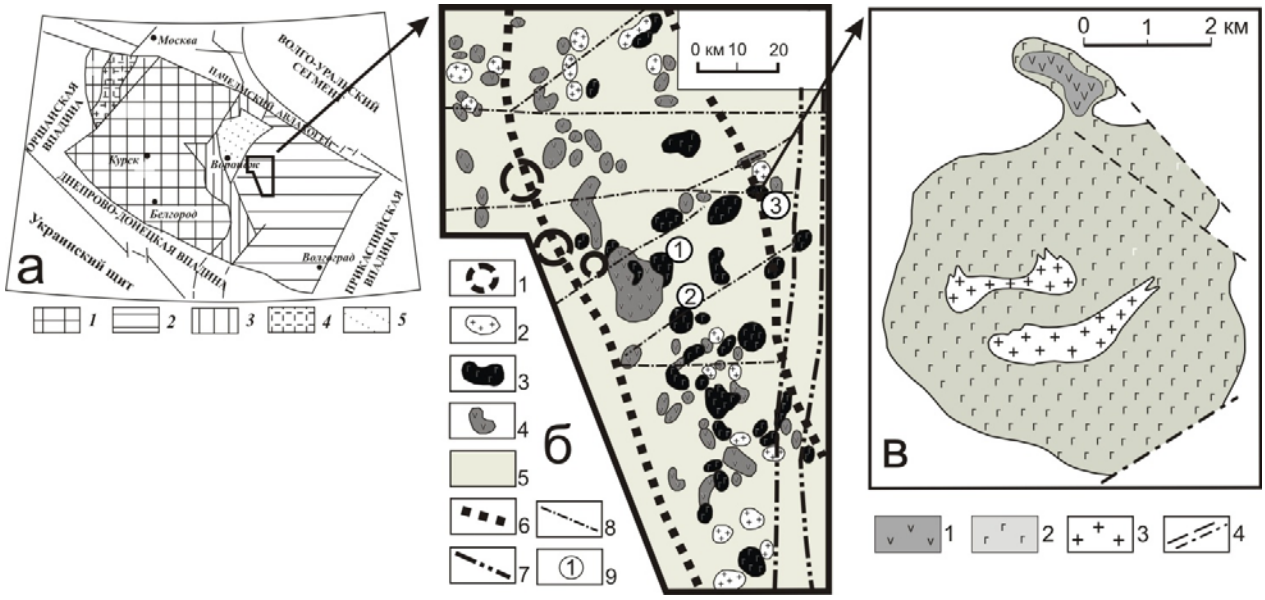


Рис 1. Положение Троицкого массива в структуре ВКМ.

а) Схема структурно-формационного районирования ВКМ [2]:*1-мегаблок КМА; 2-Лосевская шовная зона; 3-Хоперский мегаблок, 4-Волынско-Двинский плутонический пояс , 5-Ольховско-Шукавская грабенсинклиналь;* б) Схема размещения интрузий еланского комплекса в Центральной части Тамбовско-Волгоградской зоны Хоперского мегаблока ВКМ [2]: *1 - кольцевые интрузии и "рои" даек сиенитов и сиенит-порфиров артюшкинского комплекса; 2 нормальные и субщелочные гранитоиды бобровского комплекса; 3 - норит-диоритовые субвулканические тела еланского комплекса; 4 - мафит-ультрамафитовые интрузии мамонского комплекса; 5 - песчаниково-сланцевые отложения воронцовской серии; 6- западная и восточная границы Тамбовско-Волгоградской зоны в пределах Елань-Эртильского рудного района; 7 - Новохоперская зона глубинных разломов, контролирующая проявления девонского траппового магматизма; 8 - разновозрастные разрывные нарушения более высоких порядков; 10 - сульфидные медно-никелевые месторождения (1 - Еланское, 2 - Елкинское) и рудопроявления (3 - Троицкое) еланского типа;* в) Схематическая геологическая карта Троицкого массива [5]: *1 - апопироксенитовые породы, 2 - нориты, амфиболизированные нориты, рогово-обманковые габбро; 3 – диориты, 4 – тектонические нарушения.*

Породы норит-диоритовой ассоциации Троицкого массива обладают минералого-петрографическими (таблица) и петрогеохимическими свойствами, характерными для аналогичных пород массивов еланского комплекса. Норитовую группу пород слагают: биотит-кварцсодержащие и кварц-биотитовые габброофитовой структуры лейко-, мезо- и меланократовые разновидности с различным количественным соотношением породообра-

зующих минералов: ортопироксен (Opx) от 30 - 35 – 50 - 75%, плагиоклаз (Pl) 12 - 37 – 55 - 62% ± оливин (Ol), биотит (Bt) 5 - 18%, кварц (Q) 0.2 - 5 и КПШ 4 - 8%; содержание акцессорных и рудных минералов в среднем до 10 - 20%. К породам основной интрузивной фазы относятся также амфиболизированные нориты. Их количественно-минеральный состав: Pl $_{(An\ 35\text{-}40)}$ 35 - 55%,Opx 15 - 35%, замещенный тальк-тремолитовым мелкочешуйчатым агрегатом 5 - 40%, Bt 8 - 12% и Q от 3 - 5 до 8 - 10% ± тальк (Tlc) до 3%. Дайковые породы представлены биотитсодержащими и биотитовыми норит-порфиритами, роговообманковым габбро, а также пироксеновыми диоритовыми порфиритами (гиперстеновыми порфиритами) [4]; диориты слагают центральную часть массива (до 40% площади) и представлены роговообманково-биотитовыми, кварц-калишпатсодержащими разновидностями с призматически-зернистой и гипидиоморфной структурами. Их количественный минеральный состав: Pl 45 - 75%, роговая обманка (Rog) 12 - 25%, Bt 8 - 20%, Q 5 - 20%, КПШ от 3 до 15%, рудных и акцессорных - до 7%.

Таблица.

Сравнительная характеристика породообразующих минералов пород Еланского, Елкинского и Троицкого массивов ВКМ

Минералы	Содержание и свойства	
	Еланский, Елкинский	**Троицкий**
Ol	Повышенной железистости ($Fa_{15\text{-}25}$), редкие фенокристалы и пойкилитовые выделения в Opx.	Пойкилитовые включения Ol и Opx в Rog в апопироксенитах; включения в Opx, фенокристаллы, единичные округлые зерна в норитах.
Opx	Маложелезистый гиперстен, зерна и призматические фенокристаллы в интрузивных норитах и диоритах; бронзит - среди дайковых разновидностей пород.	Гиперстен в виде пойкилитовых включений и таблитчатых кристаллов; замещены Tlc-Trem агрегатом.
Cpx	Редко встречается в виде единичных зерен диопсида иногда в срастании с Opx.	Не встречен.
Amf	Зеленая и зеленовато-бурая Rog в роговообманковых габбро; бесцветная разновидность – в амфиболизированных норитах; маложелезистая Rog - основной фемический минерал диоритов. Ограниченное развитие Act+Trem в виде волокнистых агрегатов (образуют псевдоморфозы по Rog и Oprx) в амфиболизированных разностях норитов.	Позднемагматическая слабо коричневая Rog в норитах; призматические зерна темно-зеленой Rog в амфиболизированных норитах. Призматические и таблитчатые кристаллы Trem, мелкочешуйчатые Tlc-Trem- Bt агрегаты по Opx, Rog.
Bt	Высоко магнезиальный Bt (иногда низкоглиноземистый флогопит), красновато-коричневый, пластинчатые зерна длиной до 3мм, в виде листовтого агрегата вокруг Opx, в норитах; чешуйчатый коричневато-бурый в диоритах; фенокристаллы и часть общей мелкокристаллической массы среди дайковых пород.	Умеренно магнезиально-железистый Bt в интеркумулусной ассоциации в норитах и диоритах; в ассоциации дайковых пород в виде тонкочешуйчатого зеленовато-бурого агрегата в ассоциации с флогопитом, Tlc и Act-Trem замещает Opx, а так же входит в состав основной Bt-Q-ПШ массы.
Pl	Таблитчатые зерна зонального андезина, более поздние генерации имеют удлиненно-прзматическое строение в норитах и диоритах; фенокристаллы андезин-лабрадора ($An_{32\text{-}63}$), входит в состав тонкозернистого агрегата основной массы среди дайковых образований.	Удлиненно-призматический андезин в измененных норитах; таблитчатые, призматические и ксеноморфные кристаллы в роговообманковых габбро.
КПШ	Ортоклаз и ортоклаз-микропертит в ассоциации со слюдами и Q, встречается в дайковых разностях пород.	Ортоклаз в дайковых норит-порфиритах и диоритах.
Q	Голубовато-белые, матово-белые, иногда гелеподобные разности в зонах трещиноватости.	Ксеноморфный, развит спорадически, но присутствует повсеместно; оплавлен, с бухточками разъедания в дайках.

По химическому составу породы Троицкого массива характеризуются принадлежностью к нормальному ряду (рис. 2). На диаграмме щелочности-глиноземистости (рис. 3) породы массива размещаются в умеренно-глиноземистой зоне и принадлежат к K-Na серии. Присутствие биотита, КПШ, кварца, а также петрогеохимические особенности пород (повышенные кремнеземистость при аномально высокой магнезиальности, умеренная глиноземистость) свидетельствуют о принадлежности их к контаминированному типу интузий еланского комплекса ВКМ [1, 2].

В петрохимическом отношении породы характеризуются высоким содержанием SiO_2 (52.22 – 58.28%) и MgO (9.49 – 18.5%), CaO (2.58 – 5.5%), K_2O и Na_2O (1.1 – 2.35%), повышенными количествами Cr_2O_3 (0.14 – 0.25%), что характерно для еланского типа. Близость химического состава неизмененных и амфиболизированных норитов свидетельствует об их происхождении из единого магматического очага и что вторичные изменения носят изохимический характер.

В пределах Троицкого массива развита рудная минерализация двух типов, концентрирующихся в пределах двух, вероятно, обособленных зон [6]: а) западной (приконтактовой), сложенной мланократовыми роговообманковыми габбро с максимальной концентрацией рудных минералов 5 - 15% и б) восточной с метасоматически измененными (главным образом амфиболитизированными) норитами с содержанием рудных выделений до 4 - 6%.

Для Троицкого массива, как и для Еланского месторождения, характерна пространственно-временная сопряженность и взаимопереходы типов руд, что подтверждает представление [1, 2, 6] об определяющей роли в размещении оруденения еланского типа структурно-петрологических факторов. В пределах Троицкого интрузива развиты тонко вкрапленные (пылевидные), рассеянно вкрапленные и гнездовые руды. Они характеризуются од-

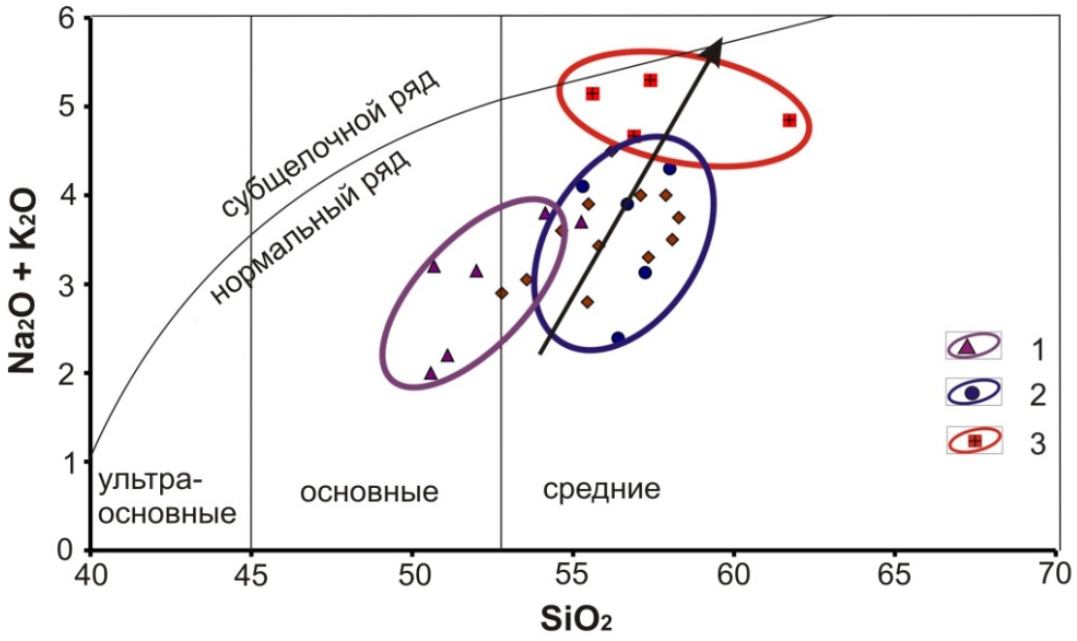


Рис. 2. Диаграмма кремнезем-щелочность для пород Троицкого массива.

1 - тальк-амфибол апопиро-ксенитовые породы, 2 - нориты, 3 - диориты.

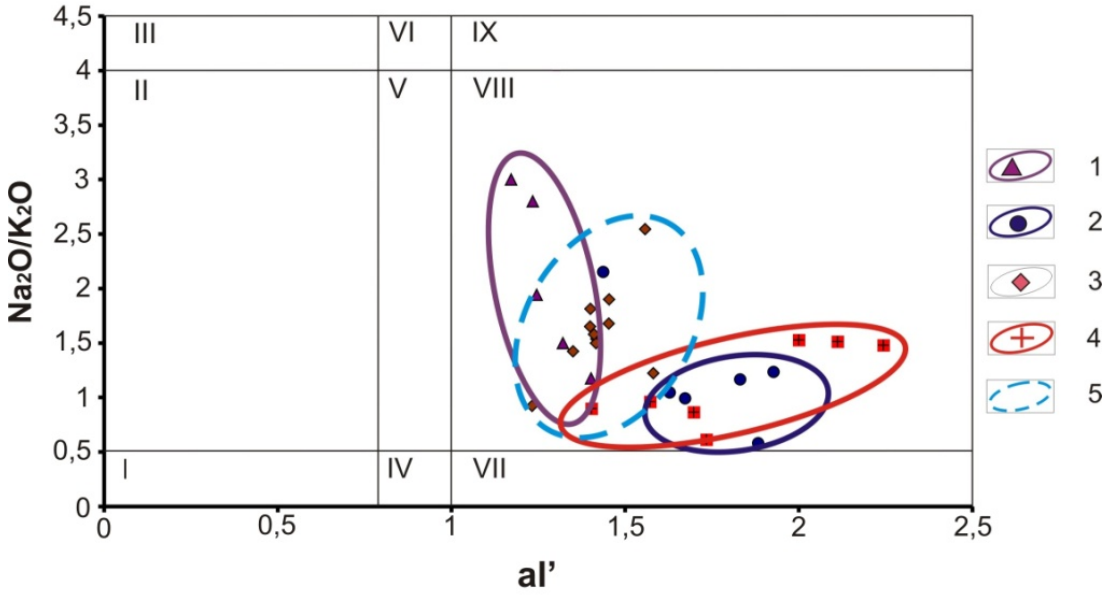


Рис. 3. Диаграмма щелочность – глиноземистость для пород Троицкого массива с выделением полей:

I – низкоглиноземистых пород калиевой серии, II – низкоглиноземистых порол калиево-натровой серии, III – низкоглиноземистых пород натровой серии, IV – умеренно-глиноземистых пород калиевой серии, V – умеренно-глиноземистых пород калиево-натровой серии, VI – умеренно-глиноземистых пород натровой серии,VII – высокоглиноземистых пород калиевой серии, VIII – высокоглиноземистых пород калиево-натровой серии, IX – высокоглиноземистых пород натровой серии. ***Области на диаграмме*** *1. тальк-амфиболовые апопироксенитовые породы, 2. нориты, 3. амфиболизированные нориты, 4. диориты, 5. область амфиболизации.*

нотипным минеральным составом: пирротин (80 - 85%), пентландит (0.5 - 2%), халькопирит (2 - 5%), ильменит (1.5 - 4.5%), графит (от 1 - 2 до 25 - 30%), одиночные зерна сульфоарсенидов, иногда молибденит и характеризуются сравнительно низкими концентрациями никеля, кобальта и меди во всех разновидностях, сохраняя при этом достаточно высокие значения величин отношений этих металлов, присущие рудам еланского типа месторождений. Для них характерен высокосернистый и высокожелезистый состав сульфидной фракции. В рудах преобладает пирротин. Отношение пирротина к пентландиту в рудах Троицкого массива составляет 4 : 1, а пентландита к халькопириту 5 : 1.

В целом руды норитов Троицкого проявления по минеральному составу, текстурно-структурным особенностям и условиям залегания близки к рудам месторождений и проявлений еланского комплекса, что позволяет отнести массив к числу перспективных.

Литература

1. Чернышов Н.М. Еланский тип сульфидных медно-никелевых месторождений и геолого-генетическая модель их формирования (Центральная Россия) // Геология рудных месторождений.1995.Т. 37, № 3. С. 220 - 236.

2. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). – Воронеж: Изд. Воронеж. гос. ун-та. 2004. 448 с.

3. Чернышова М.Н. Особенности состава сульфидного медно-никелевого оруденения Центрального рудопроявления в связи с проблемой формационно-генетической принадлежности рудовмещающих пироксенитов // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. 1999. № 7. С. 120 - 127.

4. Чернышова М.Н. Дайки сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия). Воронеж: Изд. Воронеж. гос. ун-та. 2005. 365 с.

5. Кривцов И.И., Чернышов Н.М., Молотков С.П., Чернышова М.Н. и др. Локальный прогноз сульфидного никелевого оруденения в пределах юго-восточной части ВКМ. // Отчет по теме Б.11.4/8(101) В 2-х т. Фонды ГГП «Воронежгеология». Воронеж. 1991. 480 с.

О ПЕРСПЕКТИВАХ НИКЕЛЕНОСНОСТИ АЛЛАРЕЧЕНСКОГО РАЙОНА

Ю.Л. Войтеховский[1], Л.А. Виноградов, Ю.В. Гончаров, Б.М. Гринченко, Ю.Н. Яковлев[2], А.К. Яковлева [2]

[1] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты; [2]НПЦ «Кольская сверхглубокая», Заполярный

Основные геологические критерии перспектив никеленосности (тектонические, петрологические, структурные, минералого-геохимические и др.) освещены в ряде обобщающих и специальных работ [3, 6 и др.]. Применительно к Аллареченскому району такая работа была проделана сотрудниками Геологического института и Мурманской экспедиции почти двадцать лет назад (в 1990 г.), но в связи с хаосом 90-х годов она не была востребована. У нас нет уверенности, что она будет востребована и сегодня, но использованный метод оценки перспектив рудоносности одного из никеленосных районов следует довести до сведения геологической общественности.

1. Краткая геологическая характеристика района

Аллареченский никеленосный район расположен в южном (точнее — в юго-западном) позднеархейском обрамлении раннепротерозойской Печенгской структуры. Ранее он относился к Аннамско-Хихнаярвинскому геотектоническому блоку, в настоящее время — к Инарскому блоку. Район характеризуется купольно-глыбовым структурным планом, сформированным главным образом в процессе карельской складчатости [4]. С северо-запада на юго-восток эти купольно-глыбовые (или блок-антиклинальные) структуры образуют ряд: Руннийокская, Хихнаярвинская, Аллареченская, Копосовская и Аннамская. Во всех структурах ядерные части сложены гнейсами и гранито-гнейсами, а краевые — переслаивающимися гнейсами (часто графитоносными) и амфиболитами. В северных (северо-восточных) крыльях структур породы имеют крутое падение (45 - 70º), часто рассланцованы, а в южных (юго-западных) крыльях — пологое (20 - 40º).

Интерес к району возник в середине прошлого века, в связи с открытием здесь двух небольших месторождений богатых сульфидных медно-никелевых руд — Аллареченского и Восток, которые ассоциируют с небольшими массивами ультраосновных пород (перидотитов и пироксенитов). В процессе поисково-разведочных работ, продолжающихся с перерывами до настоящего времени, здесь выявлено большое число (более 500) небольших массивов гипербазитов, большей частью безрудных и несколько массивов с непромышленным сульфидным оруденением (Рунниойоки, Вилгис, Хихнаярви, Широкая, Акким, Аннама). Уже на ранних стадиях поисков была выявлена приуроченность многих гипербазитовых массивов к горизонтам амфиболитов. В процессе научно-исследовательских работ, проводившихся Геологическим институтом совместно с производственными организациями (Мурманской и Печенгской экспедициями) были выделены два пояса концентрации гипербазитовых мас-

сивов, соответствующие южным (юго-западным) и северным (северо-восточным) крыльям купольно-блоковых структур [2], показана различная насыщенность этих ветвей гипербазитовыми массивами и выявлены отличия химического состава самих массивов и сопутствующего сульфидного медно-никелевого оруденения [1, 5].

2. Характеристика состава гипербазитовых массивов и медно-никелевого оруденения

В таблицах 1 - 3 показаны некоторые особенности химического состава гипербазитовых массивов северных и южных ветвей поясов, а также ассоциирующего с ними сульфидного оруденения. В обоих ветвях исследованные массивы приводятся в направлении с северо-запада на юго-восток, а именно: а) в северной ветви — Руннийоки, Вирнимя, Киедг, Алксоайв, Широкая; б) в южной — Вилгис, Хихна, Аллареченское, Восток, Акким, Копос, Аннама. Все породы довольно сильно изменены (амфиболизированы, серпентинизированы и т.п.); в выборки включены анализы пород с примерно одинаковой степенью изменения. Поправки на примесь сульфидов не вводились, так как их содержание в породах невысоко (1 - 2% об.). Использованы данные работы [7], а также материалы авторов.

Согласно приведенным данным (табл. 1) породы северных ветвей в целом менее магнезиальные и железистые, но более богаты глиноземом, чем породы южных ветвей. Это значит, что в массивах северных ветвей почти нет оливинитов, а в южных они нередки. Исключение в южных ветвях составляют гипербазиты Востока — они низкомагнезиальные, представлены в основном пироксенитами и перидотитами.

Таблица 1.

Данные о составе гипербазитов Аллареченского района

а) северные ветви поясов							
Участки / Компоненты	Руннийоки		Вирнимя	Киедг	Алксоайв		Широкая
$Fe+Fe_2O_3$	13.2-17.6		12.4	9.4-13.5	14.0-17.3		14.6-17.3
MgO	15.8-30.5		24.2	19.0-32.9	13.4-24.3		20.0-27.2
Al_2O_3	2.5-7.5		3.5	2.7-5.0	4.4-7.7		4.3-7.0
Na_2O+K_2O	0.9-2.4		0.7	0.1-2.3	0.3-2.9		0.2-1.1
б) южные ветви поясов							
Участки / Компоненты	Вилгис	Хихна	Аллареченское	Восток	Акким	Копос	Аннама
$Fe+Fe_2O_3$	15.3-18.4	14.5-19.0	14.2-24.7	10.1-19.4	11.0-18.2	12.3-15.5	16.1-17.4
MgO	25.0-31.3	19.0-39.7	21.0-34.3	15.1-26.2	25.9-39.9	30.4-39.1	25.1-30.8
Al_2O_3	2.2-7.6	1.2-6.0	0.1-7.7	4.1-7.9	1.2-4.3	1.2-3.2	3.2-5.2
Na_2O+K_2O	0.2-0.5	0.2-0.8	0.1-1.4	0.4-4.9	0.2-1.9	0.2-0.6	0.1-1.0

Отмеченные тенденции в отношении содержаний железа и алюминия имеют и исключения (например, гипербазиты Аккима и Копоса по железистости, а Востока — по глиноземистости примерно одинаковы с гипербазитами северных ветвей и др.). По содержанию щелочей заметных различий не обнаруживается. Но общий диапазон изменения содержаний учтенных окислов в южных ветвях поясов значительно шире, чем в северных, что вероятно, свидетельствует о более полном проявлении в южных ветвях внутрикамерной или докамерной дифференциации вещества гипербазитов.

Эти особенности состава гипербазитов находят отражение в химическом составе первичных породообраующих минералов [1, 5].

Во многих массивах южных ветвей распространены в качестве акцессорных ферри- и хромшпинелиды; в некоторых прослежено постепенное изменение их состава от хромита до хроммагнетита и почти чистого магнетита. В массивах северных ветвей хромшпинелиды редки, изменение их состава не изучено.

Обратимся к рассмотрению сульфидного оруденения в гипербазитах. В табл. 2 представлены результаты количественных спектральных анализов штуфных проб. Количество проб по отдельным участкам варьирует от 8 - 10 до 15 - 20. Они характеризуют гипербазиты с очень бедным сульфидным оруденением (сульфидов 0.5 - 1.5% об.) или практически безрудные (сульфидов менее 0.5 %). По общему содержанию никеля гипербазиты различаются мало, хотя в целом для южных ветвей они более никеленосны. Учитывая низкое содержание сульфидов, эти различия в основном следует отнести за счет силикатной доли никеля: наиболее высокие его содержания характерны для высокомагнезиальных пород (см. табл. 1). Содержание кобальта и меди в гипербазитах южных ветвей, как правило, выше, чем северных, благодаря чему отношения Ni/Co и Ni/Cu здесь ниже, чем в северных ветвях, но есть и исключения из этого ряда (например, Алксоайв и Копос). Довольно устойчивой величиной во всех гипербазитах является доля никеля в общей сумме Ni+Co+Cu: она варьирует в пределах 73 - 92%, причем минимальные значения относятся к гипербазитам месторождений Восток и Аллареченское; в целом же более высокие значения чаще устанавливаются в северных ветвях поясов.

Таблица 2.

Содержание и соотношения полезных компонентов в гипербазитах с бедным оруденением

а) северные ветви поясов						
Участки / Компоненты	Руннийоки	Вирнимя	Пиедс	Киедг	Алксоайв	Широкая
Ni	0.143	0.177	0.151	0.149	0.125	0.139
Co	0.0093	0.0101	0.0089	0.0116	0.0110	0.010
Cu	0.0187	0.0054	0.0181	0.003	0.0252	0.026
Ni/Co	15.4	15.4	17.0	12.8	11.4	13.9
Ni/Cu	7.65	32.78	8.34	49.67	4.96	5.35
Ni/ΣMe	0.84	0.92	0.85	0.91	0.78	0.79

б) южные ветви поясов							
Участки / Компоненты	Вилгис	Хихна	Аллареченское	Восток	Акким	Копос	Аннама
Ni	0.182	0.197	0.153	0.131	0.200	0.219	0.131
Co	0.015	0.0136	0.018	0.0092	0.0151	0.0145	0.0118
Cu	0.0284	0.0272	0.037	0.0385	0.0303	0.0086	0.0288
Ni/Co	12.1	14.5	8.5	14.2	13.2	15.1	11.1
Ni/Cu	6.41	7.24	4.14	3.40	6.60	25.5	4.55
Ni/ΣMe	0.81	0.83	0.74	0.73	0.81	0.90	0.76

Таблица 3.

Среднее содержание и соотношение металлов в рядовых вкрапленных рудах Аллареченского района

Участки / Компоненты	Руннийоки	Широкая	Вилгис	Хихна	Аллареченское	Восток	Акким	Аннама
Рассеянно-вкрапленные руды								
Ni	0.610	0.245	0.276	0.327	0.67	0.83	0.300	0.250
Co	0.023	0.017	0.014	0.014	0.013	0.023	0.016	0.019
Cu	0.407	0.148	0.078	0.120	0.30	0.50	0.272	0.090
Ni/Co	26.5	14.4	19.7	23.4	51.5	36.1	18.8	13.2
Ni/Cu	1.50	1.66	3.54	2.72	2.23	1.66	1.10	2.78
Ni/ΣMe	0.59	0.60	0.75	0.71	0.68	0.61	0.51	0.70

Гипербазиты с промышленным вкрапленным оруденением (или рядовые руды) в южных ветвях распространены широко, а в северных — ограниченно (Руннийоки, Широкая). В табл. 3 показаны средние содержания металлов и их соотношения в таких рудах. Эти данные являются наиболее представительными, поскольку включают все известные материалы опробования.

Содержание никеля и меди в рядовых вкрапленных рудах месторождений Аллареченское, Восток и Руннийоки вдвое или более превышает их содержание в таких же рудах поисковых участков как южных, так и северных ветвей. Содержание кобальта более стабильно и не обнаруживает четкого предпочтения рудам месторождений или участков. В связи с этим величина Ni/Co оказывается наиболее высокой в рудах месторождений, а величина Ni/Cu, оставаясь всюду больше единицы, наоборот, имеет в них пониженное значение.

Сравнение непромышленного (табл. 2) и рядового (табл. 3) оруденения в гипербазитах показывает, что с увеличением степени оруденения доля никеля (и кобальта) уменьшается, а доля меди — возрастает. Это объясняется, очевидно, существенно меньшей ролью силикатного никеля в рядовых рудах по сравнению с непромышленным оруденением в гипербазитах. При дальнейшем увеличении степени рудоносности картина меняется. Для месторождений Аллареченское и Восток чем богаче руды, тем они «никелестее» [5]. Эта особенность характерна для многих месторождений Кольского полуострова, ассоциирующих с различными базит-гипербазитовыми комплексами [9]. Создается впечатление, что с появлением определенных (минимальных промышленных) концентраций и далее по мере возрастания интенсивности сульфидное медно-никелевое оруденение не обнаруживает зависимости не только от состава, но и формационной принадлежности базит-гипербазитов, с которыми оно ассоциирует, подчиняясь собственным законам, очень близким для многих месторождений региона.

Одной из важнейших задач прогнозирования, применительно к конкретному району, является отыскание характерных особенностей состава никеленосных пород и содержащегося в них сингенетического оруденения, которые указывали бы на вероятность (или возможность) наличия еще не обнаруженного более богатого оруденения. На основе имеющихся материалов можно отметить следующее. Различия в составе пород существуют, они отмечены выше. Сингенетическое оруденение по минеральному составу во всех разновидностях гипербазитов района однотипно: оно характеризуется такими типоморфными минералами, как троилит, пирротин гексагональный, пентландит железистый, кубанит, маккинавит. Но соотношение отдельных минеральных фаз в разных массивах различное. Так, троилит наиболее широко развит в оливинитовых («неникеленосных») массивах, повышенное содержание кубанита, а также маккинавита (в пентландите) характерно для массивов, в кото-

рых существенный объем занимают пироксениты или оливиновые пироксениты (Восток, Акким-рудопроявление, Широкая и др.).

Состав пентландита — главного носителя никеля и кобальта — изменяется довольно сильно не только в целом по району, но и на отдельных участках [1, 5]. В целом он более «железистый» и несколько менее «никелистый» в массивах южных ветвей, особенно в крупных существенно оливинитовых. По сравнению со всеми участками пентландит месторождений Аллареченское и Руннийоки более стабилен по составу, обладает минимальным содержанием кобальта и близким к стехиометрическому соотношением никеля и железа.

Таким образом, различия в составе гипербазитов обеих ветвей поясов (северных и южных), отдельных участков и месторождений корреспондируются с различиями в минеральном составе сульфидного медно-никелевого оруденения, содержании и соотношении основных полезных компонентов.

В целом, по совокупности всех геологических признаков, учитывая распространенность, размеры и состав гипербазитовых массивов, степень их рудоносности, особенности минерального и химического состава оруденения следует признать, что северные ветви поясов значительно менее перспективны в отношении сульфидного медно-никелевого оруденения, чем южные. Поэтому при оценке их прогнозных ресурсов коэффициент рудоносности следует принимать меньшим, чем установленный для южных ветвей.

3. Формальный метод оценки перспективности отдельных участков

Этот метод, позволяющий локализовать прогноз, заключается в следующем. Вся территория района условно разбита нами на квадраты площадью 16 км^2 (примерная площадь рудного поля), и для каждого из квадратов с помощью данных, приведенных в табл. 4, высчитана суммарная величина информативности признаков и критериев (в соответствии с их количеством и относительной значимостью), картографические изображения которых попали в данный квадрат. Таким образом была получена схема (в изолиниях) распределения по площади вероятностей (эквивалентов информативности) нахождения в каждом из квадратов рудного поля объектов с запасами, примерно равными запасам Аллареченского рудного поля, либо месторождения, подобного одному из двух месторождений, составляющих это поле (рис. 1). Примечательно, что в Аллареченской структуре оба месторождения и рудопроявление Акким оказались в площади изолиний 30 - 50% вероятности нахождения значимых объектов, в Хихнаярвинской структуре оба рудопроявления, Вилгис и Хихнаярви — в площади изменений 50 - 70% (> 70%) вероятности, а в Руннийокской структуре небольшое месторождение Руннийоки находится в площади изменений 10 - 30% вероятности.

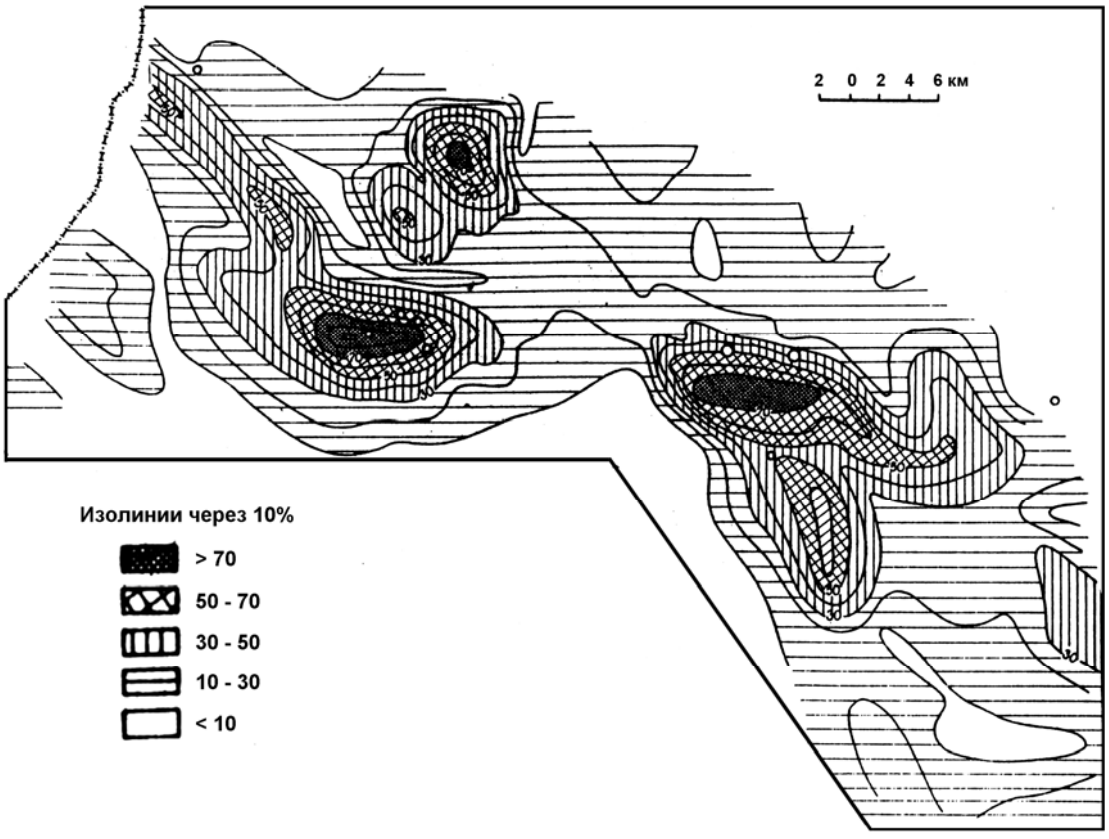


Рис. 1. Схема распределения вероятностей нахождения медно-никелевых месторождений в Аллареченском районе.

Составил Б.М. Гринченко при участии Ю.Л. Войтеховского.

Кружками (большими и маленькими) обозначены известные месторождения и рудопроявления (соответственно).

В пределах этих структур выделяются 6 участков (рис. 2, №№ I - VI), рекомендуемые для первоочередного изучения в такой последовательности: 1) Валлаш, 2) Хихнаярви-Вилгис, 3) Восточный, 4) Рош-Хуто, 5) Вирнимя, 6) Западный. Заметим, что новыми в этом перечне являются только два из них — Валлош и Вирнимя, которые ранее не изучались в процессе геологоразведочных работ, а перспективность их определена главным образом по геохимическим и тектоническим критериям. Остальные участки и ранее были рекомендованные в качестве перспективных на поиски медно-никелевых руд - по совокупности всех геологических критериев [8]. Таким образом, можно отметить удовлетворительную сходимость оценки перспектив рудоносности района различными методами.

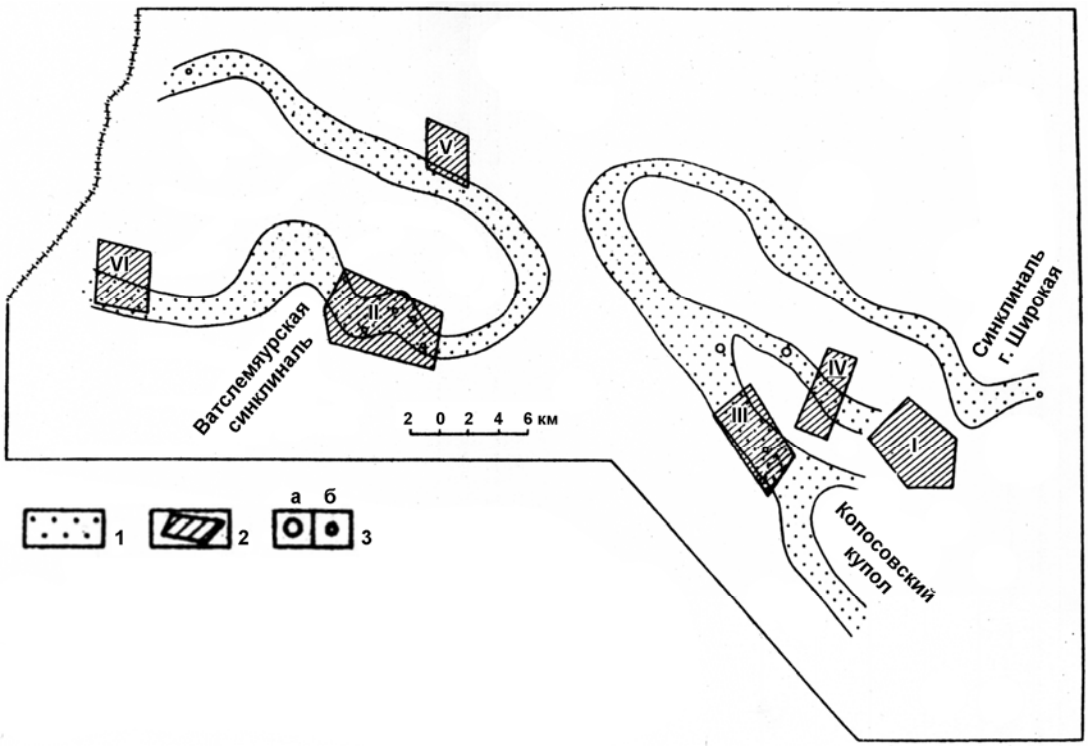


Рис. 2. Схема размещения участков, перспективных на медно-никелевые руды, рекомендуемых для первоочередного изучения и доизучения.

1 – пояса гипербазитов, 2 – перспективные участки с рекомендуемой очередностью изучения, 3 – медно-никелевые месторождения (а) и рудопроявления (б).

Согласно данному методу выделяются две перспективные на никель площади: Аллареченская и Хихнаярвинская (рис. 1). По объему они соответствуют рангу рудных узлов (каждая площадь более 100 квадратных километров). Обе площади приурочены к южным частям одноименных антиклинальных структур вблизи сопряжения их с блоком лапландских гранулитов. В рудных узлах размещение оруденения определяется: положением рудоконцентрирующих и рудоконтролирующих разломов, краевой частью общей геохимической области, отдельными геохимическими аномалиями по меди и никелю (потоки рассеяния), зонами и ареалами развития никеленосных гипербазитов [3]. Третья площадь (в районе оз. Вирнимя) меньше по размерам, приурочена к северной части антиклинальной структуры и выделяется главным образом по двум последним из перечисленных признакам (табл. 4).

Заключение

Совокупность имеющихся материалов показывает, что при общей перспективности гипербазитовых поясов Аллареченского никеленосного района на медно-никелевые руды предпочтительнее выглядят перспективы их южных ветвей. По максимальному совмещению на одной площади положительно проявленных структурных, магматических, геофизических, геохимических и других критериев и признаков, предложенных для оценки никеленосности района, выделяются 6 участков, которые рекомендуются для первоочередной постановки на них поисковых работ. Пять из них расположены в южных ветвях поясов, один — в северной. Общая площадь участков 113 км^2. При этом четыре участка частично включают в себя в той или иной мере уже изучавшиеся ранее территории, а два — представлены новыми площадями. Оценка степени изученности этих участков буровыми работами с учетом магниторазведки показала, что до глубины 500 м они обследованы не более чем на 20-30% каждый.

Таблица 4.

Относительная информативность критериев и признаков при оценке никеленосности Аллареченского района

Критерии и признаки	Содержание критериев и признаков, отмеченных на прогнозируемой площади	Информативность	
		Баллы	%
Магматические	«Кусты» массивов гипербазитов	20	11
	Отдельные массивы гипербазитов	15	8
	Наличие стратиграфического или тектонического контроля гипербазитов (без учета массивов)	13	7
Тектонические	Широтные рудоконцентрирующие зоны	20	11
	Рудоконтролирующие тектонические нарушения СВ направления	13	7
	Узлы пересечения рудоконцентрирующих зон с рудоконтролирующими нарушениями	33	18
Геохимические	Литогеохимические аномалии по Cu и Ni	15	8
	Аномалии Ni и Cu по потокам рассеяния, совмещенные с литогеохимическими аномалиями по Ni и Cu	20	11
	Аномалии по потокам рассеяния Mo (рядом с аномалиями по Cu и Ni)	25	14
	Аномалии мультипликативного параметра $\frac{Ni \times Cu \times Co \times Cr}{Mo \times Zn \times V \times Ba}$	8	5
	Итого суммарная информативность	182	100

Совокупность всех данных позволяет сделать вывод, что в Аллараченском никеленосном районе поиски месторождений типа Аллареченское и Восток имеют реальные перспективы.

Литература

1. Анализы минералов медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Апатиты. Изд. КФАН СССР. 1983. 326 с.
2. Виноградов Л.А., Гринченко Б.М. Перспективы никеленосности Аллареченского района. (Пояса гипербазитов и прогнозно-поисковые критерии медно-никелевого оруденения). – Препринт. Апатиты. Изд. КФАН СССР. 1989. 35 с.
3. Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л. «Наука». 1990. 280 с.
4. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и отчет исследований. М. 1998. 257 с.
5. Минералогия медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л. «Наука». 1981. 350 с.
6. Прогнозирование месторождений полезных ископаемых на Кольском полуострове. Апатиты. Изд. КФАН СССР. 1985. 118 с.
7. Химические анализы пород базит-гипербазитовых комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты. Изд. КФАН СССР. 1982. 216 с.
8. Яковлев Ю.Н., Гончаров Ю.В., Свияженинов Ф.И., Яковлева А.К., Тихонов В.С., Никитичев А.П. К перспективам локальных поисков богатых медно-никелевых руд в Аллареченском районе. – В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых на Кольском полуострове. Апатиты. Изд. КФАН СССР. 1985. С. 39 - 49.
9. Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Нерадовский Ю.Н., Осокин А.С., Балабонин Н.Л., Орсоев Д.А. Основные закономерности изменения вещественного состава метаморфизованных вкрапленных медно-никелевых руд. В кн.: Минеральные комплексы и минералы Кольского полуострова. Апатиты. Изд. КФАН СССР. 1980. С. 55 - 63.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВ БОЛЬШЕМАРТЫНОВСКОГО НИКЕЛЬ-ПЛАТИНОНОСНОГО МАССИВА В СВЯЗИ С ОЦЕНКОЙ ЕГО ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ И ПЕРСПЕКТИВ РУДОНОСНОСТИ

Л.В. Гордейченко

Воронежский государственный университет, Воронеж, gordeichenko_l@mail.ru

Дунит-перидотит габбронорит-габбровая никель-платиноносная формация (мамонский комплекс; 2100-2080±14 млн. лет [2]), представлена несколькими группами интрузивных тел, различающихся по структурному положению, а также разному уровню эродированности, составу породных ассоциаций и минеральных парагенезисов, полноте дифференцированности, масштабам и степени продуктивности на цветные и благородные металлы: 1) ранние ультрамафитовые высоко - (MgO > 30 вес. %) и умеренно – магнезиальные (20 < MgO < 30 вес. %) в разной мере дифференцированные, бесполевошпатовые промышленнорудоносные (мамонский тип - Нижнемамонское и Подколодновское месторождения); 2) ультрамафит-мафитовые умеренно-магнезиальные (8 < MgO < 30 вес. %) камерно-дифференцированные (расслоенные) с амфибол (титанистая роговая обманка) – плагиоклазсодержащими ультрамафитами (ширяевский тип, рудоносные) и ультрамафит-мафитовые камерно-дифференцированные (еланьвязовский тип, рудоносные); 3) слабодифференцированные с неустановленным оруденением и недифференцированные безрудные габброноритовые, габбровые и габбродиоритовые (MgO < 8 вес. %) интрузивы (каменский тип), завершающие становление всей рудоносной формации [2].

В общей структурно-вещественной систематике ультрамафит-мафитовых интрузивов мамонского комплекса особый интерес представляет Большемартыновский массив. Этот плутон, общей площадью 40.5 км^2, расположен в западной части Хоперского мегаблока, вблизи Лосевской шовной зоны (рис. 1), где помимо мамонского широко проявлены другие структурно-вещественные типы интрузивов. Как показали исследования, такое структурное положение плутона обусловлено наличием в нем трех различных по возрасту и составу породных ассоциаций [1]:

1. серпентинизированные дуниты, апоперидотитовые серпентиниты и в различной степени серпентинизированные гарцбургиты, оливиновые пироксениты, горнблендиты и лерцолиты, слагающие небольшие по масштабам автономные ультраосновные тела ранней фазы (мамонский тип);
2. титанистороговообманковые перидотиты, оливиновые пироксениты и габбро ширяевского типа;
3. габбронориты, габбро, габбродиориты и диориты завершающей интрузивной фазы (каменский тип).

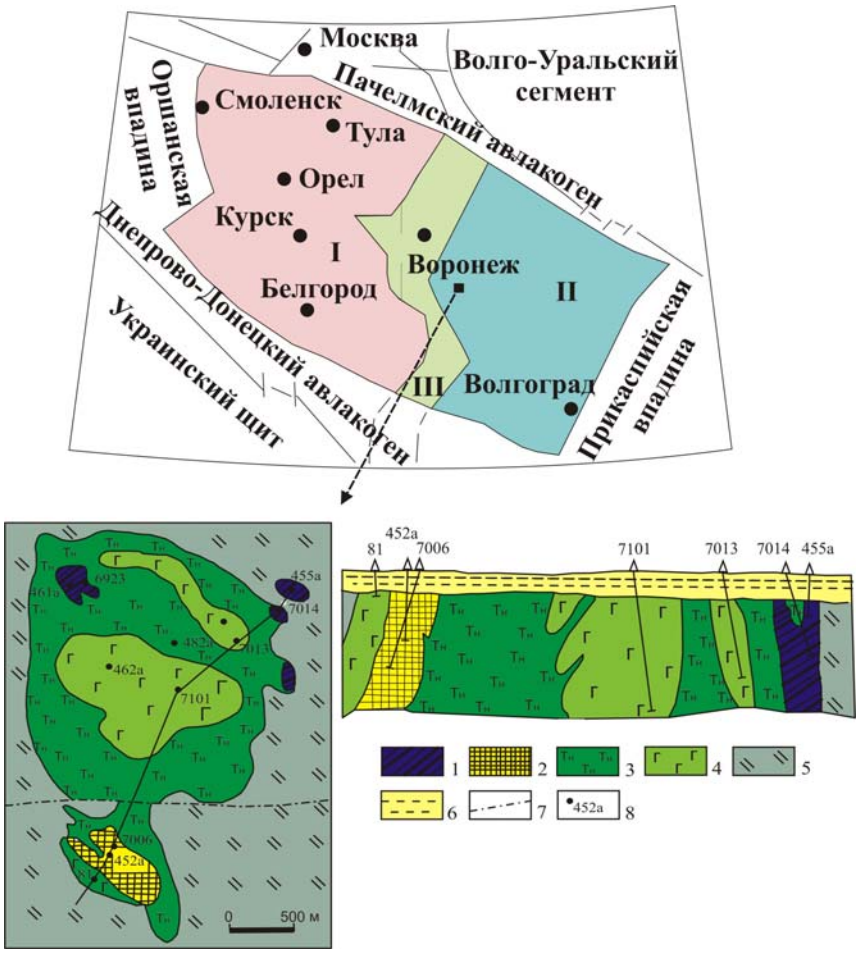


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и разрез Большемартыновского интрузива и его положение в структуре Воронежского кристаллического массива (по [2]):

1- 4 – породные ассоциации мамонского типа (1), ширяевского (2-3) и каменского (4) типов; породы воронцовской серии (5) и осадочного чехла (6); 7 – тектонические нарушения; 8 – скважины и их номера (по Фролову С.М., Багдасаровой В.В.)

Породы ранней фазы (мамонский тип) характеризуются: 1) бесполевошпатовым ультрамафитовым составом (от дунитов до пироксенитов), преимущественным развитием серпентина, актинолита, тремолита и талька; 2) повышенной магнезиальностью (MgO – 37 - 38 мас. %), пониженным содержанием кальция (CaO – 1 - 3.15 мас. %), алюминия (Al_2O_3 – 1.73 – 2.00 мас. %) и низкой щелочностью (0.01 - 0.12 мас. %, причем $Na_2O > K_2O$).

Анализ петрохимических особенностей по основным петрогенным компонентам (табл. 1) и сопоставление химических анализов Большемартыновского массива с эталонным полнодифференцированным Нижнемамонским никель-платиноносным интрузивом (табл. 2) [3] выявил значительные черты сходства, что проявляется в совпадении полей составов (рис. 2).

Таблица 1.

Химический состав апогарцбургитовых серпентинитов Большемартыновского массива

SiO_2	TiO_2	Cr_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
39.07	0.61	0.32	1.76	11.35	6.56	0.17	38.65	1.06	0.12	0.12	0.21
40.38	0.68		1.73	10.00	7.52	0.26	37.44	1.61	0.12	0.06	0.21
42.04	0.71		1.40	6.63	9.70	0.26	37.24	1.61	0.12	0.09	0.21
39.76	0.60	0.32	2.01	9.28	7.80	0.19	38.41	1.33		0.12	0.19
39.87	0.73		1.48	10.67	7.45	0.25	38.55	0.80	0.02	0.06	0.13
40.84	0.58		2.06	8.01	7.32	0.26	39.86	0.82	0.01		0.25
39.67	0.18	0.36	1.99	9.29	7.09	0.24	37.47	3.57			0.13

Примечание: здесь и далее все результаты анализа приведены к 100%

Таблица 2.

Химический состав апогарцбургитовых серпентинитов Нижнемамонского месторождения [4]

SiO_2	TiO_2	Cr_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
43.70	0.00	0.00	3.68	10.35	5.64	0.19	34.95	0.60	0.23	0.63	0.03
42.78	0.55	0.28	4.11	7.15	8.05	0.21	33.03	2.48	0.51	0.56	0.29
41.77	0.25		1.71	8.74	7.63	0.21	36.68	2.86			0.15
45.40	0.26		1.60	5.39	7.04	0.18	35.60	4.14	0.24		0.15
40.76	0.36		0.56	9.80	5.98	0.39	38.27	3.57	0.06	0.06	0.19
44.86	0.23		1.11	6.27	6.43	0.13	35.35	5.38		0.13	0.11
44.04	0.26		0.84	6.89	6.62	0.08	37.75	3.25		0.13	0.14
40.84	0.22	0.16	0.26	9.97	6.40	0.11	40.64	1.39			
41.60	0.16		0.41	9.43	8.11	0.12	36.74	2.74	0.09	0.41	0.18
39.96	0.33		0.27	9.82	5.74	0.27	42.78	0.56		0.12	0.14
43.97	0.30		1.91	0.08	7.19	0.26	41.65	4.50			0.16
39.45	0.30		1.49	9.51	7.14	0.26	40.18	1.49			0.17
42.77	0.28	0.23	1.09	5.76	6.21	0.16	38.70	4.31			0.49
43.26	0.14		2.44	5.76	6.45	0.20	37.47	4.01	0.12		0.15

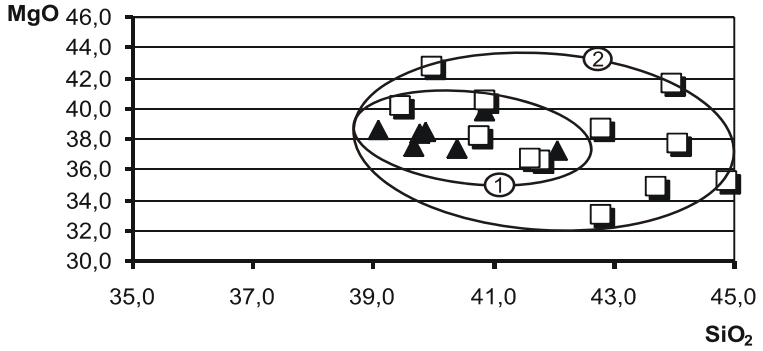


Рис. 2. Положение на диаграмме SiO_2-MgO полей составов серпентинитов Большемартыновского плутона (1) и Нижнемамонского сульфидно-медно-никелевого месторождения (2).

Плагиоклазовые пироксениты (вебстериты), оливин – роговообманковые пироксениты и горнблендиты отличаются более высоким содержанием кремнезема (SiO_2 - 43.89 - 47.22 мас. %), кальция (CaO – 7.15 - 12.01 мас. %) (табл. 3) титана (TiO_2 – 1.21 – 3.19 мас. %) и пониженным содержанием магния (Mg0 – 18 - 26 мас. %). Щелочность этих пород повышается относительно пород первой группы (Na_20 – 0.2 – 1.5 мас. %; K_2O -0.05 – 0.61 мас. %). По со-

держанию MgO они проявляют некоторые черты сходства с одноименными породами (табл. 4) «ширяевского типа» интрузий (рис. 3).

Таблица 3.

Химический состав оливинсодержащих вебстеритов Большемартыновского массива

SiO_2	TiO_2	Cr_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
46.53	1.28		2.75	1.74	16.23	0.14	18.87	11.32	0.20	0.61	0.31
43.83	1.32		1.39	2.57	19.55	0.25	22.70	7.15	0.47	0.24	0.55
45.18	0.69		2.49	6.26	8.60	0.18	26.39	9.63	0.37	0.11	0.10
43.59	0.98		1.33	6.59	11.44	0.16	24.03	11.44	0.21	0.05	0.17
45.25	0.73	0.19	2.61	4.86	9.15	0.12	24.36	12.01	0.42	0.11	0.19
47.22	1.03		4.35	3.40	10.22	0.07	20.27	11.89	1.03	0.36	0.16

Таблица 4.

Химический состав оливинсодержащих вебстеритов Нижнемамонского месторождения [4]

SiO_2	TiO_2	Cr_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
49.78	0.29		3.86	3.46	7.63	0.10	21.21	12.87	0.13	0.55	0.13
48.69	0.31		4.40	3.41	7.66	0.08	21.06	13.36	0.24	0.68	0.11
49.74	0.52		1.84	5.84	3.45	0.07	22.38	15.68	0.34	0.00	0.13
49.95	0.37		2.47	6.40	5.19	0.22	20.39	14.09	0.64	0.23	0.05
47.74	0.53		7.78	9.10	6.74	0.11	22.41	3.29	1.12	0.89	0.30
49.52	0.74		5.87	8.99	4.54	0.07	22.20	6.18	0.73	0.70	0.47
50.86	0.26		0.85	7.86	5.96	0.17	29.18	4.23	0.01	0.53	0.09
50.25	0.50		13.32	3.73	5.26	0.45	18.86	4.11	1.53	1.71	0.28
51.38	0.58		4.57	9.24	5.87	0.08	21.65	4.99	0.78	0.61	0.23
48.68	0.51		13.64	7.16	8.18	0.08	10.31	8.57	1.56	1.13	0.17
47.26	0.71		14.32	4.37	8.24	0.06	14.08	8.40	1.58	0.75	0.21
48.22	0.29		4.50	5.48	6.15	0.11	22.74	11.65	0.36	0.31	0.17
47.14	0.44		4.17	7.59	5.07	0.11	22.41	12.17	0.62	0.21	0.06
50.85	0.31		2.19	2.92	11.36	0.22	24.04	7.43	0.42	0.21	0.05
49.96	0.51		2.42	7.76	4.80	0.06	27.80	5.63	0.52	0.27	0.26

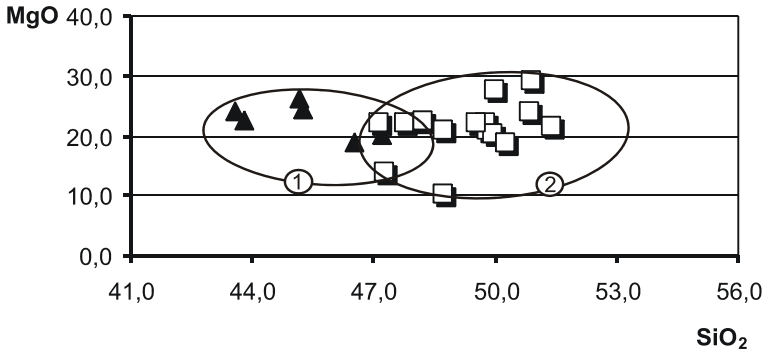


Рис. 3. Положение на диаграмме SiO_2 – MgO полей составов оливиновых пироксенитов Большемартыновского плутона (1) и одноименных пород Нижнемамонского сульфидно-медно-никелевого месторождения (2).

Анализ полученных данных свидетельствует о наличие в сложении Большемартыновского массива ультрамафитов породной ассоциации, которая по всем петрохимическим параметрам обнаруживает значительные черты сходства с рудовмещающими серпентинитами Нижнемамонского месторождения. Принадлежность пироксенитов Большемартыновского массива к ширяевскому малопродуктивному типу интрузии требует дальнейших исследований.

Литература

1. Гордейченко Л. В. Особенности состава Большемартыновского массива ВКМ в связи с перспективой его оценки на платиноидно-медно-никелевые руды. Доклады VIII Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле» М.: 2007. Т.5. С. 65 - 67.
2. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия) Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та. 2004. 448 с.
3. Чернышов Н.М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж. Изд. Воронеж. гос. ун-та. 1971. 312 с.
4. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л. Химические составы ультраосновных и основных пород докембрия Воронежского кристаллического массива. Воронеж. Изд. Воронеж. гос. ун-та. 1972. 240 с.

ФЛЮИДИЗАЦИЯ БАЗИТОВЫХ РАСПЛАВОВ КАК ПРИЧИНА РАССЛОЕННОСТИ НА ПРИМЕРЕ СТРОЕНИЯ ВЕРХНИХ ЗОН МАССИВА ФЕДОРОВОЙ ТУНДРЫ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Н.Ю. Грошев

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, grooshan@gmail.com

В литературных описаниях, характеризующих строение ряда палеопротерозойских расслоенных интрузивов перидотит-пироксенит-габброноритовой формации Кольского полуострова, часто можно встретить зоны грубого переслаивания габбро и габбронoритов. Такие переслаивания отмечаются, например, в габброноритовой и габбровой зонах Восточно-Панского интрузива [4], в габброноритовой зоне массива Федоровой тундры [3] и др. Кроме того, в верхних частях упомянутых массивов выделяются мощные габбровые зоны. Относимые в таких случаях к роду габбро породы, как правило, подвержены интенсивным позднемагматическим преобразованиям, наличие которых наряду с реликтовыми доавтометаморфическими ассоциациями Pl-Cpx-(±Opx), различиями в меланократовости и со структурно-текстурными отличиями позволяет разделять габброноpиты и габбро. В предлагаемой читателю работе на примере изученного участка массива Федоровой тундры обосновывается положение о том, что неоднородность пород такого типа может быть связана лишь с флюидизацией расплава на завершающих этапах кристаллизации, а не с изменением набора или последовательности кристаллизующихся из него фаз.

Ультрамафит-мафитовый интрузив Федоровой тундры расположен в центральной части Кольского полуострова и рассматривается как западная часть раннепалеопротерозойского платиноносного Федорово-Панского комплекса [2]. В разрезе интрузива выделяются следующие зоны: 1) краевая зона; 2) зона такситовых габброноритов; 3) норитовая зона; 4) габброноритовая зона (ГНЗ); 5) габбровая зона (ГЗ) [1]. В рамках данного исследования проведено изучение разреза обнаженных участков габброноритовой и габбровой зон в районе юго-восточного отрога г. Б. Ихтегипахк (рис. 1).

На рис. 1 показано, что изученный участок в целом характеризуется грубым чередованием различных лейкократовых габброноритов и амфиболового лейкократового габбро. Контакты между этими породами постепенные, переход из одной породы в другую происходит на протяжении 5-10 м. Лейкогаббронориты обладают средне-крупнозернистым сложением, гипидиоморфнозернистой и друзитовой структурами, массивной текстурой и представляют собой плагиоклазовые или оливин-плагиоклазовые кумулаты с интеркумулусными клинопироксеном, ортопироксеном и/или с инвертированным пижонитом. Следует отметить, что существует определенная зависимость между наличием оливина в породе и степенью амфиболизации – при исчезновении оливина последняя может подниматься до уровня 70-80 %, причем наиболее подверженным замещению оказывается ортопироксен. Амфиболовое лейкогаббро также характеризуется средне-крупнозернистым сложением и гипидиоморфнозернистой структурой, но в текстурном отношении более вариативно за счет встречающихся иногда элементов пятнистой текстуры. Лейкогаббро представляют собой плагиоклазовые кумулаты с вторичным амфиболом тремолит-актинолитового ряда, замещающим интеркумулятивный пироксен. Тип пироксена вследствие интенсивной его амфиболизации точно не устанавливается, но в отдельных шлифах можно наблюдать амфиболы с реликтовыми структурами распада твердого раствора характерными для инвертированного пижонита.

В юго-западной части участка дифференциация пород проявлена наиболее глубоко и выражена в виде горизонта линзовидно-ритмичного переслаивания (ГРП) пород различной меланократовости (рис. 1 и 2). ГРП на данном участке состоит из двух ритмов (рис. 2), нижние части которых образованы оливиновыми лейкогаббронoритами и лейкотроктолитами с ритмично повторяющимися в разрезе линзами мезо-меланократовых трахитоидных троктолитов, а верхние части сложены оливиновыми и оливинсодержащими лейкогаббронoритами. Петрографические наблюдения выявляют нарастание степени амфиболизации пород от подошвы ритмов к их кровле (рис. 2), приводящее к появлению «габбровой» минеральной ассоциации Pl+Amp в верхних частях ритмов. Причем справедливой остается отмеченная выше связь между содержанием оливина в породе и степенью амфиболи-

зации. Выше ГРП по разрезу залегает монотонное амфиболовое лейкогаббро, в котором степень амфиболизации не снижается ниже 80 %.

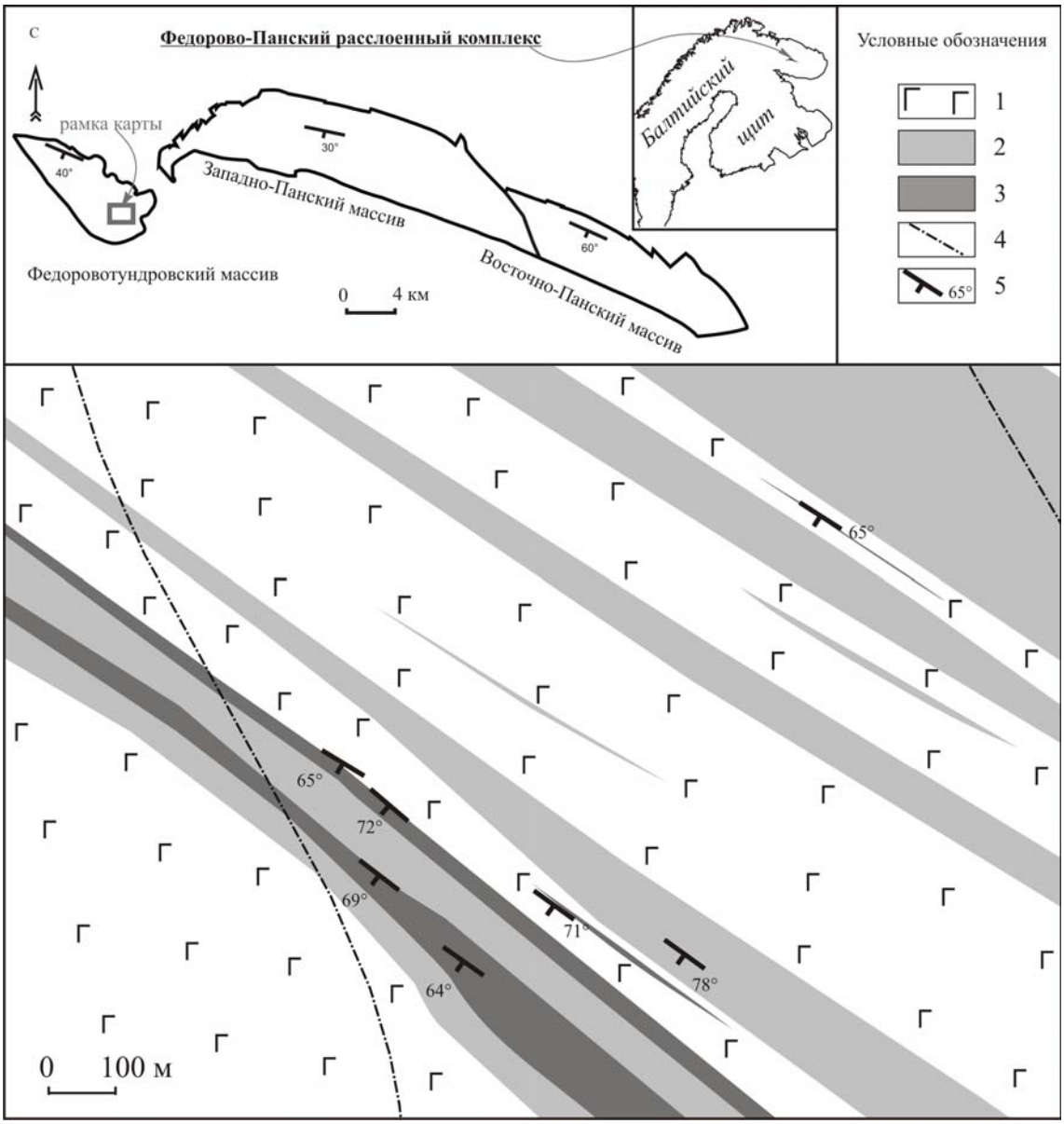


Рис.1. Схематическая геологическая карта юго-восточного отрога г. Б. Ихтегипахк.

1 – амфиболовое лейкогаббро, 2 – лейкогаббронориты (оливиновые, оливинсодержащие, с инвертированным пижонитом, амфиболизированные и др.) с прослоями амфиболового лейкогаббро, 3 - линзовидно-ритмичное переслаивание меланократовых троктолитов, лейкотроктолитов и оливиновых лейкогабброноритов, 4 – разломы, 5 – залегание трахитоидности троктолитов.

Полученные данные по химическому составу пород (таблица 1) не выявляют в нормативном минеральном составе ассоциации, в которой преобладал бы клинопироксен - коэффициент K(opx) принимает значения от 55 и выше. Нормативный номер плагиоклаза изменяется в пределах 68-74 (табл. 1), достигая наименьших значений в наиболее амфиболизированных породах (рис. 2).

Таким образом, становится очевидным, что процесс позднемагматических преобразований в пределах изученного участка является неотъемлемой частью эволюции расплава. Для начальных стадий кристаллизации расплава характерно наличие оливин-плагиоклазовых кумулатов, сменяющихся выше по разрезу плагиоклазовыми кумулатами. Последние на завершающих стадиях кристаллизации, после образования плагиоклаза и, по-видимому, двух интеркумулятивных пироксенов, подвергаются воздействию водного флюида, накопившегося на предыдущих стадиях. В результате магматической эволюции, происходившей по этому сценарию, образовались выделяемые как слои чередующиеся уровни измененных и неизмененных плагиоклазовых кумулатов лейкогабброноритового состава. В связи с этим возникают определенные сомнения в корректности использования термина лейко-

габбро для описания соответствующих пород и, более того, для именования зоны, слагающей большую часть массива Федоровой тундры.

Таблица 1.

Химический и нормативный состав габброидов и некоторые петрохимические коэффициенты

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	9-4.1	7-15.1	7-23.1	7-22.1	7-14.1	7-19.1	43-3G	7-12.1	7-15.3	7-16.1	7-20.1
SiO_2	49.27	49.20	50.17	47.41	49.10	50.20	48.10	47.28	47.90	45.41	47.45
TiO_2	0.21	0.31	0.20	0.20	0.21	0.25	0.22	0.21	0.25	0.19	0.22
Al_2O_3	21.74	23.17	25.56	23.96	20.72	25.42	22.98	13.96	18.83	10.03	20.19
Fe_2O_3	0.00	3.74	0.70	1.48	2.93	0.42	1.06	2.71	1.92	2.67	1.43
FeO	6.69	5.85	3.58	5.12	5.61	4.03	5.40	7.50	6.96	10.66	7.38
MnO	0.09	0.10	0.07	0.09	0.10	0.08	0.09	0.16	0.14	0.20	0.12
MgO	4.61	2.29	2.67	5.35	6.01	2.83	5.89	13.32	9.12	18.33	9.13
CaO	12.79	11.29	12.75	10.92	12.27	12.25	12.21	10.13	10.88	8.32	9.63
Na_2O	2.25	2.68	2.52	2.29	2.00	2.56	2.27	1.31	1.72	0.97	2.03
K_2O	0.12	0.21	0.15	0.14	0.10	0.15	0.12	0.09	0.12	0.06	0.13
H_2O-	0.03	0.03	0.01	0.13	0.06	0.02	0.00	0.16	0.11	0.24	0.14
п.п.п.	1.62	0.44	1.14	1.96	0.50	1.21	1.11	2.54	1.63	2.41	1.65
F	0.009	0.01	0.009	0.008	0.008	0.007	0.006	0.011	0.01	0.008	0.008
Cl	0.013	0.014	0.018	0.016	0.012	0.012	0.015	0.009	0.011	0.023	0.018
S	0.04	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
NiO	<0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	<0.01	0.03	0.02	0.04	0.03
CuO	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01
CO_2	<0.1	0.1	<0.1	0.6	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1
Cr_2O_3	0.010	0.073	0.004	0.004	0.047	0.04	0.025	0.012	0.022	0.031	0.004
V_2O5	0.011	0.014	0.006	0.011	0.019	0.012	0.011	0.017	0.018	0.015	0.011
P_2O5	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03
Сумма	99.52	99.60	99.62	99.77	99.78	99.55	99.56	99.79	99.68	99.64	99.61
ap	0.05	0.07	0.07	0.05	0.05	0.07	0.05	0.07	0.05	0.07	0.07
hl	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
pr	0.07	0.04	0.04	0.07	0.06	0.04	0.06	-	-	-	0.02
cm	0.01	0.11	0.01	0.01	0.07	0.06	0.04	0.02	0.03	0.05	0.01
fr	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03
cc	0.02	0.17	0.01	0.01	0.11	0.09	0.06	0.03	0.05	0.07	0.01
ilm	0.40	0.59	0.38	0.38	0.40	0.47	0.42	0.40	0.47	0.36	0.42
mt	-	5.42	1.02	2.15	4.25	0.61	1.54	3.93	2.78	3.87	2.07
q	-	3.31	2.28	-	1.46	2.09	-	-	-	-	-
or	0.71	1.24	0.89	0.83	0.59	0.89	0.71	0.53	0.71	0.35	0.77
ab	18.97	22.60	21.25	19.31	16.86	21.61	19.16	11.00	14.48	8.15	17.11
an	48.90	50.61	58.03	53.91	47.30	57.46	52.18	31.99	43.35	22.87	45.63
di	6.18	1.84	2.29	-	7.32	1.26	4.28	11.05	5.84	10.77	1.00
hd	5.63	2.04	1.73	-	3.26	1.05	2.23	3.34	2.48	3.59	0.47
en	7.21	4.85	5.58	10.00	11.57	6.46	6.83	19.06	14.97	16.31	12.60
fs	7.54	6.14	4.84	5.97	5.90	6.16	4.08	6.61	7.28	6.23	6.79
fo	0.98	-	-	2.32	-	-	4.10	6.29	3.52	17.06	6.77
fa	1.13	-	-	1.53	-	-	2.69	2.40	1.89	7.18	4.02
als	-	-	-	0.47	-	-	-	-	-	-	-
K(opx)	55.52	72.78	72.14	100.00	62.28	84.55	62.64	64.08	72.78	61.08	92.96
N(pl)	70.85	67.86	72.02	72.46	72.56	71.49	71.97	73.27	73.84	72.58	71.54

Примечание: 1-3 - амфиболовое лейкогаббро, 4 - амфиболизированный лейкогаббронорит с инвертированным пижонитом, 5-6 - оливинсодержащие лейкогаббронориты, 7 - оливиновый лейкогаббронорит, 8-9 – лейкотроктолиты, 10-11 - меланократовые троктолиты. K(opx) = 100×opx/(opx+cpx), N(pl) = 100×an/(an+ab). Анализы выполнены в Геологическом институте КНЦ РАН.

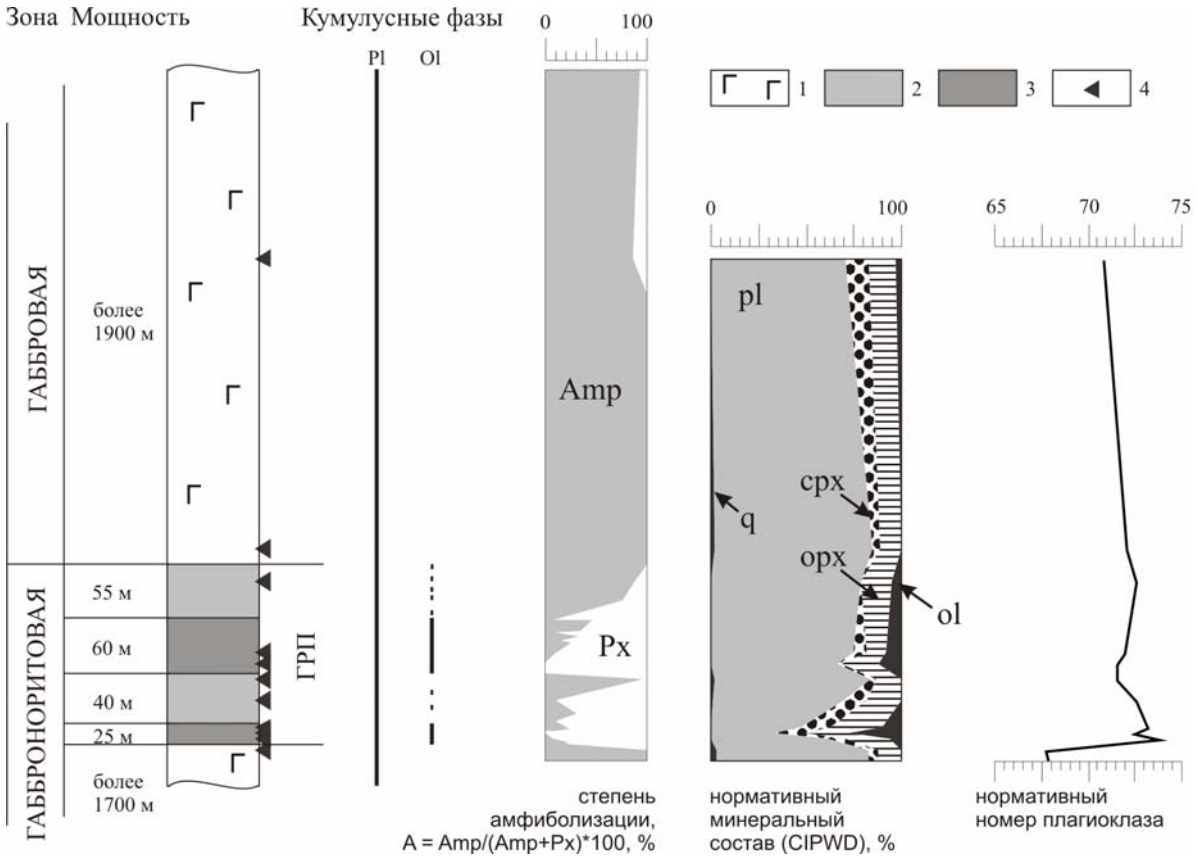


Рис. 2. Разрез через горизонт линзовидно-ритмичного переслаивания (ГРП).

Условные обозначения: 1-3 см. рис. 1, 4 – точки отбора проб; мощности указаны с учетом крутого (70º) залегания пород.

Работа выполнена при поддержке грантов: РФФИ № 07-05-00956 и "офи-а" № 05-05-08208, НШ–1413.2006.5, Государственного контракта с Федеральным агентством по науке и инновациям №02.445.11.7403.

Литература

1. Дубровский М.И., Рундквист Т.В. Раннепротерозойский платиноносный массив Федоровых тундр (Кольский полуостров): геология и петрология // Записки РМО. 2008. №4. С. 20 - 33 .

2. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Рундквист Т.В. Федорово-Панская расслоенная мафическая интрузия (Кольский полуостров): геология и платинометальное оруденение. // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. Москва. 2004. С. 175 - 186.

3. Радченко М.К. Особенности строения массива ультраосновных-основных пород Федоровой тундры // Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР. 1978. С. 84-96.

4. Mitrofanov F.P., Korchagin A.U., Dudkin K.O., Rundkvist T.V. Fedorov-Pana layered mafic intrusion (Kola Peninsula, Russia): approaches, methods, and criteria for prospecting PGEs // Exploration for Platinum-group Elements Deposits. Edited by Mungall J.E. Short Course delivered on behalf of the Mineralogical Association of Canada in Oulu, Finland, 6-7 August 2005. P. 343 – 358.

ПОЛИФОРМАЦИОННЫЕ РУДОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

О.А. Дюжиков, Г.Г. Кравченко, Д.М. Туровцев

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, sharkov@igem.ru

Северо-запад Восточно-Европейской платформы (Карело-Кольский регион) является одной из богатейших минерально-сырьевых провинций России. Важной особенностью многих осваиваемых или еще слабо изученных объектов рассматриваемого региона является многокомпонентный состав месторождений. В докладе рассматриваются крупные рудоносные комплексы, с которыми связаны как платиново-хромитовые месторождения, так и платино-медно-никелевые.

Известно, что Россия как крупнейшая держава с уникальной минерально-сырьевой базой платиновых металлов в последнее время широко потребляет ранее нетрадиционные для страны малосульфидные платиновые месторождения. К последним относятся, прежде всего, крупные и уникальные месторождения Норильского промышленного района. Хуже обстоит дело с хромитовыми месторождениями. Уникальные месторождения хромитов Кемпирсая на юге Урала стали после распада СССР частью территории Казахстана, а Россия, несмотря на богатейшие минерально-сырьевые ресурсы, бедна этим важнейшим сырьем, необходимым для многих целей, но, прежде всего, для производства легированной стали. Известные в Карело-Кольском регионе месторождения и проявления хромитов требуют детальных исследований и глубокого анализа их рентабельности. При этом важно учитывать, что многие магматические комплексы региона характеризуются как высокой степенью концентрирования цветных и благородных металлов, так и хромитов.

Рудоносные комплексы региона принадлежат гипербазит-базитовым вулканогенно-плутоногенным и плутоногенным образованиям. Так, палеопротерозойский Печенга-Имандра-Варзугский рифтогенный пояс контролирует крупные PGE-Cu-Ni месторождения [1, 5, 7, 8]. Рудоносные дифференпированные интрузивы комагматичны высокомагнезиальным вулканитам и имеют коматиитовую природу. Вулканогенно-плутоногенные комплексы развиты только в пределах рифтогенного пояса и не известны за его пределами, что характеризует специфику магматизма указанной структуры и определяет геодинамические условия формирования рудоносных продуктов магматизма.

Месторождения Печенгского рудного района приурочены к приразломному грабен-синклинорию. Дифференцированные интрузивы несут несколько типов PGE-Cu-Ni руд, в том числе массивные и брекчиевидные руды, пространственно тесно связанные между собой.

Крупные плутоногенные рудоносные комплексы региона обнаруживают как широкое развитие платиновой и хромитовой минерализации, так и проявления других полезных компонентов. Обобщения материалов по платиноносности и хромитоносности гипербазит-базитовых расслоенных массивов изложены в монографии [2].

В пределах центральной части Кольского полуострова известны гипербазит-базитовые расслоенные массивы (Имандровский, Федорово-Панский, Мончегорский и др.). Некоторые из них обнаруживают развитие горизонтов с малосульфидной платиной. Массивы приурочены к юго-западному борту Печенга-Имандра-Варзугской структуры. Внедрение этих интрузивов совпадает с ранним этапом формирования названной структуры, заложение и развитие которой происходило в эпиплатформенных условиях на консолидированном архейском фундаменте. Палеопротерозойский магматизм проявлен здесь в начальную фазу внутриконтинентального рифтогенеза. В аналогичных геодинамических режимах сформированы Бушвельд, Великая Дайка Зимбабве, Стиллуотер.

Ниже остановимся на рассмотрении сложнопостроенного Имандровского лополита, исследованию которого посвящена наша работа еще полтора десятилетия назад [4]. Ранее В.С. Докучаевой с соавторами [3] и нами в вертикальном разрезе интрузивного комплекса выделены следующие четыре зоны:

I. Нижняя расслоенная - переслаивание плагиопироксенитов и меланократовых норитов, мощностью 150 м;

2. Главная, представленная относительно однородными мезократовыми габбро-норитами с редкими прослоями меланократовых и лейкократовых их разновидностей, мощностью 2000 м;

3. Верхняя расслоенная - чередование мезо- и лейкократовых габбро с плагиоклазитами, мощностью 300 м;

4. Прикровельная - кварцевые габбро и габбро-диориты, мощностью 500 м. Принято считать, что породы всех зон сингенетичны. Массив, общая площадь развития которого 1500 км^2, представлен несколькими разобщенными блоками, прослеживаемыми на различных участках, в том числе на участках г. Девичьей, Монче полуострова, Умбареченском, в юго-восточной части г. Большая Варака. Нами изучены многие разрезы, но наиболее детально - разрезы участка г. Большая Варака.

Хромитовое оруденение концентрируется в нижней части интрузива и представлено вкрапленным и жильным оруденением. Мощность оруденелых слоев от 0.20 до 1.5 - 2 м. Всего выделяется до 5 - 6 горизонтов, но из них лишь 4 являются наиболее устойчивыми. По нашим данным, содержания Cr_2O_3 составляют в наиболее значимых участках горизонтов 22.87 – 28.96%, а содержания PGE в них – 1.06 – 2.06 г/т. По данным В.В. Шолохнева, участок г. Б. Варака имеет 33 млн. т руды при среднем содержании Cr_2O_3 25%, а содержания PGE в хромититах и плагиоклазитах - до 1 - 3 г/т. По устному же сообщению В.С. Докучаевой, содержания PGE в хромититах достигает 3 г/т. Платиновая минерализация распространена в хромититах, а также в ассоциации с рассеянной вкрапленностью хромшпинелидов и сульфидов.

Породы Имандровского массива обнаруживают скрытую расслоенность, которая выражается в закономерном изменении сверху вниз по разрезу состава главных породообразующих минералов: от 36 до 70 мол.% An в плагиоклазе, от 25 до 9 мол.% Fs в авгите, от 60 до 77 мол.% En в ортопироксене.

Породы массива характеризуются пересыщенностью кремнеземом и закономерным увеличением снизу вверх по разрезу содержания щелочей при повышенной роли калия и увеличением относительной железистости. Средний состав пород отвечает мезократовым габброидам. В их нормативном составе присутствует кварц, но отсутствует оливин. В своей нижней части породы массива характеризуются геохимической специализацией на Cr, а в верхней - на Ti , Fe, V.

Интересной особенностью массива является платиновая минерализация, фиксируемая как в связи с хромитовым оруденением, так и в плагиоклазитах. Суммарная мощность хромитоносной зоны 100 - 200 м. Наряду со стратиформными хромитами, присутствуют маломощные субвертикальные жильные тела. Последние, возможно, являются ответвлениями от залегающих на глубине крупных пластообразных или линзовидных залежей, по аналогии с массивами других регионов. Наиболее ярким проявлением таких соотношений являются показанные ранее объекты в пределах Кемпирсая [6].

Следует подчеркнуть, что хромшпинелиды Имандровского лополита по составу близки таковым из Критической зоны Бушвелъда. Они содержат 30 - 32% Cr_2O_3, повышенное количество $Fe_{общ.}$ (24 - 28 %), относительно низкие – Al_2O_3 (6 - 8 %) и MgO (1 - 3 %). При содержании в рудах 60 - 80% хромшпинели содержание Cr_2O_3 в них 20 - 30 %.

Платинометальное оруденение в Имандровском массиве изучено к настоящему времени недостаточно. Установлено два уровня повышенных содержаний PGE. Из них наиболее перспективной является платинометальная минерализация, связанная с хромитовым оруденением. При содержании PGE в хромититах до 3 г/т отмечается иногда повышенное количество Ru (до 0.7 г/т), Pt значительно преобладает над Pd. В практически бессульфидных плагиоклазитах концентрация PGE составляет 0.16 - 0.50 г/т при Pt/Pd примерно равном I.

Подсчитанные В.В. Шолохневым и др. суммарные запасы PGE по всем участкам Имандровского лополита в хромититах и плагиоклазитах составляют 980 т. Нами детально изучены плагиоклазиты, которые могут быть сопоставимы с такситовыми лейкогабброидами Норильска. Соотношение плагиоклаза и темноцветных (амфиболизированного пироксена и акцессорного титаномагнетита) в плагиоклазитах составляет примерно I. Нами отмечен интрузивный характер контакта между плагиоклазитами (мощностью порядка 30 м) и расположенными ниже по разрезу габброидами. Возможно, плагиоклазиты являются самостоятельной интрузией, а обособления габброидов в них, мощностью до I м, представляют собой ксенолиты.

Резюмируя вышеизложенное, следует отметить, что имеющиеся материалы не позволяют однозначно определить перспективы платиноносности Имандровского лополита, однако требуют специализированных детальных исследований с целью установления промышленной значимости этого крупного массива в целом.

В заключение подчеркнем, что перспективы хромитоносности-платиноносности полиформационных рудных комплексов рассматриваемого региона к настоящему времени выявлены не полностью и новые существенные открытия вполне вероятны.

Литература

1. Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В. и др. Медно-никелевые месторождения Печенги. Тр. ИГЕМ РАН. Новая серия, вып. 2. М.: ГЕОС. I999. 236 с.

2. Додин Д.А., Ланда Э.А., Лазаренков В.Г. Платинометальные месторождения мира. Т. II - Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения. М.: 000 «Геоинформмарк». 2003. 409 с.

3. Докучаева В.С., Жангуров А.А., Федотов Ж.А., Шолохнев В.В. Геология и рудоносность Имандровского лополита // Отеч. геол. I992. № 10. С. 60 - 67.

4. Дюжиков О.А., Туровцев Д.М., Кравченко Г.Г. и др. Особенности строения и рудоносность Имандровского лополита Кольской платиноносной провинции // Тез. докл. рег. симпозиума. Петрозаводск. 1995. С. 4I - 43.

5. Казанский В.И., Генкин А.Д., Глаголев А.А. Печенгский рудный район // В кн. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука. 1983. С. 208 - 226.

6. Кравченко Г.Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука. 1969. 212 с.

7. Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А. и др. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтовой структуры. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН. 1995. 256 с.

8. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир. 2006. 364 с.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА И КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА

В.И. Иващенко

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, ivashche@krc.karelia.ru

Золоторудные месторождения и проявления Фенноскандинавского щита относятся к нескольким генетическим типам (табл.), ведущим среди которых, как и в других докембрийских регионах [15 и др.] является орогенический (мезотермальный) в shear-зонах. Промышленная золоторудная минерализация сосредоточена преимущественно в архейских и палеопротерозойских зеленокаменных поясах и свекофеннидах. Ее формирование происходило в неоархейскую (2.8 – 2.5 млрд. лет) и свекофенскую (1.9 – 1.8 млрд. лет) металлогенические эпохи.

Таблица

Генетические типы золоторудной минерализации Фенноскандинавского щита

Генетический тип	Геологические структуры	Возраст млрд. лет	Месторождения рудопроявления
Орогенический мезотермальный (мезозональный)	AR зеленокаменные пояса: Иломантси, Хатту, Кухмо, Суомуссалми, Ялонвара, Костомукша, Сумозеро, Хаутоваара, Колмозеро	AR 2.7	Валкеасуо, Пампало, Рямепюро, Хатуноя, Оленинское, Рыбозеро, Хюрсюля, Берендей
	PR зеленокаменные пояса: Лапландский, Куусамо, Перяпохья, Карасъйоки, Каутокейно, Кируна, Печенга-Варзуга, Печенгская	PR 1.9-1.85	Пахтаваара, Сааттопора, Суурикуосикко, Биджовадгге Пахтохаваре, Майское
	Свекофеннский складчатый пояс: Шеллефте, Раахе-Хаапаярви, Саво, Тампере, Бергслаген, С. Приладожье	PR 1.87-1.83	Акерберг, Осиконмяки, Лайвакангас, Йокисиву, Пякюля, Алатту, Янис
	Транскандинавский магматический пояс	PR 1.8-1.7	Адельфорс, Солстад
	Готский домен	PR 1.0	Глава, Харнас, Блэка Эйдсволл, Векселмур
	Докембрий Норвегии: Довре, Оппдал, Гаутелисфьелл, Ромбак, Рингвассова	(?)	Сордалшогда, Сибириэн, Гаутелисфъелл, Оппдал
Порфировый (Intrusion-related)	AR зеленокаменные пояса: Авнеозеро-Парандовский, Ялонвара-Иломантси, Колмозеро	AR 2.8-2.7	Лобаш-1, Ялонвара, Кадди-лампи, Заломаевское, Таловейс, Пеллапкх
	Свекофеннский складчатый пояс: Гелливаре, Шеллефте, Центральная Остроботния	PR 1.9-1.85	Айтик, Бьеркдал, Копса, Юоухинева, Таллберг
VMS (колчеданный)	Свекофеннский складчатый пояс: Раахе-Ладожская, Шеллефте, Бергслаген, Фродерид	1.92-1.87	Оутокумпу, Пюхясалми, Виханти, Удден, Ренстром, Фалун
Эпитермальный(+метаморфизм)	AR зеленокаменные пояса: Ояярви	AR 2.7	Кюльмякангас(?)
	Свекофеннский складчатый пояс: Тампере, Шеллефте	PR 1.9	Кутемаярви, Болиден, Энасен, Исовеси, Райконкоски (?),
Скарновый и Au,Cu,Fe-рудный	PR зеленокаменные пояса: Лапландский, Перяпохья	PR 1.9-1.8	Куэрвитикко, Вяхяйоки
Палеороссыпи	Центральная Лапландия, Тунгудская, Янгозерская, Нименьга	1.9-1.8	Каарестунтури, Оутаряа, Нигалма, Маймъярви, Ятулий-1, Нименьга
Россыпи	Северная Лапландия		Ивалойоки, Лемменйоки

Примечание: таблица составлена с использованием данных [11, 18].

Орогенический (мезотермальный) тип. Месторождения золота данного типа широко распространены в докембрие [15 и др.]. Многие из них относятся к крупным и суперкрупным (Тимминс-Поркьюпайн, Керкленд Лейк – Канадский щит; Калгурли - Западно-Австралийский кратон и др.). На Фенноскандинавском щите, по

времени формирования и кратонизации отдельных его частей подразделяющегося на три домена [12 и др.] - архейский, свекофеннский (включая трансскандинавский магматический пояс) и готский, формирование золотого оруденения орогенического типа происходило в коллизионные стадии их развития. Для архейского домена это относится к соответствующим стадиям эволюции входящих в его состав Карельской и Кольской гранит-зеленокаменных областей, кратонизированных в позднем архее и Беломорского мобильного пояса.

За последние десятилетия в пределах гранит-зеленокаменных областей Фенноскандинавского щита открыто несколько мезотермальных золоторудных месторождений и большое число проявлений, но в отличие от других докембрийских регионов даже средних по масштабам среди них нет [6, 13]. Наиболее значимым и изученным мезотермальным оруденением золота в архее Фенноскандинавского щита являются месторождения и проявления района Иломантси (Финляндия) зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Тулос [13]. Крупнейшее среди них - месторождение Валкеасуо (17.5 т Au; 3.7 г/т; возраст ~2.7 млрд. лет) контролируется субмеридиональной сдвиговой зоной. [11]. Аналогичный контроль имеют и другие месторождения и проявления данного пояса, в том числе и в пределах российской его части, где в сходной геологической позиции выявлено (КГЭ, ИГ Кар.НЦ РАН,) несколько перспективных рудопроявлений золота (Соанъоки, Хатуноя, Пролонваара, Юованъйоки и др.).

Среди мезотермальных золоторудных объектов в других архейских зеленокаменных поясах Фенносандинавского щита по масштабам и изученности выделяются месторождения Рыбозеро (3.28 т Au; 2.18 г/т) и Педролампи (3.4 т Au; 5.9 г/т) в Карельской гранит-зеленокаменной области [6] и Оленинское (28 т Au, 3.1 г/т), Няльм (34.5 т Au, 0.35 – 3.7 г/т) – в Кольской [1].

Преобладающее большинство золоторудных месторождений и проявлений в палеопротерозойских зеленокаменных поясах, свекофеннидах и Трансскандинавском магматическом поясе относятся к орогеническому (мезотермальному) типу. В Лапландском зеленокаменном поясе, сформированном в результате рифтогенных процессов на Карельском кратоне, и, предположительно, протягивающемся более чем на тысячу километров [17], известно около 20 месторождений, часть из которых разрабатывалась (Сааттопора, Пахтаваара и др.). Добыто более 11 т золота. Оруденение приурочено к альбитизированным зеленокаменным породам группы Киттеля и контролируется зонами сдвиговых дислокаций. Самым крупным месторождением является Суурикуосикко (>110 т.; 6.1 г/т), локализованное в метасоматически измененных графитистых сланцах и туффитах, залегающих между Fe- и Mg-толеитовыми метавулканитами формации Порконен с возрастом >2.0 млр. лет. На продолжении Лапландского зеленокаменного пояса в Карелии [17] в зоне сочленения Карельского кратона и Беломорского мобильного пояса известно несколько мелких золоторудных объектов [2, 6] и выявлено в последние годы ряд новых рудопроявлений – Шапочка, Кенозерское, Нижневолошовское, Надвиговое [5, 7, 9]. В зеленокаменном поясе Куусамо известно несколько мелких мезотермальных золоторудных месторождений на территории Финляндии - Юомасуо, Конттиахо, Коуверваара и Карелии - Майское [17 и др.]. В Печенга-Варзугском зеленокаменном поясе выявлены аномальные зоны с золото-мышьяковистой минерализацией (руд. Брагинское), с которыми связывается промышленный потенциал этой структуры на золото [1]. Каутокейно зеленокаменный пояс характеризуется наличием нескольких золоторудных проявлений и одного промышленного мезотермального месторождения Биджовадгге в Норвегии. В зеленокаменном поясе Кируна известно два разрабатывавшихся мезотермальных золоторудно-медных месторождения – Вискария и Пахтохаваре [18], локализованных в альбитизированных фельзических метавулканитах, подвергшихся хрупко-пластическим деформациям сдвигового характера.

Орогенические мезотермальные золоторудные месторождения в Свекофеннском домене, являющегося результатом рифтинга архейского Карельского кратона по оси Раахе-Ладога (от северной Швеции до Ладожского озера) с новообразованием океанической коры и последующим их конвергентным взаимодействием с формированием офиолитовых, островодужных и окраинно-континентальных комплексов и их аккрецией и коллизией во время свекокарельского орогенеза [16], контролируются сдвиговыми зонами, широко проявленными в р. Шеллеффте на удалении 50 - 200 км к ЮЗ от Раахе-Ладожской линии, а также в Раахе-Хаапаярви и Саво областях. Аналогичные структуры установлены в сланцевом поясе Тампере, провинции Бергслаген, ЮЗ Финляндии и С. Приладожье [3, 14 и др.]. В провинции Шеллефте известно несколько мелких месторождений (Фабодлиден, Варгбаскен, Грундфорс, Бьйоркдал, Акерберг и др.) происхождение которых дискусионно [18]. Главная роль в их формировании отводится или свекофеннскому гранитоидному магматизму, или метаморфо-метасоматическим процессам в shear-зонах, или их последовательному совокупному воздействию. Одно из этих месторождений – Акерберг с 1989 г. по 2001 г. разрабатывалось (600 кг Au).

Порфировый тип (intrusion-related). Промышленное оруденение золота этого типа распространено в пределах Фенноскандинавского щита незначительно. Обычно оно является комплексным с низкими содержаниями золота. В архее это месторождения Лобаш-1 (5.06 т Au, 4.71 г/т), Пеллапакх (24 т Au, 0.1 г/т), Ялонвара и, вероятно, Таловейс и Заломаевское. В протерозое – Айтик (120 т Au, 0.2 г/т), Бьеркдал (20 т Au, 2.5 г/т), Копса (14 т Au) и др. Порфировая минерализация играет важную роль при формировании орогененических (мезотермальных) месторождений как одна из главных базовых золоторудных формаций.

Эпитермальный тип золоторудной минерализации (Болиден - добыто 128 т Au, Энасен -добыто 20 т Au, Кутемаярви - добыто >15 т Au) и *золотонесущие месторождения VMS типа* (Оутокумпу - добыто 28 т Au, Виханти и Пюхясалми - добыто ~30 т Au). характерны только для протерозоя рассматриваемого щита и неизвестны в архее.

Карельскому региону, как части Фенноскандинавского щита, вероятно, свойственно и металлогеническое своеобразие последнего в распределении запасов золота между археем и протерозоем. Из всего объема добытого в пределах щита золота (~500 т), на долю архейских месторождений приходится ~ 2 т (м. Пампало, Финляндия). Протерозойские (свекофеннские) месторождения Болиден (добыто 128 т Au, 411 т Ag) и Айтик (активные запасы: Au – 140 т; Ag – 2800 т) в Швеции - самые крупные золоторудные объекты Европы. Большинство открытых в конце прошлого века на Фенноскандинавском щите перспективных золоторудных проявлений и промышленных месторождений, в т.ч. самое крупное – Суурикуосикко (>110 т Au) в Финляндии, также являются протерозойскими. Примерно такое же соотношение для данного щита характерно и в распределении запасов золота между протерозойской и архейской эпохами. В этом главное отличие металлогении золота Фенноскандинавского щита от других докембрийских регионов, где резко и по запасам и по добыче доминируют архейские месторождения золота [8, 15]. Данная металлогеническая специфика рассматриваемого щита объясняется, по-видимому, массированной тектоно-термальной проработкой его архейских доменов в свекофеннскую эпоху, обусловившей «разубоживание» и уничтожение ранее образованных архейских золоторудных концентраций в зеленокаменных поясах [4]. Причины этого заключаются в пространственном несовпадении зон мобилизации, транспортировки и отложения (кристаллизации) рудного вещества в функционировавших в одних и тех же тектоноструктурах Карельского кратона орогенических (мезотермальных) рудных системах неоархейской и свекофеннской металлогенических эпох. При этом вследствие общего вцелом воздымания Карельского кратона в постлопийское время наиболее распространенным вариантом пространственного соотношения этих зон является, вероятно, вариант, когда «свекофеннские» зоны отложения совпадали с «архейскими» зонами мобилизации, а архейские зоны отложения в различной степени эродированы. Этим, видимо, и объясняется наличие в архейских зеленокаменных поясах Фенноскандинавского щита большого числа рудопроявлений и пунктов минерализации при крайне ограниченном распространении мелких месторождений и полном отсутствии более крупных золоторудных объектов.

Основываясь на изложенном и результатах изотопного датирования рудоносных метасоматитов архейских зеленокаменных поясов Карельской гранит-зеленокаменной области, в большинстве своем показывающих их свекофеннский (или более молодой) возраст, перспективы ее на золото представляются невысокими.

Исходя из этого и установленных закономерностей размещения и образования известных на Фенноскандинавском щите крупных золоторудных месторождений (Болиден, Айтик, Суурикуосикко), наибольшие перспективы на выявление в Карельском регионе сопоставимых по масштабам золоторудных объектов имеют протерозойские домены и в первую очередь - Онежская вулканотектоническая структура. В ее строении участвуют структурно-вещественные ансамбли, являющиеся формационно-возрастными аналогами наиболее продуктивных на золото протерозойских комплексов Финляндии с одним из крупнейших в настоящее время на Фенноскандинавском щите золоторудным месторождением Суурикуосикко. Определяющим для формирования месторождений такого ранга является установленная в Онежской структуре соответствующая металлогеническая и геохимическая специализация черносланцевой формации, обусловливаемая сингенетичными накоплениями, метаморфогенным перераспределением и полигенно-полихронными эпигенетическими преобразованиями эндогенной природы.

Нахождение золоторудных месторождений, аналогичных Суурикуосикко возможно на всем продолжении Лапландского зеленокаменного пояса (Куолаярвинская и Лехтинская структуры, Ветреный Пояс), а также в зоне сочленения Карельского кратона и свекофеннид, где отмечаются все необходимые для этого геологические предпосылки и уже выявлено («Карелприродресурс», ИГ Кар.НЦ РАН) высокоперспективное комплексное благороднометальное проявление Райконкоски, характеризующееся высокими содержаниями золота, серебра, висмута, теллура и селена и богатейшим разнообразием соответствующих минералов.

Кроме возможного открытия на территории Карелии крупных золоторудных месторождений типа Суурикуосикко, имеются также определенные перспективы на выявление крупных комплексных с благородными металлами месторождений порфирового типа, или перевод в такой ранг при соответствующем доизучении уже известных рудных объектов – Лобаш, Ялонвара, которые могут представляться как большеобъемные месторождения с бедными рудами. Уже в настоящее время по состоянию изученности одним только снижением бортовых содержаний до 1,5 г/т промышленные ресурсы золота на месторождении Лобаш-1 составят около 40 - 60 т при возможности добычи открытым способом. Золоторудная минерализация месторождения Лобаш-1, локализованная в экзоконтактовом ореоле гранитоидного плутона на удалении 300 - 400 м от его кровли и непосредственно развитое в эндо-экзозоне плутона штокверковое молибденовое оруденение (молибденовое месторождение Лобаш – 140 тыс т Mo) в генетическом аспекте представляются как производные единой рудно-магматической системы, т. е. являются по сути одним комплексным месторождением - Лобашское. Поскольку цены на молибден на мировом рынке в последние годы выросли в несколько раз, то Лобашское порфировое месторождение (Mo, Au, Ag и др.) уже сейчас может рассматриваться как крупный промышленно значимый комплексный благороднометалльный рудный объект.

При дополнительном доизучении аналогичная переоценка, вероятно, может быть произведена и для рудного поля Ялонвара, в пределах которого развито комплексное (Mo, Cu, W, Au, Ag, Te и др.) порфировое оруденение с прогнозными ресурсами молибдена – 40 - 60 тыс. т, меди – 300 - 500 тыс. т, золота – 20 - 30 т и золоторудное орогеническое (мезотермальное) с ресурсами золота 30 - 40 т. Последний тип оруденения характеризуется наличием крупноразмерного самородного золота (до 2 - 3 мм), значительными вариациями содержаний золота (от 0,n г/т до 100 г/т), повышенными концентрациями платины (до 0.3 г/т) и индия (до 150 г/т). С учетом благо-

приятной мировой конъюнктуры на перечисленные металлы ялонварские рудные объекты в совокупности представляются как единое крупное комплексное (с ведущей ролью благородных металлов) месторождение. Кроме этого севернее рудного поля Ялонвара на Соанлахтинской площади, являющейся непосредственным продолжением архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси, в пределах которого на финской территории открыто несколько месторождений золота (Валкеасуо ~ 18 т Au, Пампало ~ 9 т Au и и др.), выявлено ряд перспективных золоторудных проявлений (Юованйоки, Синкори, Соанйоки, Пролонваара и др.) с общими прогнозными ресурсами золота ~ 40 - 60 т [10], которые при доизучении по масштабности могут соответствовать Ялонварскому рудному полю

Таким образом, главными генетическими типами промышленной золоторудной минерализации Фенноскандинавского щита являются орогенический (мезотермальный), порфировый (intrusion-related), эпитермальный и VMS. Металлогенический потенциал золотого оруденения щита в целом и Карельского региона в частности, в том числе и на крупные золоторудные месторождения, по аналогии с территориями Финляндии и Швеции связывается с протерозойскими структурами и Свекофеннской эпохой рудообразования.

Литература

1. Гавриленко Б.В. Минерагения благородных металлов и алмазов северо-восточной части Балтийского щита. Автореферат докт. диссер. Апатиты. 2003. 64 с.
2. Голубев А.И., Кулешевич Л.В. Перспективы золотоносности протерозойских образований Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, Карельский научный центр РАН. 2001. С. 15 – 25.
3. Иващенко В.И., Ручьев А.М., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И. Рудопроявление Пякюля – новый высокоперспективный тип благороднометального оруденения в докембрии Карелии // Доклады РАН. 2002. Т. 384. № 2. С. 232 - 237.
4. Иващенко В.И. Золото Фенноскандии – металлогения и персмективы золотоносности территории Карелии // Тр. Кар.НЦ РАН. 2006. вып. 9. С. 84 - 111.
5. Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г. и др. Недра Северо-Запада Российской Федерации. СПб. 2003. 520 с.
6. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. кн.1. под. ред. В.П.Михайлова и В.Н.Аминова. Петрозаводск. Карелия. 2005. 278 с.
7. Петров О.В., Шевченко С.С., Ахмедов А.М. Новые промышленные типы комплексных руд благородных и цветных металлов в докембрии восточной части Балтийского щита / Матер. Всеросс. Конф. Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Петрозаводск. 2007. с.292-296
8. Сафонов Ю.Г., Попов В.В., Волков А.В. и др. Геодинамические факторы образования крупных и сверхкрупных докембрийских золоторудных концентраций // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М..2005. С. 15-46.
9. Шевченко С.С., Ахмедов А.М., Крупеник В.А. Золотоносность вендских отложений и подстилающих их метасоматитов структурной зоны Ветренный пояс / Матер. Всеросс. Конф. Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. Петрозаводск. 2007. с. 439-443.
10. Юдин С.Н. и др. Прогнозно-поисковые работы на золото на Ялонваарской перспективной площади (Республика Карелия). Отчет. КГЭ. Петрозаводск. 2006.
11. Eilu P. Fingold – a public database on gold deposits in Finland. Geological Survey of Finland. Report of Investigation 146. Espoo. 1999. 224 p.
12. Gaal G., Gorbatschev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Research. 1987. v. 35. p. 15-52.
13. Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Espoo. 1993. Spec. Paper. Geol. Surv. Finl. 17. 386 p.
14. Geological setting and characteristics of the tonalite-hosted Paleoproterozoic gold deposit at Osikonmaki, Rantasalmi, southeastern Finland // 1998. Spec. Paper. Geol. Surv. Finl. 25. 119 p.
15. Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F. and Hart C.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geology. 2003. vol.98. pp.1-29.
16. Nironen M. The Svecofennian orogen: A tectonic model // Precambrian Research. 1997. v. 86. p. 21-44.
17. Pankka H.S., Vanhanen E.J. 1989. Aulakogen related epigenetic Au-Co-U deposits in northeastern Finland // Geol. Surv. Of Finland. Current Research. 1988. Espoo. 1989. p. 911-94.
18. Sundblad K. Metallogeny of gold in the Precambrian of Northern Europe // Economic geology. 2003. V. 98. P. 1271-1290.

ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ (Ni, Cu, Pt, Pd, Au) КААЛАМСКОГО И ВЕЛИМЯКСКОГО МАССИВОВ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

В.И. Иващенко, О.Б. Лавров, Н.И. Кондрашова

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, ivashche@krc.karelia.ru

Кааламский и Велимякский массивы относятся к раннеорогенным магматическим комплексам Свекофеннского складчатого пояса. Возраст Кааламского массива составляет 1888.3± 5.2 млн. лет, Велимякского – 1891.7 ± 4.9 млн. лет (U/Pb по цирконам) [2]. Это одни из самых крупных мафических интрузивов Северного Приладожья. Площадь их выходов на дневную поверхность соответственно равна – 80 км^2 (Кааламский), 10 км^2 (Велимякский). Формационная принадлежность массивов дискуссионна [2, 7, 8, 9]. Наиболее достоверным представляется отнесение Кааламского массива к клинопироксенит-габбронорит-диоритовой формации и Велимякского – к клинопироксенит-габбро-монцодиоритовой. Оба плутона являются дискордантными межформационными интрузиями, приуроченными к границе отложений сортавальской и ладожской серий. В эндоконтактовых фациях широко распространены эруптивные брекчии, а на удалении, часто многочисленные ксенолиты вмещающих сланцев и кварцитов. Последнее, как и наложение на него более поздних деформаций и зонального метаморфизма, выразившихся в интенсивных диафторических минеральных преобразованиях и развитии кварцевых жил, особенно характерно для Кааламского массива. В ряде мест контакты обоих рассматриваемых интрузивов с вмещающими интенсивно тектонизированы, также как и контакты многочисленных мелких сателлитов, которые характерны преимущественно только для Кааламского массива. С Кааламским массивов и сопровождающими его малыми интрузиями известно несколько медно-никелевых рудопроявлений [6], а с Велимякским – одноименное железорудно-титановое месторождение, признанные в ходе поисково-оценочных и ревизионно-разведочных работ промышленно неперспективными.

Результаты геологических исследований последних десятилетий на сопредельной территории Финляндии в структурах с широко проявленным раннеорогенным магматизмом свидетельствуют, что металлогенический потенциал магматических комплексов, тождественных Кааламскому и Велимяскому, не ограничивается только медно-никелевым и железорудно-титановым оруденением, а может быть дополнен и существенно увеличен за счет открытия в них месторождений и проявлений новых нетрадиционных типов оруденения, в первую очередь комплексного благороднометального орогенического.

Часть промышленных золоторудных месторождений в южной части свекофеннид Финляндии, относящихся к ведущему на Фенноскандинавском щите генетическому типу – орогеническому мезотермальному (Йокисиву ~10 т Au), пространственно ассоциируется с диоритовыми и габбродиоритовыми массивами известковощелочной серии (возраст 1.89 - 1.88 млрд. лет) [10], формационно-возрастными аналогами которых на территории Приладожья в Карелии являются интрузии Кааламского и Велимякского типов. Для этих финляндских месторождений характерно развитие зон сдвиговых дислокаций в диоритах и (или) габбродиоритах, сопровождающихся низкотемпературными метасоматическими преобразованиями (амфиболизация, хлоритизация, карбонатизация, турмалинизация), прожилковым прокварцеванием и золотонесущей рудной минерализацией.

В Приладожье в аналогичной ситуации, но в более основных породах, чем установлено на территории Финляндии, работами ИГ КарНЦ РАН и СПб ГУ выявлено несколько рудопроявлений, в которых кроме золота отмечаются повышенные содержания МПГ и серебра. В интрузиях Кааламского типа это проявления Арамин-лампи, Сурисуо и Кааламское Южное, Велимякского – Центральное.

Рудопроявление Арамин-лампи представлено полевошпатсодержащими кварцевыми и мономинеральными кварцевыми жилами северо-западного и широтного простираний мощностью 20 - 30 см, группирующимися в субпараллельные серии, контролируемые северо-западной тектонической зоной. Жилы дискордантны, незональны, выполнены несколькими генерациями кварца и содержат благороднометалльно-висмутовую минерализацию. Для приконтактовых частей жил характерен дымчатый полупрозрачный кварц, местами замещающийся среднезернистым сахаровидным, приобретающим за счет тонкораспыленного самородного висмута серую окраску. Самородный висмут представлен одиночными кристаллами (до 0.5 см), их сростками и тонкораспыленными округлыми корольками (<0.01мм), слагающими цепочки вдоль субпараллельных микротрещин. В крупных, преимущественно, лепешковидной морфологии выделениях висмута содержатся микровключения висмутина. С минералами висмута ассоциируют разнообразные сульфиды: пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, а также арсенопирит и самородное серебро. По данным атомно-абсорбционного и спектрального анализов в жильном кварце с висмутовой минерализацией установлены содержания золота – 0.2 г/т и серебра - 500 г/т.

Рудопроявление Сури-уо локализовано в одноименном массиве, расположенном в 1.5 км северо-западнее Кааламской интрузии. Рудовмещающие в различной степени подсланцованные и биотитизированные (±хлорит, карбонат, кварц) порфировластические амфиболизированные пироксениты и их оливинсодержащие разновидности, приуроченные к сдвиговой дислокации северо-западного простирания, имеют повышенные содержания меди (0.2 - 1.0%), никеля (0.01 – 0.1%), кобальта (до 0.05%), платины (0.32 г/т), палладия (0.36г/т), золота (0.18 г/т), серебра (3.01 г/т). В метапироксенитах в ассоциации с халькопиритом, пентландитом, халькозином, сфалеритом установлено широкое развитие барита, висмутотеллуридов (цумоит, хедлейит) и минералов платины и палладия - сперрилита, котульскита, соболевскита, мейченерита, меренскита, фрудита, мончеита, а также самородных платины, золота, серебра и висмута. Кроме этого диагностированы фазы состава $Pd_3(Te,Bi)_4$, $Pd_2(Bi,Au)$. Самородное

золото по составу варьирует от высокопробного (970) до электрума - Au_2Ag. Золото присутствует также в соболевските (Au до 6%), а серебро - в пентландите (Ag – 4.23%). Перечисленные благороднометальные минералы встречаются в виде одиночных микровключений (размером до 30 - 40 мкм) в халькопирите и алюмосиликатах (рис. 1), а также густой сыпи (до более 10 зерен в поле зрения). Мощность охарактеризованных рудных зон в метапироксенитах составляет 3 - 14 м.

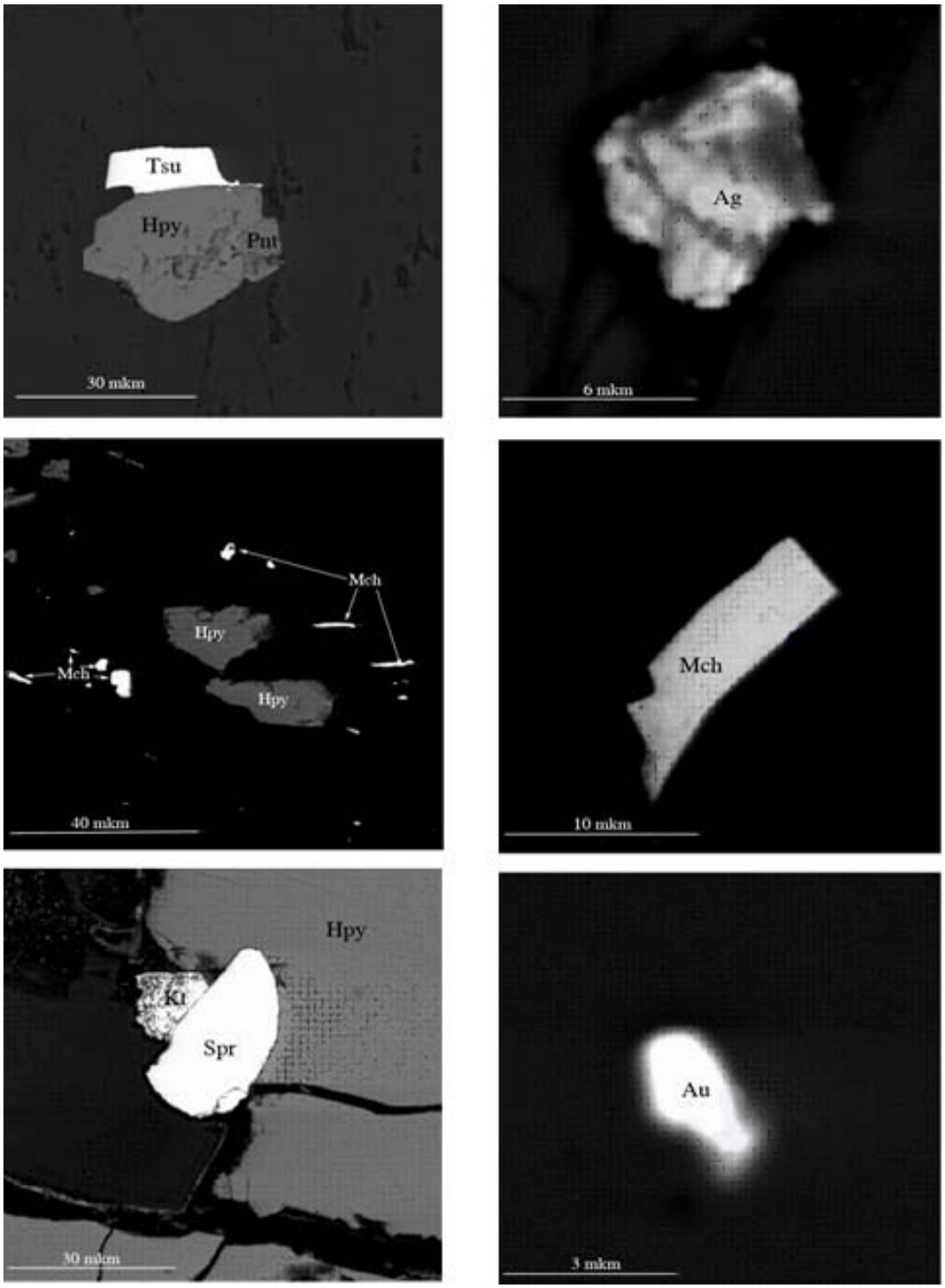


Рис. 1. Электронные микрофотографии висмуто-теллуридной и благороднометальной минерализации в метапироксенитах Кааламского массива и его сателлитов («Tescan» VEGA, оператор Сафронов А.Н.).

Tsu – цумоит, Hpy – халькопирит, Pnt – пентландит, Ag –самородное серебро, Mch – мейченерит, Spr - сперрилит, Kt – котульскит, Au - самородное золото.

Рудопроявление Кааламское Южное локализовано в юго-западном эндоконтакте массива Кааламо, приурочиваясь к северо-западной зоне (мощностью 2 - 3 м) рассланцевания, хлоритизации, карбонатизации и сульфидизации метапироксенитов. Оно характеризуется тем же набором рудных минералов, что и рудопроявление Сури-суо.

Тождественная рудная минерализация в метапироксенитах, контролируемая зонами рассланцевания, характерна и для многих других участков Кааламского плутона, а также для некоторых мелких массивов в его обрамлении, но, к сожалению, она детально не изучалась и не анализировалась. В этом аспекте остаются также совсем неизученными диориты и габбродиориты самого Кааламского массива, занимающие громадные площади (40 - 50 км^2), хотя в их пределах еще по данным съемочных работ 70-х годов прошлого века отмечались мощные зоны огнейсования, рассланцевания и окварцевания с бедной сульфидной вкрапленностью и иногда повышенными содержаниями вольфрама [6], типоморфного элемента-спутника золота в мезотермальных золоторудных месторождениях на сопредельной территории Финляндии. Здесь же фиксировались участки развития кварцевых жил мощностью до первых метров, которые также не опробовались.

Рудопроявление *Центральное* [1] приурочено к тектонической зоне мощностью ~20 м северо-восточного простирания в центральной части Велимякского массива. Вмещающие метапироксениты в пределах зоны подверглись амфиболизации и биотитизации, сопряженных с формированием кварц-полевошпатовых жил (15 - 40 см) и околожильных метасоматитов с турмалином (дравитом), биотитом, хлоритом, микроклином, сульфидной вкрапленностью (сфалерит, арсенопирит, пирротин) и самородным золотом размерностью до 50 мкм. По результатам атомно-абсорбционного анализа содержание золота в зоне изменений метапироксенитов составляет 1,2 г/т, а в шлихах из делювия варьирует в пределах – 1.3 – 2.3 г/т [1]. В шлихах установлены также повышенные концентрации (в г/т) платины – 0.1 – 2.0 и палладия – 0.05 – 0.1. Перспективы на благороднометалльное оруденение Велимякского массива не ограничиваются только рудопроявлением Центральным так как повышенные содержания золота (до 0.55 г/т) и МПГ (~0.1 г/т) отмечаются в его пределах повсеместно в местах развития бедной сульфидной минерализации в метапироксенитах и габброидах [3].

Таким образом, полученные новые данные о рудоносности Кааламского и Велимякского массивов свидетельствуют об их высокой перспективности на благороднометалльное оруденение орогенического (мезотермального) типа, что в совокупности с другими ранее известными в Северном Приладожье благороднометальными проявлениями [3 - 5] характеризуют благороднометалльно-ресурсный потенциал данной геологической структуры как значительный (Au > 100 т, Pt >50 т).

Литература

1. Алексеев И А. Благороднометальное оруденение массива Велимяки (Северное Приладожье) / Мат. XVI конф. мол. уч. пос. п. К.О.Кратца. Апатиты. 2005. С. 244 - 247.
2. Богачев В.А., Иваников В.В., Филиппов Н.Б. Отчет по теме: «Выделение петролого-геохимических эталонов магматических комплексов как индикаторов палеогеодинамических обстановок в Ладожской структурной зоне для геодинамического анализа при ГДП-200». 1999. СПб. Фонды СевЗапгеология.
3. Иващенко В.И., Лавров О.Б., Благороднометальное оруденение ЮЗ Карелии / Проблемы золотоносности и аламазоносности Севера Европ. части России. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 1997. с. 44-51.
4. Иващенко В.И., Ручьев А.М., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И. Рудопроявление Пякюля – новый высокоперспективный тип благороднометального оруденения в докембрии Карелии // Докл. РАН. 2002. Т. 384, № 2. С. 232 – 237.
5. Иващенко В.И., Сундблад К, Торицин А.Н., Голубев А.И., Лавров О.Б. Золоторудное проявление Райконкоски – новый высокоперспективный тип комплексного благороднометалльного оруденения в протерозое Карелии. Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 5. С. 645 – 651.
6. Макарова Г.В., Леонтьев А.Г., Аксентьева А.И. Отчет о геолого-поисковых работах на медь, никель, кобальт, проведенных Тохмайокской партией в Сев. Приладожье в 1969-1970 гг. 1971. СПб. Фонды СЗТГУ.
7. Саранчина Г.М. Петрология Вялимякской интрузии и связанное с нею рудопроявление. Изв. Карело-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР. № 2. 1948. С. 32 - 42.
8. Саранчина Г.М. Петрология Кааламской интрузии (юго-западная Карелия). Изв. Карело-Финск. научн.-иссл. базы АН СССР. № 2. 1949. С. 57 - 80.
9. Светов А.П., Свириденко Л.П., Иващенко В.И. Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск, Карелия. 1990. 320 с.
10. IGCP 486 Field Workshop 2007. Excursion guide for field trip 27 - 29.8.2007. Edited by Kari K.Kojonen. GTK. 2007. 45 p.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОРУДЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КИЕВЕЙ В СЕВЕРНОМ ПЛАТИНОНОСНОМ РИФЕ МАССИВА ПАНСКИХ ТУНДР

А.У. Корчагин, В.В. Субботин

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, pana@geoksc.apatity.ru, sub@geoksc.apatity.ru

В геологическом отношении участок месторождения Киевей является составной частью крупного Федорово-Панского интрузива, относящегося к формации расслоенных базит-гипербазитов нижнепротерозойского возраста, расположенного в центральной части Кольского полуострова. Интрузивный комплекс имеет плитообразную форму, вытянут в северо-западном направлении на расстояние более 90км. Он расположен в северном обрамлении Имандра-Варзугской палеорифтогенной структуры между гранито-гнейсами и щелочными гранитами архейского фундамента и, перекрывающими его, вулканогенно-осадочными породами протерозоя. Северный контакт массива погружается под углом 40 - 70^{o} в южном направлении.

Федорово-Панский интрузивный комплекс разобщен на три крупных массива (или камеры), существенно различающиеся по геологическому строению (рис. 1):

1) Федоровотундровский массив сложен в основном габбро, в меньшей мере, норитами и габброноритами с небольшими линзами и ксенолитами пироксенитов и гарцбургитов. В приподошвенной части массива работами ОАО «Пана» и ЗАО «Федорово Ресорсез» выявлена и разведана залежь бедных платинометалльных руд значительной мощности. Запасы руды и металлов Федоровотундровского месторождения защищены и поставлены на баланс в ГКЗ в 2007 г.;

2) Западно-Панский массив, отделенный от Федоровотундровского массива мощной (до 5.0 км) зоной Цагинского разлома, сложен главным образом габброноритами, среди которых выделяются два расслоенных горизонта. В Нижнем расслоенном горизонте Геологическим институтом КНЦ РАН выявлен Северный платиноносный риф, часть которого, получившего название месторождения Киевей, разведана ОАО «Пана» и ООО «Малая Пана». Запасы руды и металлов месторождения Киевей защищены и поставлены на баланс в ГКЗ в 2008 г.;

3) Восточно-Панский массив, имеющий неоднородное строение по латерали, характерной особенностью которого является значительное преобладание в разрезе габбро, а также широкое распространение пижонитовых габброноритов и пегматоидных разновидностей пород. На участке Чуарвы работами ОАО «Пана» и ООО «Кольская горно-геологическая компания» в 200 – 250 м выше по разрезу от подошвы массива найдено и оценено месторождение платиновых металлов Восточное Чуарвы, запасы которого ООО «КГГК» защитило и поставило на баланс в ГКЗ в 2006 г.

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Федорово-Панского интрузива.

Западно-Панский массив

Месторождение Киевей находится в средней части Западно-Панского массива, который является наиболее мощной (почти 4 км) частью комплекса. Протяженность его составляет около 25 км. Это - пластообразное тело с выдержанным простиранием отдельных слоев, падающих на ЮЗ под углом 25 - 35^{o}.

Породы массива слабо метаморфизованы. Наиболее интенсивно метаморфические преобразования проявлены в зоне нижнего контакта и вблизи тектонических нарушений, где породы амфиболизированы, хлорити-

зированы и эпидотизированы. Характерной чертой Западно-Панского массива является присутствие здесь двух расслоенных горизонтов – нижнего (НРГ) и верхнего (ВРГ). Важное значение их определяется тем, что они, во-первых, являются надежными маркирующими элементами мощной толщи основных пород, и, во-вторых, именно к ним приурочена представляющая наибольший интерес сульфидная медно-никелевая минерализация и связанное с ней платинометалльное оруденение. С НРГ связан Северный платиноносный риф, общая протяженность которого более 20 км. В пределах ВРГ находится Южный платиноносный риф.

Обобщенный геологический разрез Западно-Панского массива, где выделяются по признаку присутствия тех или иных минералов в качестве кумулусной фазы, представлен следующими зонами и сериями пород (снизу вверх) [2].

Нижняя краевая зона мощностью до 70 м сложена преимущественно метаморфизованными габброидами, представленными хлорит-амфиболовыми, тальк-хлорит-амфиболовыми, и плагиоклаз-амфиболовыми сланцами. Иногда в этих породах сохраняются реликты магматических структур.

Норитовая зона. Серия бронзитовых (bCp), плагиоклаз-бронзитовых (bpC) кумулатов – имеет мощность до 50 м. В ее составе преобладают нориты, реже встречаются плагиопироксениты. Структура пород пойкилоофитовая, обусловленная идиоморфными выделениями кумулусного бронзита в интеркумулусном плагиоклазе. В нижней части зоны нориты переслаиваются с лейкократовыми норитами (pbC).

Габброноритовая зона, в пределах которой находится площадь месторождения, имеет мощность около 2500 м. Она разделена на две подзоны - нижнюю ($ГНЗ_1$) и верхнюю ($ГНЗ_2$). К нижней подзоне ($ГНЗ_1$) отнесена мощная (до 800 м) монотонная толща, подстилающая НРГ. Она сложена мелкозернистыми мезократовыми габброноритами (pbaC) с подчиненными прослоями пойкилитовых габброноритов (paCb); толща включает редкие линзы мезократовых и лейкократовых среднезернистых габбро. Текстура пород массивная, реже – трахитоидная. В средней части серии выделяются равномернозернистые габбронориты (pbaC) с офитовой структурой. Габбронориты сложены плагиоклазом (50 - 55 об.%), ортопироксеном (20 - 30 об.%), авгитом (15 - 20 об.%). Наблюдается небольшое преобладание ортопироксена над клинопироксеном (b≥a).

Верхняя подзона габброноритовой зоны ($ГНЗ_2$), перекрывающая НРГ, сложена преимущественно мелко-среднезернистыми мезократовыми габброноритами (pbCa, paCb и pabC). Она имеет мощность до 1300 м. Породы массивные или трахитоидные. Габбронориты сложены плагиоклазом (50 - 60 об. %), авгитом (20 - 35 об. %), ортопироксеном (20 - 30 об. %). Наблюдается в среднем небольшое преобладание авгита над ортопироксеном (a≥b). Кварц содержится в количестве до 10 об. % и приурочен к межзерновым пространствам. Структура пород панидиоморфнозернистая, габбровая, габбро-офитовая. В $ГНЗ_2$ присутствуют отдельные небольшие линзы норитов, непротяженные линзы лейкократовых габброидов, участки тонкого переслаивания габброноритов и лейкогаббро (рис. 2). Серия линз лейкократовых пород протягивается вдоль всей площади месторождения приблизительно на 50 м выше кровли НРГ.

Породообразующие минералы $ГНЗ_2$ по своим параметрам сходны с таковыми габброноритов, подстилающих НРГ. Отличительной особенностью является наличие слоев трахитоидных габброноритов, плагиоклаз в их составе имеет длиннопризматический или лейстовидный габитус кристаллов.

Нижний расслоенный горизонт, залегающий, примерно, в 600 - 800 м выше подошвы массива, образован тонким чередованием контрастных по составу пород. Он фиксируется появлением в разрезе массива выдержанных маломощных слоев норитов, пироксенитов, лейкократовых пятнистых габбро и анортозитов среди часто чередующихся разнозернистых габброноритов и габбро. Эти породы и их разновидности образуют слои, ленты, вытянутые линзы мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Лейкократовые пятнистые габбро образуют местами раздувы неправильной формы мощностью до 15 – 25 м. Породы имеют субширотное простирание, падение – в южном направлении под углом 30^0.

Одной из особенностей геологического строения массива является появление на уровне НРГ и выше по разрезу массива в $ГНЗ_2$ различных по размеру и форме тел тонкозернистых магнетитовых и магнетитсодержащих габбро мощностью от 1 - 2 до 200 м. Эти тела занимают согласное, субсогласное и явно секущее положение относительно общего простирания пород. Они широко развиты на участке Восточный Киевей. Там, где эти тела расположены в непосредственной близости к НРГ, существует большая вероятность того, что они могут пересекать НРГ и платинометалльное оруденение.

Верхний расслоенный горизонт выделен по появлению плагиоклазовых кумулатов (pC) в разрезе массива. Мощность горизонта – 400 - 500 м в западной части массива, 100 - 130 м – в восточной. Он представляет собой чередование разнозернистых габброноритов (pbCa, pbaC) с протяженными телами норитов (bCp) и анортозитов (pC). Тела анортозитов прослеживаются по простиранию на расстояние до 2 км. Наиболее крупное из них, залегающее в средней части расслоенного горизонта, имеет мощность до 20 м.

Расслоенный горизонт оливинсодержащих пород имеет четкие границы и выделяется по появлению оливина в разрезе массива. Породы часто тонкослоистые, представлены преимущественно оливинсодержащими габброноритами (paboC, poCab) и троктолитами (poC). Количество оливина в них - от 1 - 2 до 10 - 20, редко до 50%. В верхней части горизонта преобладают троктолиты. Оливиновые породы, как правило, переслаиваются с анортозитами (pC). Мощность расслоенного горизонта оливинсодержащих пород изменяется от 160 до 250 м. Залегающая выше серия авгит-плагиоклазовых (paCb), реже бронзит-авгит-плагиоклазовых (pabC) кумулатов – сложена пойкилитовыми и равномернозернистыми габброноритами и имеет мощность до 400 м.

Наиболее молодыми геологическими образованиями в районе месторождения являются секущие дайки метагаббродолеритов. Наиболее крупное из них - субмеридиональная Марьйокская дайка мощностью 50м, пересекающая НРГ, хорошо обнажена на скальных берегах р. Марьйок. Она имеет вертикальное падение. Характерно, что дайка не оказала практически никакого контактового воздействия на вмещающие габбронориты и породы расслоенного горизонта.

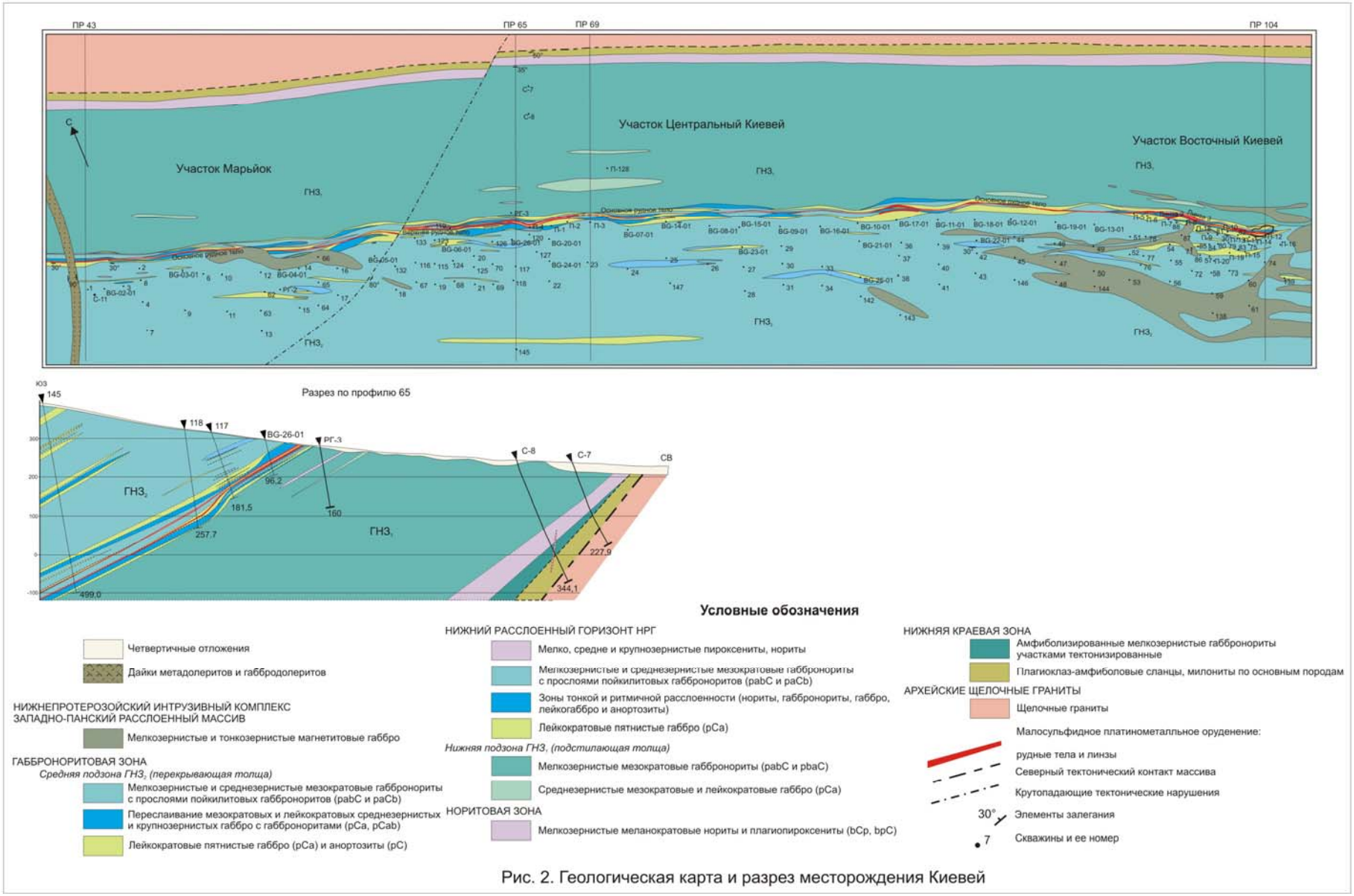


Рис. 2. Геологическая карта и разрез месторождения Киевей

Строение месторождения

Месторождение Киевей включает в себя часть Северного рифа протяженностью 6.0 км от участка Марьйок до участка Восточный Киевей. Геологической границей на северо-западе является Марьйокская дайка метагаббродолеритов, пересекающая Северный риф, на юго-востоке – область широкого развития тел магнетитовых габбро (рис. 2). Северо-восточной границей месторождения является выход рифа на поверхность или под элювиальные отложения в районе высотных отметок 300 - 310м на участках Восточный и Центральный Киевей и постепенно опускается до 260м на участке Марьйок. Разведочными работами I очереди глубина изучения оруденения определена в 250 - 300м от поверхности до горизонта + 50м. Для изучения платинометалльного оруденения и факторов, контролирующих его, на месторождении пробурено 154 скважины, закартированы все коренные обнажения и опробованы выходы малосульфидных руд на поверхность [1], заложен опытный карьер для прослеживания оруденения по простиранию и отбора технологических проб.

Главной геологической структурой месторождения является Нижний расслоенный горизонт (НРГ), который протягивается через всю площадь с СЗ на ЮВ без перерывов и существенных изменений простирания и является единым геологическим телом. На всем протяжении НРГ имеет сходное строение и представляет собой пласт, сложенный разнообразными по составу породами. Разрывное нарушение, выделенное в районе профиля 59, имеющее СВ простирание и крутое падение (80^o на ЮВ), незначительно смещает слои пород НРГ как по горизонтали, так и по вертикали. Мощность НРГ на площади месторождения в среднем составила 46 м. Угол падения НРГ в среднем выдерживается ~ 30^o, в локальных участках уменьшается до 25^o или не превышает 40^o.

НРГ заключен между двумя мощными габброноритовыми толщами. В обеих толщах наблюдается слабая дифференциация. В пределах НРГ процесс дифференциации протекал исключительно активно и привел к появлению контрастной расслоенности. В скважинах фиксируется от одного до трех-четырех достаточно мощных слоев меланократовых кумулатов (норитов, плагиопироксенитов), преимущественно в нижней и средней частях разреза НРГ. Наиболее мощные слои лейкократовых кумулатов сконцентрированы в верхних частях разреза НРГ. Зоны тонкой расслоенности широко развиты как в верхних, так и в нижних частях разреза НРГ.

В подошве НРГ часто залегают протяженные, выдержанные (до 1.5км) пластообразные тела и линзы мелкозернистых плагиопироксенитов или норитов (bCp) мощностью от нескольких десятков сантиметров до 5 - 10 метров. Нижняя граница тел – резкая, верхняя – постепенная. Плагиопироксениты часто содержат небольшие выделения интеркумулусного оливина. Подошвенный плагиопироксенит наблюдался в большинстве скважин и используется как маркирующий горизонт, ниже которого сульфидная вкрапленность отсутствует. Нередко плагиопироксенит подстилается слоем лейкократовых пятнистых габбро, и подошва этого слоя может быть принята как нижняя граница НРГ. В ряде случаев подошва НРГ выражена как частое переслаивание габброноритов и лейко- мезократовых габбро.

Важнейшей особенностью строения НРГ является то, что в нем могут быть выделены ритмы или циклы – повторяющиеся части вертикального разреза с похожим строением. Большинство циклов в подошве содержат слой кумулятивного норита или плагиопироксенита с резким нижним контактом. Верхние части цикла включают различные по мощности слои разнообразных кумулатов, границы между которыми обычно нерезкие; наиболее лейкократовые разновидности слагают верхние части цикла. Строение циклов часто осложнено присутствием серий микроритмов, мощность которых не превышает первых десятков сантиметров. Мощность отдельных циклов составляет в среднем 10 - 15 м. Количество циклов в пределах НРГ варьирует от одного до пяти, но чаще всего надежно можно выделить два или три цикла.

Кровля НРГ, так же как и подошва, фиксируется достаточно четко. В кровле обычно находятся мощные (несколько десятков метров) линзы мезо- лейкократовых кумулятивных габбро, часто – с пятнистой текстурой (mottled gabbro), или зоны частого переслаивания лейкогаббро и габброноритов.

Уровни сульфидной минерализации

Уровни сульфидного и платинометалльного оруденения находятся главным образом в нижней и средней части разреза НРГ. На отдельных участках месторождения насчитывается до трех уровней оруденения. Мощность зоны, включающей оруденение, колеблется в пределах 3 – 15 м. Эмпирический анализ разрезов показал: чем больше мощность НРГ, количество и суммарная мощность слоев меланократовых кумулатов, тем больше мощность рудных тел и линз и содержание в них платиновых металлов. При минимальной мощности НРГ (10 метров) уровни платинометалльного оруденения отсутствуют, но такие случаи весьма редки. Повышенное содержание платиновых металлов в породах НРГ выше фонового уровня наблюдается во всех случаях.

Сульфидная минерализация с платинометалльным оруденением связана с характерной сульфидно-оксидно-силикатной ассоциацией минералов, которая развивается в интерстициях между зернами в норитах, пироксенитах, анортозитах, лейкократовых габбро, габброноритах и их метаморфизованных разностях. Общие размеры интерстиционных выделений в оруденелых породах достигают первых миллиметров. Объем, занимаемый сульфидной минерализацией, обычно не превышает 1 – 2 % от объема породы. В составе сульфидно-силикатной ассоциации присутствуют следующие минеральные фазы: эпидот, клиноциозит, сульфиды, амфибол, кварц, хлорит, плагиоклаз. Апатит в виде ограненных кристаллов длиннопризматического габитуса встречается спорадически. Биотит появляется только совместно с оксидами железа.

Характеристика рудных тел

Северный платиноносный риф в НРГ представляет собой сульфидоносную зону, выдержанную по простиранию и падению. Сульфидная минерализация с платинометалльным оруденением расположена согласно с расслоенностью пород. Мощность сульфидоносных пород изменяется от первых десятков сантиметров до 2-3 м. В центральной части месторождения на всем протяжении выделяются две залежи. Расстояние между ними по вертикали колеблется от 3 до 15 м. Наиболее выдержанная нижняя залежь (Основное рудное тело) локализуется во втором цикле НРГ, а верхняя залежь (Верхнее рудное тело) - в третьем цикле НРГ.

Малосульфидные платинометалльные руды месторождения Киевей не имеют геологических границ, поэтому их контуры определяются по результатам опробования. Основными полезными компонентами руд месторождения являются (в порядке убывания их экономической значимости) палладий, никель, платина и медь. Содержание золота и родия низкое, поэтому их доля в общей ценности руды незначительна и не превышает 3 % для каждого.

Основное рудное тело протягивается через весь участок месторождения. Верхнее рудное тело выявлено в центральной его части. Форма их пластообразная и линзовидно-пластообразная. Рудные тела и линзы, залегая в целом согласно с расслоенностью пород НРГ массива, приурочены к прослоям, наиболее обогащенным сульфидами никеля и меди.

Основное рудное тело (О.р.т.) на поверхности устойчиво трассируется по коренным обнажениям, канавам, расчисткам, развалам сульфидоносных элювиальных глыб, вскрыто карьером и в целом подтверждено в 18 бороздовых сечениях. Однако на большей части своей протяженности О.р.т. на поверхности не обнажается. Мощность перекрывающих его моренных отложений изменяется от 0.3 до 22.6 м (в среднем – 3.2 м). О.р.т. характеризуется выдержанным СЗ-ЮВ простиранием и юго-западным падением под углом в среднем 30^0. Западной границей О.р.т. в пределах месторождения служит пересекающая его почти поперек Марьйокская дайка метагаббродолеритов мощностью около 50 м (рис. 2). На восточном фланге, в районе профиля 105, рудное тело прерывается в связи с уменьшением мощности НРГ и усложнением геологического строения участка.

В центральной части месторождения в районе профилей 67 - 69, там, где НРГ имеет мощность 10 – 11 м и представлен лишь только одним нижнем циклом, О.р.т. прерывается и делится безрудным окном на две части: западную и восточную. В западной части оруденение локализуется внутри и вдоль верхней границы протяженного слоя пироксенитов (bCp) второго цикла, являющегося маркирующим горизонтом. В пироксенитах содержание сульфидов несколько выше, чем в смежных, вышезалегающих, лейкократовых пятнистых габбро (pCa) и габброноритах (pabC).

В восточной части, где слой пироксенитов второго цикла имеет прерывистое строение, оруденение О.р.т. обычно расположено в нижней части слоя лейкократовых пятнистых габбро (pCa) второго цикла. Часто оно залегает на границе лейкократовых габбро с подстилающими его габброноритами (pabC) или зоной тонкого переслаивания норитов, габброноритов и габбро, проникая в подстилающие породы вплоть до пироксенитов второго цикла, там, где проявлен этот слой. Диаграммы распределения оруденения по типам пород, в целом для О.р.т., и раздельно для западной и восточной его частей, приведены на рисунке 3. Из диаграмм следует, что оруденение в западной части чаще сосредоточено в пироксенитах, в восточной – в лейкократовых габбро.

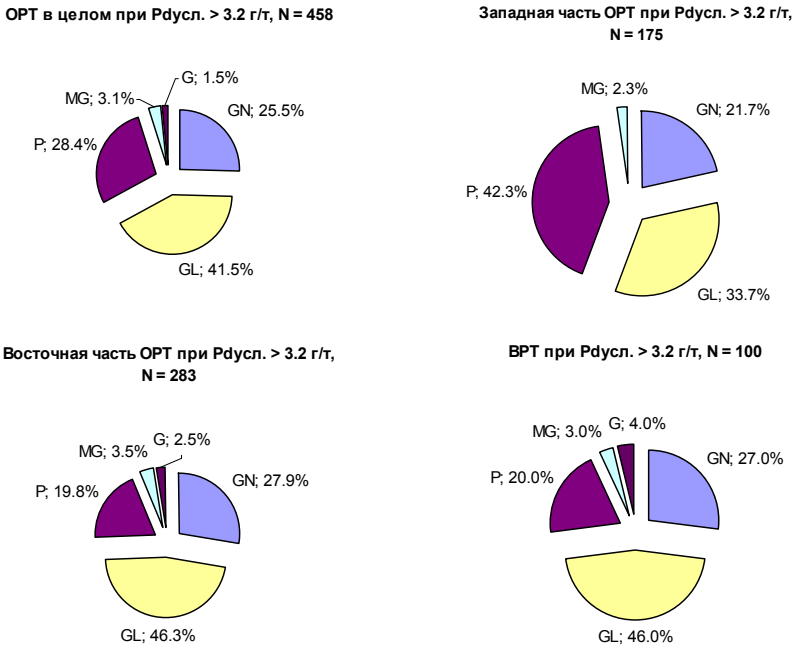


Рис. 3. Распределение рудных проб ОРТ и ВРТ по типам пород.

GN - габбронориты, GL - лейкогаббро, P - пироксениты и нориты, MG - метагаббро, G - к/з габбро.

Мощность О.р.т. варьирует от 0.14 до 6.48 м, составляя в среднем 1.73 м (табл. 1). Повышенные ее значения чаще наблюдаются на восточном фланге месторождения, более низкие – в центральной части. В целом средняя мощность О.р.т. колеблется незначительно.

Таблица 1.

Изменения основных параметров рудных тел

Параметры	Основное рудное тело				Верхнее рудное тело (ПР 58 - 86)
	В целом	*в том числе:*			
		западная часть (ПР 42.5 - 67)	восточная часть		
			(ПР 67 - 97)	(ПР 97 - 104.5)	
Мощность, м (истинная)	0.14 – 6.48	0.20 - 5.60	0.14 – 5.84	0.44 - 6.48	0.19 – 3.47
Pt, г/т	0.14 – 2.30	0.15 - 2.30	0.18 – 1.21	0.14 - 2.25	0.17 – 2.21
Pd, г/т	0.65 - 15.22	0.65 – 14.50	1.33 - 10.45	1.14 - 15.22	0.74 - 25.60
Au, г/т	0.03 – 0.71	0.03 - 0.46	0.04 – 0.60	0.06 - 0.71	0.01 – 1.35
Pt+Pd+Au, г/т	0.84 - 18.23	0.84 – 16.74	1.64 - 12.24	1.36 - 18.23	1.04 - 31.15
Ni, %	0.02 – 0.38	0.02 - 0.27	0.03 – 0.31	0.03 - 0.38	0.02 – 0.28
Cu, %	0.01 – 0.64	0.01 – 0.64	0.02 – 0.36	0.02 - 0.46	0.01 – 0.24

По составу сульфидная минерализация – медно-никелевая, с вариациями соотношения между никелем и медью. Содержание цветных металлов по сечениям О.р.т. колеблется в пределах: никеля – от 0.02 до 0.38% (среднее – 0.13 %), меди – от 0.01 до 0.64 % (среднее – 0.15%) и выдерживается на этом уровне практически по всему объему рудного тела. В целом сульфидное оруденение более медистое. На рисунке 4 показано распределение соотношения Cu/Ni в О.р.т. по пересечениям. При достаточно близком среднем отношении Cu/Ni в западной (1.16) и в восточной (1.19) частях О.р.т., преобладание никеля над медью установлено между профилями 46 - 56 и 75 - 83.

Содержание Pt+Pd+Au по сечениям О.р.т. варьирует от 0.84 до 18.23 г/т. При этом повышенные его значения характерны, для центральной части месторождения, более низкие – для флангов. Такие же тенденции

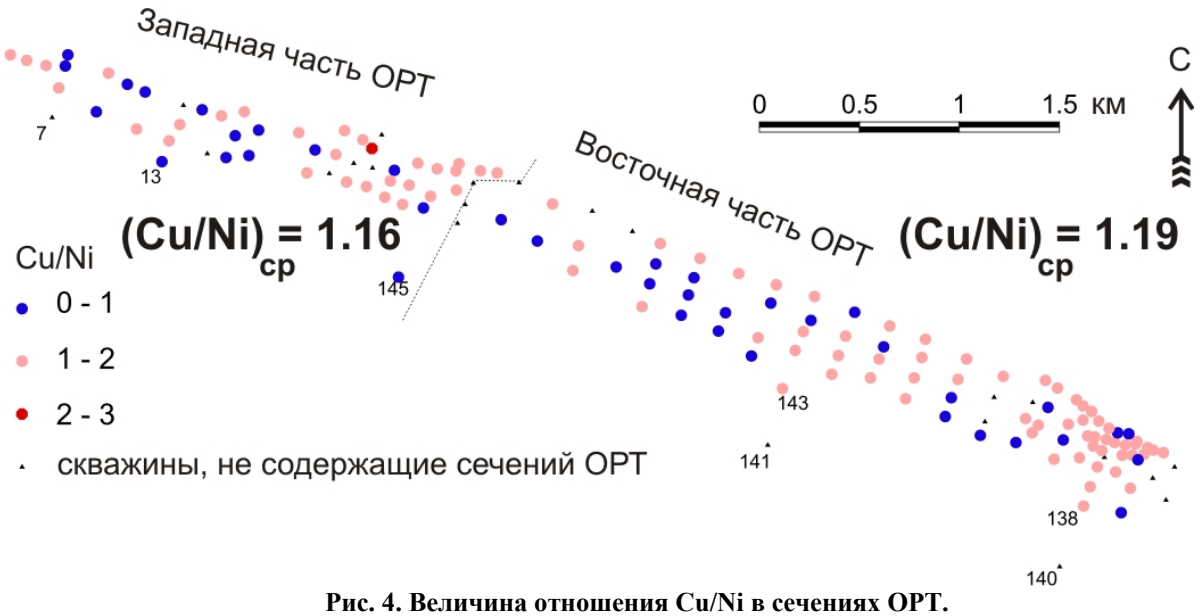


Рис. 4. Величина отношения Cu/Ni в сечениях ОРТ.

проявлены и в распределении каждого из благородных металлов в отдельности. В целом в разных частях О.р.т. пределы вариаций суммы благородных металлов близки, а среднее содержание практически сохраняется на одном уровне. Руды существенно палладиевые: среднее отношение Pd/Pt = 6.7. Отношение Pd/Pt по сечениям приведено на рисунке 5, из которого видно, что руды восточной части О.р.т. более палладиевые, особенно на восточном фланге.

Распределение полезных компонентов по типам пород (табл. 2.) свидетельствует, что руды более медистые и палладиевые приурочены к лейкократовым пятнистым габбро и габброноритам, а в рудах, связанных с пироксенитами, доля платины возрастает и никель преобладает над медью (возможно за счет силикатного никеля, содержание которого составляет 0.04%).

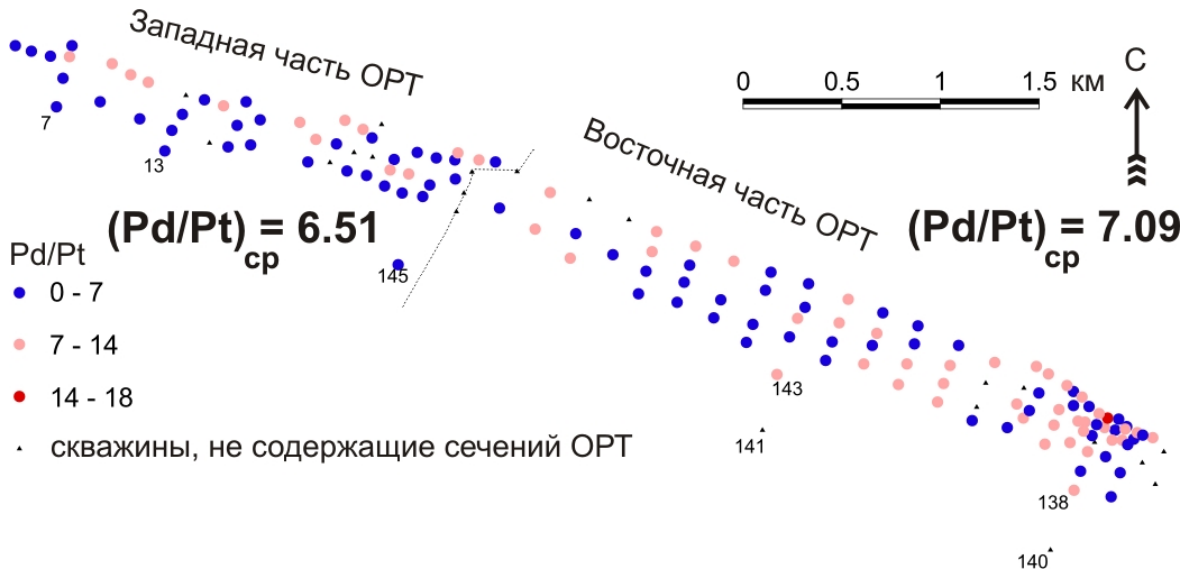


Рис. 5. Величина отношения Pd/Pt в сечениях ОРТ.

Таблица 2.

Средние отношения Pd/Pt и Cu/Ni для различных оруденелых пород О.р.т. и В.р.т.

Тип выборки	Кол-во проб	GN	GL	P	MG	G
Pd/Pt						
О.р.т. в целом	458	6.1	6.1	5.2	5.9	7.3
О.р.т. запад	175	6.2	5.9	4.9	3.4	-
О.р.т. восток	283	6.1	6.3	5.8	8.8	7.2
В.р.т.	100	5.9	5.6	3.3	8.2	5.7
Cu/Ni						
О.р.т. в целом	458	1.14	1.32	0.95	0.95	1.28
О.р.т. запад	175	1.05	1.34	0.91	0.94	-
О.р.т. восток	283	1.18	1.30	1.01	0.96	1.28
В.р.т.	100	0.94	1.06	0.48	1.02	1.11

Примечание: GN - габбронориты, GL - лейкогаббро, P - пироксениты и нориты, MG - метагаббро, G - к/з габбро

Верхнее рудное тело (В.р.т.) расположено в средней части месторождения, на участке Центральный Киевей, характеризуется прерывистостью по простиранию и падению, обуславливая разрывы сплошности В.р.т. и разделение его на три последовательно расположенных фрагмента линзовидно-пластообразной формы. Они имеют юго-западное падение под углом в среднем 30^0.

В.р.т. находится в лейкократовой части третьего цикла НРГ и приурочено к уровням разреза, где появляются либо маломощные прослои габброноритов и норитов, либо зоны тонкого чередования пород с различным количеством ортопироксена. Содержание сульфидной вкрапленности в два раза ниже, чем в О.р.т., а распределение ее неустойчиво по простиранию и падению, обуславливая неоднократную прерывистость В.р.т. Распределение оруденения по типам пород в В.р.т. аналогично распределению в восточной части О.р.т. (рис. 3).

Самый западный фрагмент В.р.т. длиною 900 м, изученный детальнее, отличается от последующих более высокой средней мощностью (1.65м), но более низким средним содержанием ЭПГ. Два последующих фрагмента В.р.т. длиною 800 и 600 м, имеют среднюю мощность 1.2 и 0.5 м соответственно. По составу сульфидная минерализация – медно-никелевая, с преобладанием никеля над медью. Содержание цветных металлов в В.р.т. в среднем составляет: Cu – 0.06%; Ni – 0.08%; отношение Cu/Ni - 0.79 (рис. 6). Доля платины в руде выше, чем в О.р.т. (рис. 7). Таким образом, в оруденении В.р.т., при более низких содержаниях цветных металлов, доля платины возрастает. В целом, по сравнению с О.р.т., Верхнее рудное тело при близких пределах вариации главных оценочных параметров имеет несколько повышенное (не более чем на 15 %) среднее содержание металлов платиновой группы, но почти в 1.5 раза меньшую среднюю мощность.

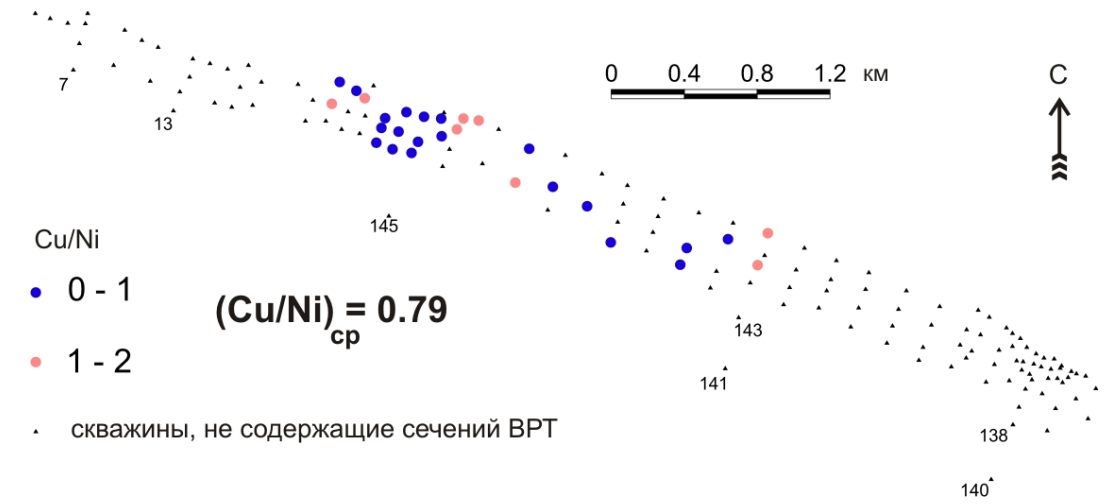


Рис. 6. Величина отношения Cu/Ni в сечениях ВРТ.

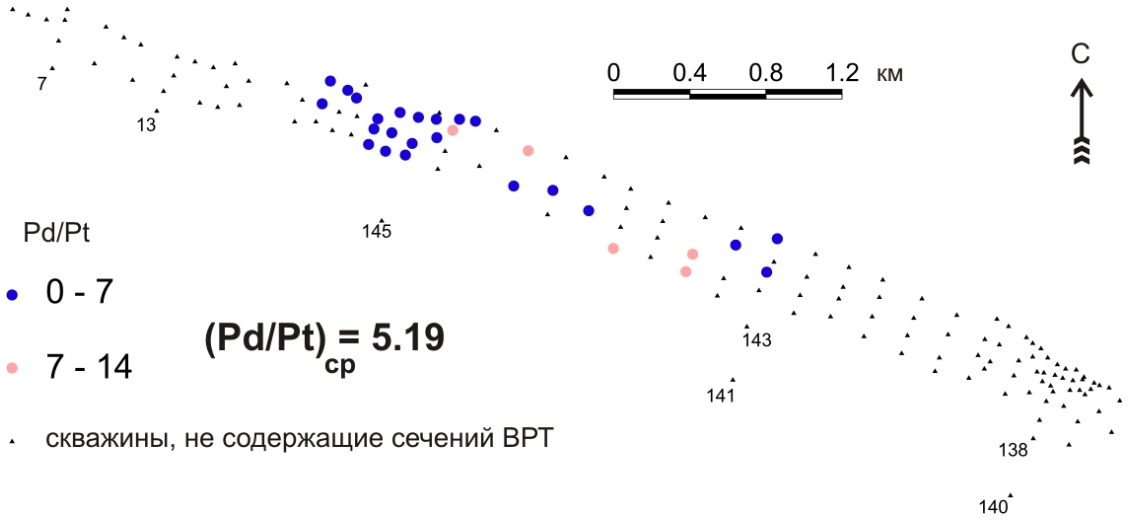


Рис. 7. Величина отношения Pd/Pt в сечениях ВРТ.

Факторы, контролирующие размещение платинометалльного оруденения

Структурный фактор. Главной геологической структурой месторождения является Нижний расслоенный горизонт, который вмещает Северный платиноносный риф. НРГ протягивается через всю площадь месторождения без перерывов и существенных изменений простирания. Мощность НРГ изменяется от 10 до 80 м, составляя в среднем 40 - 50м, и зависит от количества слагающих его циклов, количество которых изменяется от одного до пяти.

Стратиграфический фактор. В подавляющем большинстве рудных пересечений установлено, что платинометалльная минерализация приурочена ко второму и третьему циклам магматической стратификации НРГ. Основное рудное тело между профилями 43 - 67 приурочено к пироксенитовому слою, залегающему в основании второго цикла, а между профилями 69 - 104 – как к пироксенитовому слою, так и к средней части второго цикла, к границе зоны тонкого переслаивания норитов, габброноритов и габбро с вышезалегающим мощным слоем лейкократовых пятнистых габбро. Данная позиция установлена на всех разрезах и является надежным признаком, позволяющим увязывать пересечения по удаленным скважинам. В основании первого цикла в большинстве пересечений расположен характерный слой мелкозернистых пироксенитов, который хорошо фиксируется при полевой документации и является маркирующим слоем, т. к. ниже его платинометалльная минерализация отсутствует.

Маломощное, невыдержанное Верхнее рудное тело и линза 3, залегают в третьем цикле на границе норитов, габброноритов и зоны тонкого переслаивания пород с вышезалегающим слоем лейкократовых пятнистых габбро. Линзы 2 и 6 локализуются на границе первого и второго циклов. Таким образом, можно заключить, что мине-

рализация сосредоточена в достаточно узкой полосе – 5 – 15 м шириной при значительных размерах по простиранию и падению.

Литологический фактор. На ряде ведущих мировых месторождений платиновых металлов основным фактором локализации МПГ является их приуроченность к определенным петрографическим разновидностям (риф Меренского, UG-2 Бушвельд). На месторождения Киевей было изучено распределение минерализованных проб по основным петрографическим группам, участвующим в строении рудоносного уровня разреза (рис. 3). Из диаграмм следует, что платинометалльная минерализация с запада на восток постепенно переходит из преимущественно пироксенитового слоя в более лейкократовый слой пятнистых габбро. Таким образом, западная часть О.р.т. скорее напоминает строение рифа Меренского, хотя и отличается от последнего отсутствием хромитовых прослоев. Восточная часть О.р.т. более похожа на риф J-M (массив Стиллуотер, США).

Таким образом, для месторождения Киевей установлено наличие «литологического» контроля оруденения для западной и, частично, центральной части и отсутствие четкого «литологического» контроля для восточной. В то же время отмечается некоторая приуроченность богатой минерализации к крупнозернистым меланократовым норитам и плагиопироксенитам. Таким образом, по разрезам видна следующая закономерность распределения платинометальной минерализации: в тех случаях, когда в разрезах присутствует второй слой средне-, крупнозернистых пироксенитов, ЭПГ минерализация преимущественно приурочена к верхней части этого слоя и к вышезалегающим лейкократовым пятнистым габбро; когда второй слой пироксенитов отсутствует - оруденение локализуется на границе зоны тонкого переслаивания норитов, габброноритов и габбро с верхним слоем лейкократовых пятнистых габбро.

Фактор сульфидной минерализации. Контроль распределения платиновых металлов зонами убогой сульфидной минерализации характерен для большинства платино-палладиевых месторождений и определяет их принадлежность к типу малосульфидных месторождений ЭПГ. Платинометалльное оруденение, ассоциирующее с сульфидной медно-никелевой минерализацией, тоже распределено неравномерно. Границы его распространения в целом совпадают с границами развития сульфидной вкрапленности. Интенсивность его выше в интервалах пород, наиболее насыщенных сульфидами меди и никеля. Но, поскольку строгой пропорциональной зависимости между ними нет, то ЭПГ-оруденение иногда распространяется на некоторое расстояние и за пределы видимого развития сульфидов.

Таблица 3.

Парные коэффициенты корреляции для выборки проб участвующих в подсчете запасов

Тип выборки	n	Pt-Pd	Cu-Ni	Cu-Pd	Ni-Pd	Cu-Pt	Ni-Pt
Верхнее рудное тело	80	0.88	0.89	0.40	0.54	0.56	0.61
Основное рудное тело	464	0.90	0.90	0.39	0.47	0.45	0.53
Рядовые пробы, участвующие в подсчете запасов по месторождению	586	0.92	0.91	0.50	0.57	0.42	0.51

Особенности геологического строения платиноносных уровней позволяют разделить стратиформные месторождения МПГ в расслоенных массивах на два типа:

- Рифы (“reefs”). Типичным представителем этой группы объектов является риф Меренского. Главной особенностью его строения является приуроченность оруденения к слою пегматоидных пироксенитов, которые к востоку переходят в среднезернистые нориты. Наличие четкого «литологического» контроля обуславливает простое строение рудного интервала и обеспечивает благоприятные условия разведки и эксплуатации месторождения. К этому типу оруденения наиболее подходит западная часть О.р.т.

- Рифовые пачки (“reef packages”). Типовой объект данной группы – риф J-M коплекса Стиллуотер. Оруденение имеет четкий стратиграфический контроль в виде границы зон магматической стратификации и приурочено к пачке невыдержанных слоев различного петрографического состава, в пределах которой можно говорить лишь о статистической приуроченности оруденения к отдельным петрографическим группам. В пределах рифовой пачки концентрации ЭПГ распределены неравномерно, рудные тела могут пересекать петрографические границы и даже границы контролирующих подразделений стратификации. Отсутствие жесткого литологического контроля минерализации приводит к сложному, многоуровневому строению минерализованных зон, распадающихся на рудные тела со сложной морфологией и сложным распределением концентраций ЭПГ. Это, в свою очередь, вызывает неоднозначность увязок рудных пересечений. Таким образом, по особенностям геологического строения восточная часть О.р.т. и В.р.т. месторождения Киевей наиболее близки рифу J-M массива Стиллуотер.

Кроме того, на главнейших месторождения мира существуют «потхолы», когда сульфидная минерализация и платинометалльное оруденение опускается вниз на 5-10м, пересекая литологические границы. Такая ситуация наблюдается и в О.р.т., по скважинам с большой мощностью. Однако на стадии разведки оконтурить «потхолы» скважинами невозможно. Они обычно выявляются при эксплуатации месторождения.

Минеральный состав оруденения

Малосульфидное платинометалльное оруденение месторождения представлено в основном бедным халькопирит-пентландит-пирротиновым типом с локальными проявлениями халькопирит-борнит-миллеритового типа минерализации. Общее содержание сульфидов в руде среднего качества около 1 мас.%.

В рудах месторождения установлено около 60 рудных минералов. Более половины из них – минералы платиновых металлов и золота, остальные – сульфиды и оксиды цветных и черных металлов. В разных петрографических типах оруденелых пород (плагиопироксенитах, норитах, габброноритах, габбро) сульфиды и платиноиды ассоциируют с плагиоклазами, орто- и клинопироксенами, оливином, амфиболами, апатитом. В измененных оруденелых породах к ним добавляется кварц, альбит, хлориты, серпентин, слюды, клиноцоизит, эпидот, лейкоксен, кальцит и др.

Главными в составе малосульфидных руд месторождения являются три минерала – халькопирит, пентландит и пирротин. Их соотношение в среднем по руде в пересчете на 100-процентный сульфид – 47, 32 и 21 мас.% соответственно. Доля этих минералов в общей сульфидной массе составляет обычно 95 - 100%. В качестве второстепенных, акцессорных и вторичных минералов в переменных количествах присутствуют ильменит, магнетит, пирит, макинавит, марказит, миллерит, годлевскит, полидимит, кубанит, борнит, ковеллин, дигенит, халькозин, сфалерит, виоларит. Редкими акцессорными являются галенит, аргентопентландит, молибденит, линнеит, кобальтин, акантит, гессит, хаулеит, клаусталит.

Морфологически оруденение представлено тонкой, неравномерной интерстициальной сульфидной и сульфидно-оксидной вкрапленностью и минерализацией вкрапленно-гнездового типа с фрагментами прожилково-вкрапленных макро- и микротекстур. Локально, в интервалах до нескольких сантиметров, распространены густовкрапленные руды.

Размер сульфидных вкрапленников варьирует от тысячных долей до 1 - 2 мм в мелко-среднезернистых свежих или слабо измененных габброноритах, анортозитах, габбро, норитах и плагиопироксенитах до относительно крупных полиминеральных гнезд (до 2 - 3 см) в более грубозернистых габброидах, особенно в интенсивно измененных. Вкрапленники, как правило, комплексные: халькопирит-пирротиновые, пентландит-пирротиновые, пентландит-халькопирит-пирротиновые. С увеличением степени изменения в составе вкрапленности увеличивается доля пирита, магнетита, ильменита, лейкоксена, других акцессорных и вторичных минералов.

Во всех типах оруденелых пород агрегаты и индивиды рудных минералов имеют сложную форму, подчиненную интерстициям первичных магматических и вторичных силикатов. Сульфидные вкрапленники практически всегда окружены реакционными каймами вторичных минералов метасоматического происхождения (амфиболы, хлорит, клиноцоизит, кварц и др).

Пентландит – является главным концентратором Ni и Pd. Содержание пентландита в руде среднего качества оценивается в 0.2 - 0.4 мас. %. Размер его зерен обычно не превышает 0.5 - 2 мм. По данным 25 микрозондовых анализов вариации содержания Pd в пентландите составляют от 0 до 6600 г/т, среднее – 1800 г/т. Примерная доля «пентландитового» Pd в общем балансе этого металла вероятно составляет 30 - 50%. Такая оценка сделана исходя из среднего по руде Pd/Pt отношения ~ 6, и соотношения собственно палладиевых и собственно платиновых минералов ~ 3:1, установленного при минералогических исследованиях.

Среднее содержание Co в изученных пентландитах 0.46 мас. %.

Пентландит не является единственным концентратором Ni в руде. Кроме пентландита Ni содержат миллерит, годлевскит, пирротин, пирит, другие акцессорные сульфиды и силикаты. Столь сложный баланс распределения Ni обуславливает относительно низкие показатели извлечения этого металла при технологических испытаниях.

Халькопирит. Является главным концентратором Cu. Примеси этого металла в пентландите, пирротине, пирите ничтожно малы. Другие медные (кубанит, борнит и др.) или медьсодержащие (миллерит, годлевскит, аргентопентландит, сфалерит и др.) минералы имеют ограниченную распространенность.

Среднее содержание халькопирита в руде – 0.3 - 0.6 мас. %. Максимальные размеры халькопиритовых зерен достигают 2 - 3 мм. Состав халькопирита отвечает стехиометрическому.

Пирротин. Среднее содержание пирротина в руде – 0.15 - 0.3 мас. %. Максимальный размер зерен обычно не превышает 1 - 3 мм. Примесей благородных металлов в составе пирротина, как и в халькопирите, микрозондовыми исследованиями не установлено. Содержание Ni колеблется в пределах 0.6 - 0.8, Co – 0.02 - 0.04 мас. %.

Из второстепенных и акцессорных сульфидов чаще других встречаются пирит, виоларит (вторичный по пентландиту), миллерит, годлевскит, кубанит, борнит, сфалерит. В них значимая примесь Pd установлена в единичных случаях только в виоларите (0.21 мас. %) и миллерите (0.44 мас. %).

Редкий акцессорный сульфоарсенид кобальтин (до 2.03 мас. % Pd и 1.3 мас. % Pt) в общем балансе металлов практического значения не имеет.

Минералы платиновых металлов и золота. Наряду с пентландитом, главными концентраторами элементов платиновой группы (далее ЭПГ) и золота в изученных рудах являются их собственные минералы. В таблице 4 в обобщенном виде приведен минеральный состав комплексного платинометального оруденения. В составе оруденения установлены 31 минерал и 4 минеральные фазы ЭПГ и золота. Все они диагностированы на основании количественного изучения их химических составов при электроно-микроскопических исследованиях аншлифов SEM/EDS-методом.

Таблица 4.

Относительная распространенность минералов платиновых металлов и золота в руде месторождения Киевей (по данным диагностики 1015 зерен SEM/EDS-методом)

Минералы и фазы	Относительная распространенность, об.%	Максимальный размер зерен, μm
Золото (Au.Ag.Pd)	1.1	30×50
Серебро (Ag.Au)	е.з.	20×30
Изоферроплатина $(Pt.Pd)_3Fe$	е.з.	2×2
Хонгшит (Pt.Pd)Cu	е.з.	3×15
Звягинцевит Pd_3Pb	е.з.	20×30
Рустенбергит Pt_3Sn	е.з.	5×10
Паоловит Pd_2Sn	е.з.	5×5
Атокит $(Pd.Pt)_3Sn$	е.з.	5×5
Паларстанид $Pd_5(Sn.As)_2$	е.з.	2×3
Брэггит (Pt.Pd.Ni)S	10.6	100×200
Куперит PtS	е.з.	10×20
Маланит $Cu(Pt.Ir)_2S_4$	е.з.	5×20
Высоцкит (Pd.Pt.Ni)S	14.3	100×200
Лаурит $(Ru.Os)S_2$	е.з.	5×5
Ирарсит (Ir.Ru.Rh.Pt)AsS	е.з.	5×10
Холлингуортит (Rh.Pt.Pd)AsS	е.з.	5×15
Сперрилит $PtAs_2$	1.2	20×30
Стиллуотерит Pd_8As_3	1.0	30×50
Палладоарсенид Pd_2As	е.з.	3×15
Винцентит $(Pd.Pt)_3(As.Sb.Te)$	е.з.	5×8
Мертиит $Pd_{11}(Sb.As)_4$	е.з.	20×40
Мончеит $(Pt.Pd)(Te.Bi)_2$	15.4	80×150
Кейтконнит $Pd_{3-x}Te$	0.3	10×20
Котульскит Pd(Te.Bi)	40.4	150×180
Меренскиит $(Pd.Pt)(Te.Bi)_2$	13.1	70×120
Теллуропалладинит Pd_9Te_4	е.з.	5×5
Соболевскит PdBi	0.5	20×30
Майчнерит (Pd.Pt)BiTe	е.з.	10×15
Темагамит Pd_3HgTe_3	е.з.	2×3
Теларгпалит $(Pd.Ag)_{3+x}Te$	0.5	30×50
Сопчеит $Ag_4Pd_3Te_4$	0.5	20×30
Без названия $(Re.Cu.Pt)S_2$	е.з.	3×5
Без названия $Pd_{2-x}(Bi.Pb)(S.Se)$	е.з.	8×15
Без названия $Pd_3As_{0.5}Te_{0.5}$	0.1	50×100
Без названия Pt_5Te_7	е.з.	5×10

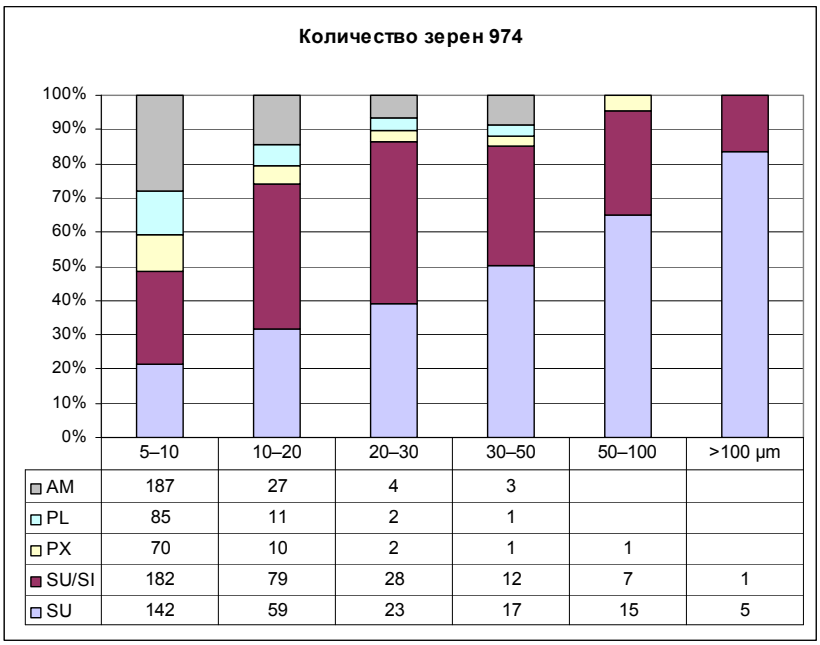
Примечание: е.з. – единичные зерна

Главными концентраторами Pd в составе руд наряду с пентландитом являются котульскит, высоцкит, меренскиит, брэггит; Pt – мончеит, брэггит, высоцкит, меренскиит; Au – золото-серебряные сплавы. Эти же минералы характеризуются наиболее крупными размерами зерен.

Другие ЭПГ (Rh, Ru, Os, Ir) сосредоточены в редких сульфоарсенидах и сульфидах – холлингуортите, ирарсите, маланите, лаурите. Эти минералы встречаются весьма редко в виде тонких включений в более распространенных платиноидах. Размеры их редко превышают 5μm.

Статистические данные указывают на очень тесную пространственную и генетическую связь платиновых минералов с сульфидами. Более 80 % всех выявленных зерен размером >30 μm срастаются с сульфидами (рис. 8). Остальные относительно крупные зерна локализованы вблизи сульфидов в тонкозернистых реакционных ореолах хлорит-амфиболового состава (± плагиоклаз, клиноцоизит, кварц и др.). В тоже время, статистически установлено, что более 90% ЭПГ, связанных с собственными минеральными формами, сосредоточены в зернах размером более 30 μm.

Морфология зерен платиноидов весьма разнообразна. Наблюдаются идиоморфные кристаллы, округлые включения, резко ксеноморфные зерна, каемчатые обособления. Внутреннее строение зерен часто неоднородное – блочное, зональное. Нередко наблюдаются тесные срастания двух и более платиноидов, что особенно характерно для арсенидов и теллуридов.



	5–10	10–20	20–30	30–50	50–100	>100 μm
AM	187	27	4	3		
PL	85	11	2	1		
PX	70	10	2	1	1	
SU/SI	182	79	28	12	7	1
SU	142	59	23	17	15	5

Рис. 8. Микроассоциации платиноидов и золота в различных классах размеров зерен:
SU – включены в сульфиды; SU/SI – расположены на границе сульфид-силикат (в основном – вторичный силикат); PX – включены в пироксены; PL – включены в плагиоклазы; AM – расположены в интерстициях вторичных силикатов вблизи сульфидов.

Типичное положение относительно крупных зерен платиновых минералов – на границе крупнозернистый сульфид – силикат и в “ореольной” зоне тонкозернистых сульфидов и вторичных силикатов вокруг крупных сульфидных вкрапленников. Еще чаще платиноиды и Au находятся не на границе, а в краевой или внутренней частях сульфидных зерен и агрегатов. Подавляющая часть зерен размером менее 5 μm рассеяна в силикатах, но в непосредственной близости от скоплений сульфидов.

Сравнение качественного минерального состава различных петрографических типов оруденелых пород значимых различий не выявило как в отношении главных сульфидов, так и в отношении платиноидов. Необходимо лишь отметить, что в сильно измененных разностях в составе оруденения появляются арсениды Pd, ЭПГ-содержащий кобальтин, увеличивается относительная доля арсенида Pt – сперрилита. В свежих породах эти минералы практически отсутствуют, а сперрилит крайне редок.

Таблица 5.

Средние геохимические параметры различных типов рудоносных пород

Типы пород и участки	Au, г/т	Pt, г/т	Pd, г/т	Cu, г/т	Ni, г/т	ΣAu, Pt,Pd г/т	Pd/Pt	Cu/Ni	Кол-во проб
Пироксениты и нориты	**0.15**	**0.58**	**3.12**	**0.14**	**0.14**	**3.85**	**5.81**	**0.81**	160
Габбронориты	0.09	0.39	2.25	0.07	0.07	2.73	6.57	0.89	324
Лейкогаббро	0.10	0.40	2.40	0.09	0.07	2.89	6.75	1.17	456

Примечание: рассчитаны только по скважинам 2005 - 2006 г. для проб с содержанием ΣAu,Pt,Pd > 0.5 г/т.

По количеству сульфидов, платиновых минералов и золота на общем фоне довольно резко выделяются оруденелые плагиопироксениты и нориты. Они более богаты крупными выделениями брэггита, высоцкита, мончеита и других платиноидов в сравнение с оруденелыми габброноритами и особенно лейкогаббро. Это отражается и на их геохимических особенностях – они в целом богаче всеми рудными компонентами и относительно обогащены Pt и Ni – табл. 5.

При общей схожести состава оруденения месторождения Киевей с оруденением Федоровой тундры и В. Чуарвы наблюдается ряд существенных отличий:

- оруденение в Северном рифе резко отличается преобладанием халькопирита и пентландита над пирротином (рис. 9);

- по соотношению главных платиновых минералов руды Киевея и Федоровой тундры схожи, но отличаются от руд В. Чуарвы резким преобладанием висмутотеллуридов над сульфидами Pd и Pt и слабой распространенностью арсенидов Pd и Pt (табл. 6);

- широкие вариации содержаний полезных компонентов и их соотношений, различная степень концентрации платиновых металлов в сульфидном расплаве являются следствием геохимических особенностей исходных магматических расплавов и различной длительности процессов формирования и постмагматического преобразования оруденения (табл. 6).

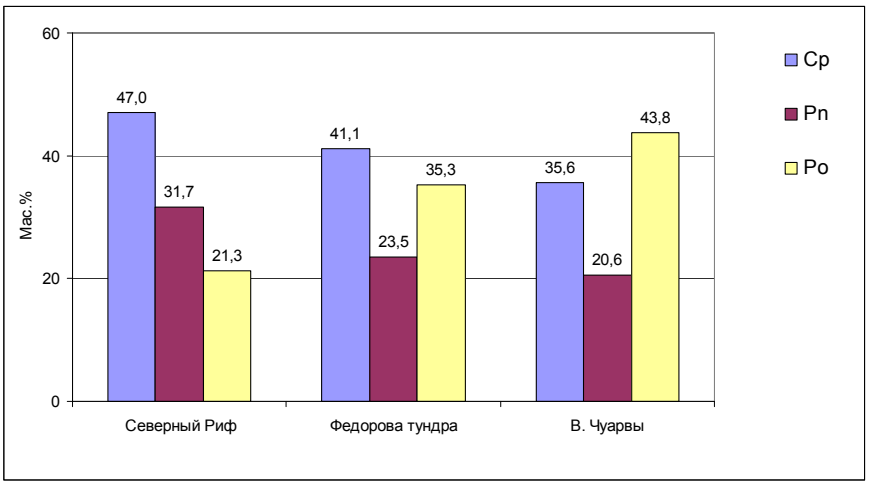


Рис. 9. Соотношение главных сульфидов – халькопирита (Cp), пентландита (Pn), пирротина (Po) в руде Северного рифа (месторождение Киевей) и рудных горизонтах Федоровой тундры и Восточного Чуарвы (Федорово-Панский массив), в пересчете на 100-процентный сульфид.

Таблица 6.

Соотношение различных минеральных классов ЭПГ и Au в рудах разведанных месторождений Федорово-Панского массива (об. %) и некоторые геохимические параметры оруденения.

Минеральные классы и геохимические параметры	Киевей	Федорова тундра	Восточный Чуарвы
Количество диагностированных зерен	1015	1460	1298
Au,Ag,Pd-сплавы	1	1	<1
Сплавы Pt и Pd	<1	2	<<1
Сульфиды Pd и Pt	25	22	51
Арсениды Pd и Pt	2	6	17
Висмутотеллуриды Pd и Pt	71	69	32
Сульфоарсениды Ru, Rh, Ir, Pt	<<1	<<1	<<1
Вариации содержаний PGE+Au, г/т	1-33	1-38	1-80
Среднее отношение Pd/Pt	6.3	3.8	2.3
Средние содержания главных металлов в пересчете на 100-процентный сульфид	Pd-341.4 г/т; Pt-54.2 г/т; Cu-16.3%; Ni-10.8%	Pd-134.6 г/т; Pt-35.0 г/т; Cu-14.2%; Ni-8.0%	Pd-751.7 г/т; Pt-315.1 г/т; Cu-12.3%; Ni-7.0%

Генезис месторождения

Принципиальная схожесть геологического строения месторождения Киевей с известными платинометалльными объектами позволяет рассмотреть вопрос о его происхождении в связи с типичными месторождениями ЭПГ в расслоенных интрузиях. Согласно А. Налдретту [3] руды ЭПГ представлены в виде рассеянной вкрапленности сульфидов в силикатной матрице или хромититах. Многие месторождения приурочены к горизонтам, находящимся внутри разреза расслоенных интрузий. Риф Меренского Бушвельдского комплекса, риф J-M комплекса Стиллуотер и оруденелые горизонты интрузий Пеникат и Портимо северной Финляндии находятся в близкой ассоциации с плагиоклазсодержащими породами. Они, также как и ЭПГ оруденение Северного рифа, локализованы в нескольких сотнях метров выше появления кумулатного плагиоклаза. В комплексах Бушвельд и Стиллуотер изотопные данные, расслоенность, появление и исчезновение кумулатных фаз в циклических (ритмических) телах позволяет предполагать, что при образовании частей разреза, несущих оруденение, происходило взаимодействие двух магм различного состава. К настоящему моменту сформулированы две модели происхождения малосульфидных платинометалльных месторождений в расслоенных интрузиях:

1. Магматическая модель опирается на тесную геохимическую связь, когда содержание халькофильных элементов в магматических сульфидах определяется отношением массы магмы, взаимодействовавшей с сульфидом, к массе сульфида (R- фактор) и предполагает концентрирование платиноидов сегрегированными каплями несмешивающихся сульфидов. Предполагается, что осаждающиеся капли сульфидного расплава могли экстрагировать платиноиды из окружающего силикатного расплава. Оседание богатого ЭПГ сульфидного вещества на промежуточное дно магматической камеры приводило к появлению уровней аномально богатых ЭПГ – рифов. Причиной силикатно-сульфидной ликвации, по мнению большинства авторов, могли быть дополнительные внедрения богатого серой расплава в кристаллизующуюся магматическую камеру и фракционная кристаллизация, которые объясняют приуроченность платинометалльных рифов к породам циклических серий.

2. Модель флюидного концентрирования ЭПГ опирается на факты постоянного присутствия в платинометалльных горизонтах признаков позднемагматического этапа: минеральная ассоциация хлор–апатита и флогопита, широкое развитие флюидных хлор-содержащих включений в интеркумулусных минералах, особенно в лейкократовых пятнистых габбро. Предполагается, что источником платиновых металлов и серы была толща кристаллизующихся кумулатов ниже рифа. Платиновые металлы и сера входили в состав позднемагматического хлорного флюида и мигрировали в его составе вверх, вплоть до границы кумулатов и перекрывающего их расплава, где растворялись в придонном расплаве и в интерстициальном расплаве не до конца затвердевших кумулатов непосредственно ниже фронта кристаллизации.

Применительно к образованию Северного рифа мы предполагаем следующую последовательность развития событий. Формирование серии циклических тел НРГ сопровождалось поступлением свежих порций магмы, начиная с отложения мелкозернистых норитов первого цикла в подошве НРГ. Принимая схему формирования циклических тел силла Фокс Ривер, на примере которого А. Налдретт рассматривает образование суфидоносных горизонтов обогащенных ЭПГ с помощью модифицированной диаграммы Криса Ли и др. [4] показывающей вариации растворимости сульфида в магме, можно заключить:

1-при инъекции свежей магмы происходит смешивание ее с кристаллизующимся расплавом и состав магмы смещается в область кристаллизации более магнезиальных минералов (ортопироксенов). При этом на дне камеры формируется пироксенитовый слой первого цикла. По мере дальнейшей фракционной кристаллизации первого цикла магма остается недосыщенной сульфидом и поэтому сульфидов в породе нет. Одновременно расплав обогащается ЭПГ, т. к. Pt, Pd, Rh и Cu несовместимы с кристаллизующимися минералами;

2- при последующей инъекции свежей магмы и ее смешении с фракционированной магмой, состав смеси будет возвращаться обратно к первоначальному составу в область недосыщенной сульфидом, что вызовет формирование нового циклического тела (в нашем случае второго цикла). Если в течение кристаллизации циклического тела инъекций новой магмы не происходит, ее состав достигает точки сульфидного насыщения, где начнут сегрегироваться сульфиды, и они вместе с пироксеном, войдут в ассоциацию кумулуса. Первоначально будут выделяться сульфиды обогащенные ЭПГ. Затем, по мере фракционирования и снижения концентрации ЭПГ в магме сульфиды обедняются благородными металлами, что наблюдается в лейкократовых пятнистых габбро, залегающих в верхней части циклических тел. Таким образом, во втором цикле формировалось Основное рудное тело;

3- инъекция свежей магмы, и ее смешение с фракционированной приведет к новому обогащению магмы ЭПГ, смещению ее в область недосыщенности серой и начнет формироваться новое циклическое тело. При последующей кристаллизации, магма вновь достигнет области насыщения сульфидом, и вновь начнут образовываться капли сульфидов обогащенные ЭПГ и цикл продолжится. Таким образом, в третьем цикле формировалось Вернее рудное тело.

Следует заметить, что сульфидное насыщение и развитие обогащенных ЭПГ зон будет происходить в процессе кристаллизации циклического тела, а не при начале его формирования. Минерализация, следовательно, не будет приурочена к подошве цикла, что и наблюдается в НРГ. Таким образом, слои, обогащенные сульфидами, образовались в процессе фракционирования магмы и являются маркирующими горизонтами в разрезе интрузива и при малой мощности (0,5 – 2,0м) прослеживаются на десятки километров по простиранию Западно-Панского массива.

Авторы выражают признательность руководителю информационной группы ОАО «Пана» Л.С. Костенко за помощь в оформлении и компьютерной обработке графического материала.

Литература

1. Корчагин А.У., Бакушкин Е.М., Виноградов Л.А., Карпов С.М., Медников А.И. Геологическое строение нижней краевой зоны массива Панских тундр и ее платинометальное оруденение. В кн.: Геология и генезис месторождений платиновых металлов. Москва. Наука, 1994. С. 100 - 106.

2. Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Латыпов Р.М., Осокин А.С., Субботин В.В., Карпов С.М. и Нерадовский Ю.Н. Кольская платинометальная провинция: новые данные. В кн.: Платина России. Кн. 1. Москва ЗАО «Геоинформмарк». 1999. С. 43 – 52.

3. Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. Санкт-Петербург: СПбГУ. 2003. 487 с.

4. Li C., Maier W.D. and de Wall S.A. The role of magma mixing in the genesis of PGE mineralization in the Bushveld Complex: Thermodynamic calculations and new interpretations. Economic Geology. V. 96/ P 653 - 662.

ЗОЛОТОРУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ: СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Н.В. Костюк [1], Е.Н. Семенов [1], Н.В. Лукьянова [2], А.Е. Борисов [1]

[1]ОАО «Кольский геологический информационно-лабораторный центр», Апатиты; [2]ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург

В настоящее время существуют достаточно противоречивые оценки золоторудного потенциала докембрия Мурманской области, от его, практически полного, отрицания (Малов, 2008), до оптимистичных 1500 тонн (Безруков, 1998).

Вместе с тем все исследователи опираются, в целом, на одни и те же факты, которые кратко можно сформулировать так:

1. Изученность территории Мурманской области на золото остается недостаточной. Целенаправленные поиски золота проводились практически только в Куолаярвинской (северная Карелия - ЮЗ Мурманской области) и в Колмозеро-Воронинской структурах (работы ведутся и в настоящее время), а также в пределах Южно-Печенгской зоны (Вороняева, 2008) и на очень небольших участках Имандра-Варзугской структуры (Лобанов, 2000). Практически на всех вышеперечисленных объектах работы характеризуются явной незавершенностью, чаще всего из-за недостатка ассигнований.

2. На территории Мурманской области не установлены рудные концентрации золота в объемах, отвечающих даже малым месторождениям. Учтенные госбалансом запасы около 10 тонн сосредоточены в сульфидных медно-никелевых рудах Печенги (Карпузов и др., 2008).

3. Всего на территории области известно около 1300 объектов (данные на 2002 год), включающих проявления, пункты минерализации, геохимические аномалии в рыхлых отложениях золота и его элементов-спутников. Среди них – 29 проявления, из которых 14 проявлений золота; 323 пункта минерализации, из которых 262 золота; 97 точечных и 66 площадных геохимических аномалий золота и элементов-спутников в рыхлых отложениях, а также 617 шлихов, содержащих знаки золота (595) и минералов-спутников.

4. Пункты золоторудной минерализации (содержания золота более 0.1 г/т) установлены в различных по составу и возрасту докембрийских породах. В 44 из них содержания золота составляют от 1.0 г/т до 50 г/т. Наиболее часто пункты минерализации выявляются в окварцеванных сульфидсодержащих породах. Вмещающие породы при этом, как правило, хлоритизированы, серицитизированы, карбонатизированы, рассланцованы и катаклазированы. В разных пунктах минерализации золоту сопутствуют серебро (1.0 – 40.0г/т), медь (0.1 – 10.0%), цинк (0.1 – 7.3%), свинец (0.1 – 2.0%), мышьяк (0.15 – 1.0%), сурьма (0.016%), молибден (0.01 – 0.11%), висмут (0.001 – 0.018%), вольфрам (0.2 – 0.35%), барий (0.3%).

5. Подавляющее количество признаков золотоносности обнаруживалось при поисково-съемочных работах на другие виды полезных ископаемых по данным штуфного и геохимического опробования и по результатам приближенно-количественных анализов. Достоверность таких материалов можно оценить как очень низкую, однако других материалов нет.

По результатам апробации прогнозных ресурсов 2003 года ЦНИГРИ рекомендовано для постановки на государственный учет 20 т золота категории P_2 и 40 т золота категории Рз. Эти ресурсы по площади распределяются следующим образом: 20 т золота категории P_2 и 20 т золота категории Рз отнесены на площадь, объединяющую структуру Колмозеро-Воронья и Кейвскую СФЗ, которая в сумме составляет 4650 км кв. Другие 20 т золота категории Рз отнесены на юго-восточную часть Кольского полуострова, которая включает Восточный блок Терской зоны и так же охватывает площадь в несколько тысяч кв. км. Такие прогнозные ресурсы не соответствуют имеющимся на сегодняшний день данным и не могут быть инвестиционо привлекательны.

Одной из причин отсутствия заслуживающих внимания золоторудных объектов на территории Карело-Кольского региона является слабая степень его изученности. Выполненные, в основном, в 60 – 70-е годы пятидесятитысячные съемки и составленные на их основе листы государственных карт масштаба 1:200 000, на сегодняшний день, морально устарели, в первую очередь потому, что большей частью не обеспечены геохимическими и геофизическими работами, а понятие «зеленокаменные пояса архея» и связанные с ними проблемы золотоносности вошли в обиход геологов значительно позже их составления. Кроме того, общие поиски, выполнявшиеся в составе перечисленных работ, были нацелены на традиционный набор полезных ископаемых, в который золото в те годы не входило. Выявленные в процессе этих и более поздних работ прямые (проявления и пункты минерализации) и косвенные (геохимические аномалии, мелкие россыпепроявления, шлиховые потоки, ореолы и многочисленные шлихи) признаки золотого оруденения носят, большей частью, случайный характер. Целенаправленное изучение структур «зеленокаменного» типа, в качестве объектов специализированных на золото, почти не проводилось.

Анализ регистрационной карты рудопроявлений, пунктов минерализации и точек шлихового опробования масштаба 1:500 000, составленной в ОАО «КГИЛЦ», показывает, что наряду с традиционными районами проведения поисковых работ, перечисленными выше, выделяются новые перспективные площади. К первоочередным таким площадям относятся Сергозерско-Бабозерская и Иринегорская, минерагенический потенциал которых оценен соответственно в 126 т. и 300 т. (Семенов В.В. и др.,1988, Батузов С.С. 2006). В пределах обеих площадей установлены зоны тектоно-термальной переработки пород с образованием существенно кварцевых сульфидсодержащих

метасоматитов и концентрацией золота в них до десятков грамм на тонну. Проведение поисковых работ здесь по традиционным технологиям вряд ли позволит геометризовать здесь объект с рентабельными запасами. Чтобы достоверно оценить степень их золотоносности, необходимо проведение целенаправленных работ по их изучению. В зависимости от величины структуры, характера проведенных на ее территории работ, после тщательного сбора и обработки имеющихся материалов для каждой структуры должен быть выработан соответствующий подход, выбран комплекс современных методов исследования, который позволил бы дать достоверную оценку ее перспектив. Важнейшим вопросом является проблема пробопоготовки и последующего анализа проб, причем отдельно, как для коренных обнажений, так и рыхлых отложений. Такой подход может привести, по нашему мнению, к открытию на этих площадях месторождений с запасами в первые десятки тонн золота. Предпосылок для больших месторождений, таких как крупные площадные геохимические аномалии, пока на территории Мурманской области не установлено.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТО-ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В СУЛЬФИДИЗИРОВАННЫХ МЕЖРУДНЫХ СЛАНЦАХ ЛЕБЕДИНСКОГО И СТОЙЛЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ КМА

В.С. Кузнецов

Геологический факультет Воронежского госуниверситета (ВГУ), Воронеж, voronezhpodkl@inbox.ru

В пределах Курского мегаблока Воронежского кристаллического массива (ВКМ) широко развиты породы железисто-кремнистой формации. В восточной части ВКМ располагается рифтогенная Тим-Ястребовская структура, на западном фланге которой на поверхность кристаллического фундамента в виде узкой полосы выходят породы курской серии нижнего протерозоя, где среди пород железисто-кремнистой формации встречаются углеродсодержащие сланцы (рис 1). На южном замыкании Тим-Ястребовской структуры расположен Старооскольский рудный узел (Лебединское и Стойленское железорудные месторождения) с отрабатываемыми железными рудами курской серии (в объме стойленской и коробковской свит) [1].

Стойленская свита более полно представлена в пределах Лебединского месторождения и подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита мощностью 100 - 250 м. сложена кварцитопесчаниками с прослоями высокоглиноземистых сланцев, метагравелитами и метаконгломератами в основании подсвиты. Верхняя сланцевая подсвита мощностью от 5 до 80 сложена кварц-слюдистыми иногда углеродсодержащими сланцами с гранатом и андалузитом. Коробковская железорудная свита общей мощностью около 600 м представлена двумя подсвитами железистых кварцитов, которые разделяются двумя межрудными сланцевыми подсвитами. Нижняя железорудная подсвита мощностью от 15 до 150 м сложена магнетитовыми кварцитами часто с грюнеритом, рибекитом, биотитом. Верхняя железорудная подсвита мощностью от 160 до 250 м сложена магнетитовыми, грюнерит-магнетитовыми и биотит-магнетитовыми кварцитами, часто с карбонатом и иногда с эгирином и эгирин-авгитом. Нижняя сланцевая подсвита представлена темно-серыми кварц-биотитовыми, биотит-гранатовыми и грюнерит-биотит-гранатовыми сланцами мощностью в среднем по месторождению 60 м. Верхняя подсвита развита только в северо-западной части Лебединского месторождения и при этом в ее составе существенную роль играют углеродсодержащие сланцы.

Магматические породы представлены Стойло-Николаевским интрузивным массивом размером 4х9 км, прорывающим породы железисто-кремнистой формации и имеющим зональное строение. Периферические зоны сложены габбро-диоритами и диоритами, которые постепенно через зону кварцевых диоритов переходят в гранодиориты, слагающие центральную часть массива. Кроме того, характерной особенностью железорудных месторождений Старооскольского рудного района является наличие разнообразных по составу дайковых пород [2]. Карбонатно-биотитовые дайки образуют в рудной толще субсогласные небольшие тела мощностью от 0.5 до 5 м. Формировались они в начальный период нижнепротерозойского тектономагматизма, в связи с чем участвуют в складчатости с вмещающими железистыми кварцитами. Розовые микроклиновые граниты встречаются в виде одиночных жил мощностью 0.5 – 1.5 м. Наибольшим распространением пользуются жильные образования диоритового состава (преимущественно диоритовые порфириты), которые образуют крутопадающие (65 - 85°) дайковые тела мощностью от нескольких сантиметров до 10 м, протяженность – от первых десятков метров до 900 м.

В результате более ранних исследований были выявлены высокие содержания металлов платиновой группы (МПГ) и золота в сланцах курской серии и выделен старооскольский тип благороднометалльного оруденения [3]. Этот тип приурочен к разнообразным по составу и в различной степени сульфидизированным и обогащенным углеродистым веществом сланцам.

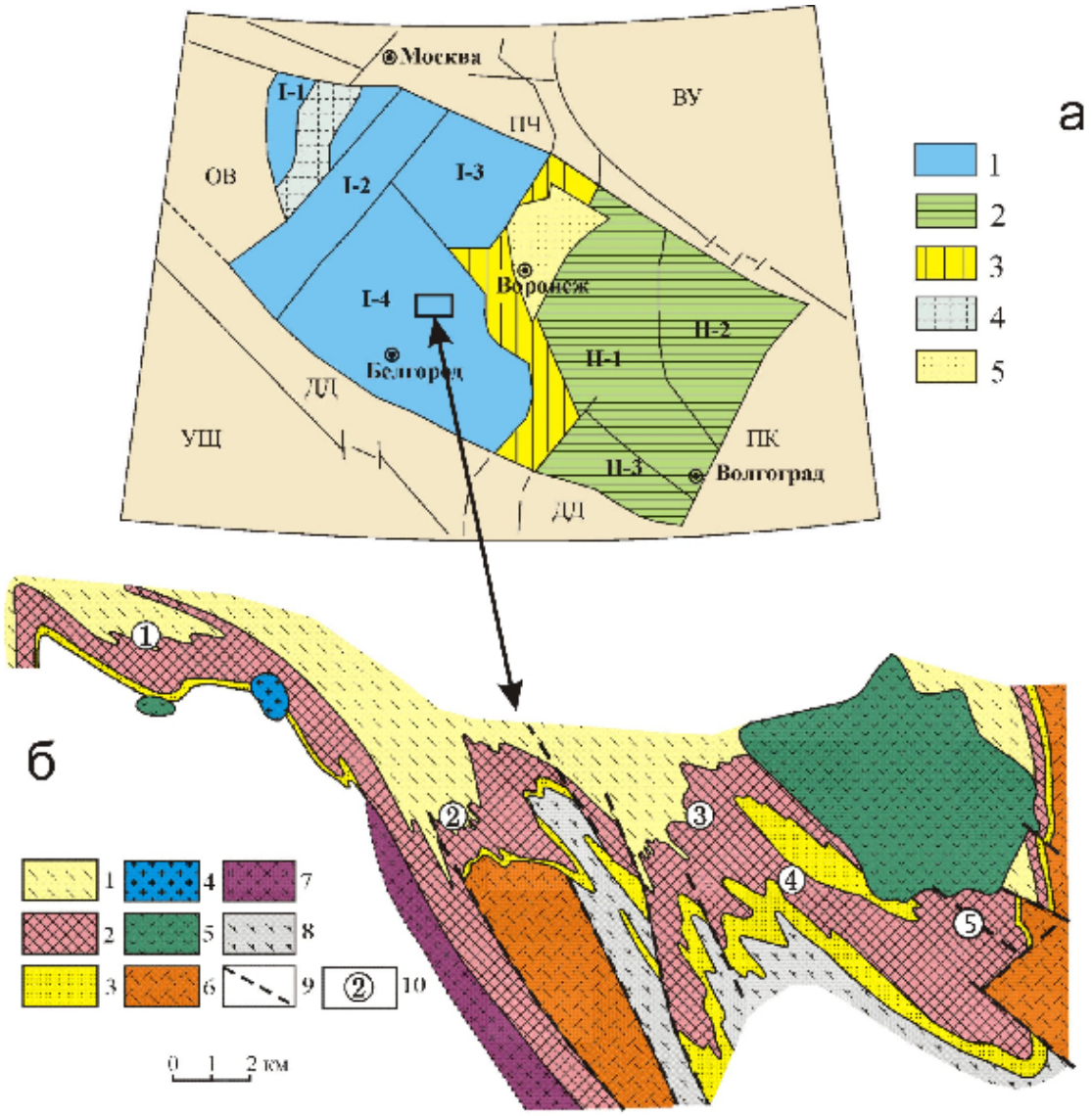


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования ВКМ (а; [5]): ВУ – Волго-Уральский сегмент, ПЧ – Пачелмский авлакоген, ПК – Прикаспийская впадина, ДД – Днепрово-Донецкий авлакоген, УЩ – Украинский щит, ОВ – Оршанская впадина. 1- мегаблок КМА (макроблоки: I - 1-Красногорско-Рославльский, I - 2-Брянский, I - 3-Ливенско-Ефремовский, I - 4-Курско-Белгородский), 2 - Хоперский мегаблок (макроблоки: II-1-Калач-Эртильский, II - 2-Камышинский, II - 3-Варваринский), 3 - Лосевская шовная зона, 4 - Волынско-Двинский вулкано-плутонический пояс, 5 – Ольховско-Шукавская грабенсинклинальная структура.

Схематическая геологическая карта Старооскольского железорудного узла (б; [3]): нижний протерозой, – курская серия: 1 - 2 – коробковская свита: 1 – верхняя сланцевая подсвита ($PR_1^1 kr_4$), 2 – верхняя и нижняя железорудные подсвиты с внутрирудной (нижней) сланцевой подсвитой ($PR_1^1 kr_{3-1}$); 3 – стойленская свита ($PR_1^1 st$) – кварцитопесчаники, кварц-слюдяные сланцы; 4 – микроклиновые граниты атаманского комплекса ($\gamma PR_1^2 a$); 5 – габбродиориты, кварцевые диориты стойло-николаевского комплекса ($\gamma\delta PR_1^1 sn$); 6 – нерасчлененный гранитогнейсовый комплекс ($m\gamma(AR\text{-}PR_1^1)$ – гранитогнейсы, мигматиты, гнейсы, прослои и линзы амфиболитов; верхний архей – 7– плагиограниты салтыковского комплекса ($\gamma AR_2 sl$); 8 – михайловская серия ($AR_2 mh$); 9 – разломы; 10 – месторождения: 1 - Панковское, 2 - Коробковское, 3 - Лебединское, 4 - Стойло-Лебединское, 5 - Стойленское.

В ходе полевых работ, проводившихся на Лебединском железорудном месторождении, были отобраны и опробованы на содержание благородных металлов несколько проб сланцев (табл. 1) [4].

Таблица 1.

Содержания элементов платиновой группы и золота в изученных пробах сланцев Лебединского месторождения

Номер пробы	Название породы	Содержания благородных металлов, в г/т		
		Pt	Pd	Au
М 101	Кварц-биотитовый сланец	0.03	0.06	0.05
М 352/1	Кварц-биотитовый сульфидизированный сланец	< 0.03	0.09	0.10
М 353	Кварц-биотитовый сланец	< 0.03	0.06	0.13
526/2	Кварц-карбонат-биотитовый сланец (зона дробления)	0.04	0.15	0.24
М 527/1	Кварц-биотитовый сульфидизированный сланец	0.015	0.13	0.12
529/2	Кварц-амфибол-биотитовый сланец	0.04	0.58	0.05
531	Кварц-биотитовый сланец (зона дробления)	0.04	< 0.005	0.12

Анализ генетических моделей объектов черносланцевого типа с золото-платинометалльным оруденением показывает, что ведущими факторами накопления МПГ и Au на ранних стадиях формирования оруденения являются процессы мобилизации благородных металлов углеродистым веществом и сульфидами. Эти процессы не теряют своей значимости на поздних стадиях накопления МПГ и Au. Предыдущими исследованиями было установлено в черных сланцах тимского типа (подобного старооскольскому) не только повышенные концентрации благородных металлов в сульфидных парагенезисах, но и нахождение МПГ в виде примесной формы в пирите, пирротине, халькопирите и др. [3]. Вместе с тем, по сравнению с черносланцевыми толщами тимской свиты, сланцы Лебединского и Стойленского месторождений обеднены углеродистым веществом (2 - 5%) и ведущая роль в распределении благородных металлов принадлежит сульфидам.

Минераграфическое изучение сульфидов проводилось автором из образцов сланцев, отобранных в карьерах Лебединского и Стойленского железорудных месторождений в ходе полевых работ 2006 - 2008 годов. Сульфиды образуют сингенетическую вкрапленность, согласную сланцеватости, эпигенетические прожилки, линзы, гнезда и своеобразные «пленки» пирита на плоскостях сланцеватости. В некоторых случаях наблюдается обильная мелкозернистая (менее 0.5 мм) вкрапленность сульфидов, равномерно распределенная в объеме всей породы. Среди сульфидных минералов наибольшим распространением пользуются пирит и пирротин. По кристалломорфологическим признакам, взаимоотношениям сульфидов между собой и нерудными минералами было выделено несколько разновидностей пирита и пирротина. Среди количественно преобладающего пирита выявлены две его разновидности. Первая – послойно расположенные, вытянутые согласно сланцеватости ксеноморфные зерна, размер которых колеблется в пределах 0.01х0.2 мм. Вторая разновидность – обособления пятнистой, линзовидной, прожилковой формы, размером 1 - 10 мм, с многочисленными включениями нерудных минералов, пирротина, халькопирита, арсенопирита, иногда в срастаниях с марказитом. Третья разновидность пирита – кристаллические агрегаты, идиоморфные зерна кубической формы в составе сульфидно-кварцевых прожилков, также с вкрапленниками пирротина, арсенопирита.

Пирротин, содержание которого изменяется от 1 - 3% до 7 - 15%, представлен 3-мя разновидностями: сингенетичная его вкрапленность образует ксеноморфные зерна уплощенной, линзовидной, вытянутой согласно сланцеватости формы, иногда пирротин образует прожилочки мощностью до 0.3 - 1 мм, также согласные со сланцеватостью. Вторая разновидность пирротина представлена разноразмерными выделениями пятнистой, линзовидной формы, с включениями нерудных минералов, арсенопирита, единичных зерен халькопирита, иногда отмечаются сростки с пиритом II типа. Пирротин третьего типа встречается в виде редких, незакономерно распределенных включений в пирите второй разновидности. Халькопирит, марказит, арсенопирит – представлены в значительно меньших количествах. Марказит встречается в виде мелких вкрапленников в пирите, либо образует срастания с ним. Халькопирит встречается эпизодически, как в виде вкрапленников в пирите и пирротине, так и образуя мельчайшую вкрапленность (0.01 мм) в нерудной массе. Арсенопирит обнаружен в сульфидизированных сланцах нижней сланцевой подсвиты. Он представлен идиоморфными зернами игольчатой, удлиненно-призматической, ромбической формы, в виде вкрапленников в пирите II, III и пирротине II (рис. 2а, 2б).

По результатам комплексного анализа полевых наблюдений, минераграфического изучения образцов и данных лабораторных исследований можно сделать следующие выводы:

а) преимущественное значение для концентрации благородных металлов имеет степень сульфидизации пород, так как повышенные концентрации благородных металлов связаны с наиболее интенсивно сульфидизированными породами;

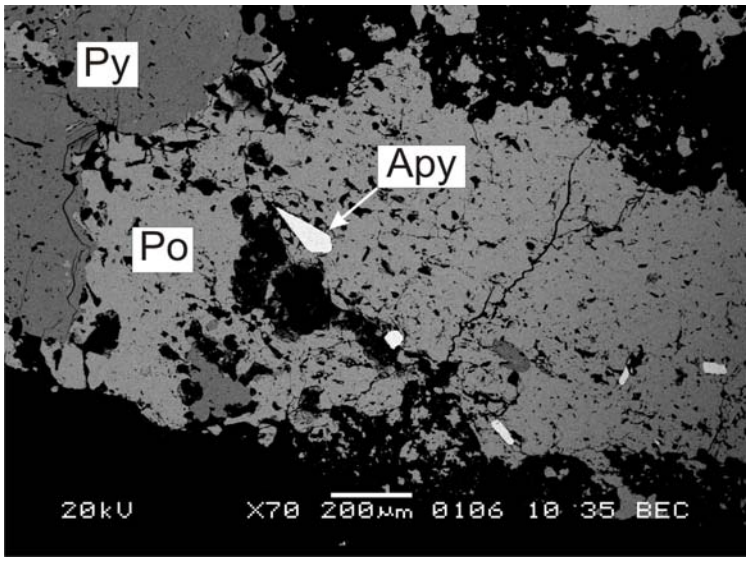


Рис. 2а. Пирротин II типа с включениями арсенопирита.

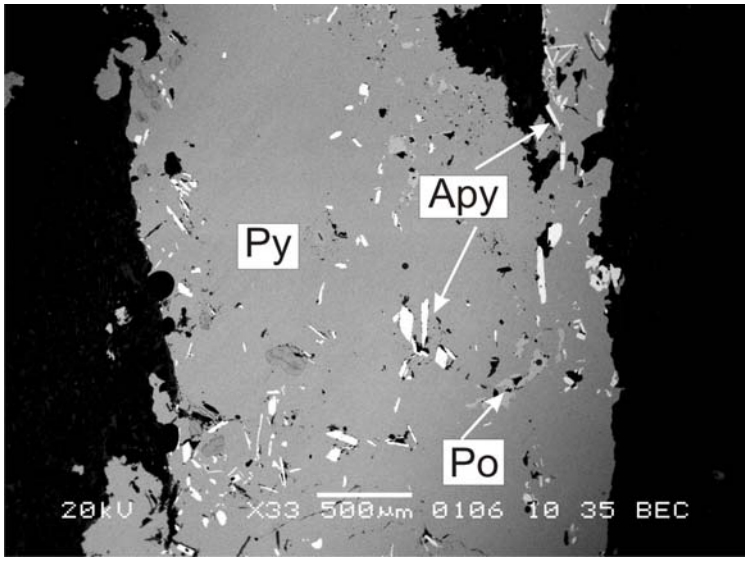


Рис. 2б. Пирит II типа с включениями арсенопирита и пирротина III типа.

б) наибольшим развитием сульфидной минерализации характеризуются зоны контакта железорудных и сланцевых подсвит, выступающие, с одной стороны, в качестве геохимического барьера, а с другой стороны, как зоны повышенной проницаемости пород при гидротермально-метаморфогенном привносе и перераспределении вещества;

в) пирит наиболее поздней генерации, содержащий вкрапленники арсенопирита, характеризуется более высокими значениями содержаний платиноидов и золота;

г) наложенные гидротермально-метасоматические процессы (окварцевание, карбонатизация), наличие зон тектонических нарушений, катаклаза, дробления, наиболее проницаемых для флюидов, также положительно коррелируются с благороднометалльным оруденением.

Полученные предварительные результаты определяют необходимость дальнейшего изучения разновозрастных сульфидных парагенезисов с целью выявления не только особенностей распределения в них благородных металлов, но и для разработки модели поведения последних в длительно формирующейся рудообразующей системе.

Литература

1. Орлов В.П. Железные руды КМА. М.: Геоинформмарк. 2001. 616 с.

2. Полищук В.Д., Голивкин Н.И., Зайцев Ю.С. и др.; под ред. В.Д. Полищука. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. М.: Недра. 1970. Т. 1. Кн. 1: Докембрий. 440 с.

3. Чернышов Н.М. Золото-платинометалльное оруденение черносланцевого типа Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). Воронеж: Изд.-полиграф. центр Воронеж. гос. ун-та. 2007. 177с.

4. Чернышов Н.М., Лосицкий В.И., Молотков С.П. и др. Структурно-тектоническое районирование ВКМ (по геологическим и геофизическим данным) // Современные проблемы геологии: Материалы юбилейной научной сессии геолог. ф-та ВГУ. Воронеж. 1998. С. 5 - 7.

5. Чернышов Н.М., Моисеенко В.Г., Абрамов В.В. О благороднометалльном оруденении сланцев Лебединского железорудного месторождения. // Материалы VIII Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». 10-13 апреля 2007 г. Москва, РГГРУ. Т. 5. С. 290 - 293.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАРЕЛИИ

Л.В. Кулешевич

ИГ Кар. НЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru

Золоторудные гидротермальные месторождения и проявления в докембрии Карелии формировались преимущественно в связи с островодужными и окраинно-континентальными обстановками и в зонах сдвиговых деформаций и метасоматоза на ранне- и позднеорогенной (аккреционно-коллизионной) стадиях развития территории. Для образования каких-либо значительных скоплений золота наиболее благоприятными были поздние стадии лопийского и свекофеннского орогенических циклов [9-12]. Сдвиговые зоны обычно сопряжены или оперяют крупные региональные смещения, являясь каналами для проникновения глубинных и метаморфических флюидов. Они совпадают с направлением основных тектонических структур Фенноскандинавского щита. Некоторые перспективы представляют орогенные области развития сумийского кислого магматизма и континентальные осадочные формации в наложенных ятулийских прогибах. С рифтогенным режимом сумийского этапа связаны комплексные руды магматических месторождений (МПГ с примесью золота) (табл. 1).

Позднелопийская эпоха (3.2 – 2.55 млрд. лет) объединяет вулканогенно-осадочные комплексы зеленокаменных поясов (ЗП) трех возрастных групп, с прорывающими их и повторяющимися во времени гранитоидами известково-щелочного и Na-K ряда, которые сопровождаются разнообразными рудными формациями (колчеданными, колчеданно-полиметаллическими, медно-молибденовыми, золото-сульфидными и золото-кварцевыми). Колчеданные руды, приуроченные к вулканогенно-осадочным комплексам, формировались на ранних стадиях развития ЗП. Для них характерны невысокие концентрации золота. С островодужными вулканогенными ассоциациями кислого-среднего состава (андезиты, дациты, риолиты) в Каменноозерской структуре связаны колчеданно-полиметаллические руды, которые содержат Au до 2.8 г/т (ср. 0.9 г/т) на Северо-Вожминском и до 20 г/т на Верхне-Вожминском проявлениях. В обрамлении Водлозерского блока в Сумозерско-Кенозерском, Южно-Выгозерском и Сегозерско-Ведлозерском ЗП на раннеорогенной стадии внедрялись плагиограниты шилосского и шуйского комплексов (2.86 – 2.84 млрд. лет), порфировые тела и дайки (2.81 млрд. лет). Они сопровождались березитами и золото-сульфидно-кварцевой минерализацией. Проявления Заломаевского, Тайгиницкого, Рыбозерского в ореоле Шилосского плагиогранитного массива. На контакте с кислыми порфировыми дайками и в протяженных СВ, СЗ или субмеридиональных зонах рассланцевания в разных породах содержание золота достигает 1 – 25 г/т, на месторождении Рыбозеро, в среднем 1.82 – 10 г/т [6, 8, 15, 17].

В Костомукшской структуре (Западно-Карельский ЗП) формирование вулканогенно-осадочного комплекса шурловаарской свиты на ранней аккреционной стадии развития сопровождалось отложением колчеданной и магнетитовой минерализации в западной полосе. В колчеданных рудах содержания Au фоновые, иногда достигают 1.3 г/т (Рувинваара). Коллизия на рубеже 2.8 – 2.7 млрд. лет привела к смятию всех толщ и внедрению гранитов в обрамлении Костомукшской структуры (около 2.8 млрд. лет). С гранитами обрамления, в частности массива Восточного, связана молибденитовая минерализация. К субмеридиональным и субширотным сдвиговым зонам приурочены интрузивные тела габбро, диоритов, гранит-порфиров и порфировые дайки таловейсского комплекса (2.72 млрд. лет), а также геллефлинты (2.705 млрд. лет). На заключительных стадиях внедрились К-граниты шурловаарского комплекса (2.67 млрд. лет). С таловейсским комплексом связано золото-сульфидно-кварцевое штокверковое и золото-кварцевое жильное оруденение месторождения Таловейс (Au 1–47 г/т, ср. 1.8 – 12.9 г/т) и проявления Берендей (0.5 – 23 г/т Au). Золото-кварцевые жилы приурочены к субмеридиональной сдвиговой зоне в центральной части массива. В зонах широтных и субмеридиональных сдвиговых деформаций формируется группа золото-сульфо-арсенидных проявлений Костомукшского железорудного карьера (Южно-Костомукшское – 1 – 30 г/т Au), [5, 7, 13, 18].

Тикшезеро-Парандовский ЗП (2.8 – 2.65 млрд. лет) заложился и развивался как окраинно-континентальный на СВ границе Карельского кратона с Беломорским складчатым поясом. В его южной части в западном борту Лехтинской структуры внедрение гранитов Лобашского комплекса сопровождалось грейзенизацией и медно-молибденовым оруденением. В ореоле массива на контактах с порфировыми дайками в зонах рассланцевания и биотитизации сформировалось золото-полиметаллическое (с Ag, Bi, Te) оруденение месторождения Лобаш-1 (Au 0.5 – 216 г/т, ср. 2.64 – 3.04 г/т) [16, 21]. В более молодом по возрасту ЗП Ялонваара-Хатту-Тулос (2.76 – 2.72 млрд. лет) на ЮЗ окраине Карельского кратона, с кислым-средним вулканизмом связаны колчеданно-полиметаллических руды с повышенными концентрациями золота. Внедрение гранитоидов (2.74 – 2.72 млрд. л.) сопровождалось Cu-W-Au-Mo (с Bi, Te) оруденением на участках Ялонваара, Приграничный Северный, полиметаллическими прожилковыми рудами и золото-кварцевыми жилами месторождений ЗП Хатту (Финляндия) [2, 25, 26]. Континентальная коллизия Карельского кратона и Беломорской подвижной области в позднем архее сопровождалась образованием зон сдвиговых деформаций (на глубинных уровнях) и заложением внутриконтинентальных бассейнов – пулл-апарт структур, в которых накапливались осадки и полимиктовые конгломераты (молассовые формации типа Тимискаминг в Канаде и Мидланс в Зимбабве). Позднеорогенные события (2.7 – 2.55 млрд. л.) завершились внедрением К-гранитов и сиенитов в пределах центральной

части кратона и интенсивным метасоматозом. К сдвиговым зонам и зонам рассланцевания приурочены вкрапленное и вкрапленно-прожилковое золото-сульфидное (или Sb-As) оруденение, золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые жилы. Рудная минерализация приурочена преимущественно к субмеридиональным шир-зонам и сопрово-

Таблица 1.

Рудно-формационная и геолого-генетическая систематика золоторудных проявлений и месторождений Карелии

	Генетический тип орогенических месторождений и проявлений		
Геологическая обстановка локализации	Гидротермальные в вулканогенно-осадочных комплексах	Гидротермальные, ассоциирующие с гранодиоритовыми и гранитными телами и порфировыми дайками	Гидротермальные в зонах сдвиговых деформаций, рассланцевания и метасоматического преобразования пород (орогенические)
Рудная формация (РФ)	Колчеданная, медно-колчеданная и колчеданно-полиметалли-ческая. Золото-содержащие РФ	Золото-сульфидно-кварцевая, (-Sb-As), золото-кварцевая, золото-поли-сульфидная (в т.ч. редкометалльная)	Золото-сульфидная, золото-сульфо-арсенидно-кварцевая, золото-кварцевая
Минеральный состав руд	1. Пирит, пирротин, реже арсенопирит, халькопирит. 2-3. Пирротин, халькопирит, сфалерит, пирит, галенит. Тонкодисперсное золото в 1 и 2	1. Пирит, пирротин, золото, реже арсенопирит, халькопирит, шеелит 2. Молибденит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, Bi-Te, золото, электрум, гессит и др.	1. Пирит, золото, реже др. редкие и шеелит 2. Арсенопирит, халькопирит, пирротин, золото, шеелит; золото, пирит, халькопирит; золото Sb-As минералы. 3. Золото
Околорудные изменения	Альбит-серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые, березиты, пропилиты	Кварц-серицитовые, березиты, лиственитты, гумбеиты, пропилиты, карбонат-хлоритовые, дорудные -биотититы, скарны, грейзены	Кварц-серицитовые, березиты, лиственитты, гумбеиты, разнообразные дорудные метасоматиты шир-зон
Рудовмещающие коплексы	Вулканогенно-осадочные комплексы кислого-среднего состава, углерод-содержащие сланцы, полосчатые формации с сульфидами	Диориты, кварцевые диориты, гранитные, гранит-порфировые тела и дайки, сиениты. Различные породы на их контактах	Различные от ультраосновных до средних и кислых, интрузивные тела и вулканогенно-осадочные толщи
Магматические формации, близкие по возрасту оруденению	Дацит-риолитовый вулканизм	Диориты, кварцевые диориты, гранитные, гранит-порфировые тела и дайки	Связь отсутствует, реже предполагается с гранитоидами и дайками
Метаморфизм	Региональный от зеленослацевой до амфиболитовой фации	Зеленосланцевая–эпидот-амфиболитовая фация	Зеленослацевая–амфиболитовая фация
Рудоконтролирующие структуры	Литолого-стратиграфический или структурный	Зоны рассланцевания обрамляющие гранитоидные тела и контакты даек, трещинно-купольные структуры	Субмеридиональные, субширот-ные, СЗ и СВ сдвиговые зоны, зоны наложенного рассланцевания, жильные. Связь с региональными тектоническими структурами
Морфология рудных тел	Пластовые, вкрапленно-полос-чатые, линзовидные, секущие вкрапленно-прожилковые, жилы	Жилы, прожилки, вкрапленно-прожилковые тела, штокверки	Жилы, линейные штокверки, вкрапленно-прожилковые тела
Геодинамическая обстановка формирования	Аккреционная стадия развития. Островодужная, задуговая	Коллизионная стадия развития. Островодужная и окраинно-континентальная	Коллизия Карельского кратона с островодужными системами и с Беломорской СО. Коллизия Карельского кратона Свекофеннской СО
Примеры месторождений и рудопроявлений	Ведлозерское, Парандово, Нялмозерское, Эльмус, Золотые Пороги, Северо-Вожминское, Соанвара. М-я Главного сульфидного пояса. Финляндия	AR_2: Заломаевское рудное поле, Таловейс, Берендей, Лобаш, Центральное, Ялонвара. PR_1: Рудное поле Пякуля	AR_2: Педролампи, Новые Пески, Рыбозеро, Золотые Пороги, Половнино, Таловейс, Южно-Костомукшское. PR_1: Майское, Воицкое, Фаддейн-Келья и др.

ждается низкотемпературными метасоматитами. Месторождение Педролампи (1 – 40 г/т, ср. 1 – 5.9 г/т) приурочено к хлоритовым сланцам и полимиктовым конгломератам вблизи контакта с ятулийскими кварцевыми конгломератами и локализуется в узле пересечения СЗ и СВ систем рассланцевания и золото-сульфидно-кварцевых жил [14]. Все многочисленные проявления в шир-зонах относятся к группе орогенических рудных объектов. Гидротермально-метасоматические преобразования оказали существенное влияние или были ведущими в формировании многих архейских месторождений и проявлений золота (Таловейс, Рыбозеро, Золотые Пороги и др.), причем в одних и тех же зонах часто бывают проявлены как позднеархейские, так и поздние палеопротерозойские (свекофеннские) процессы.

В сумийско-сариолийскую эпоху (2.55 – 2.3 млрд. лет) на территории Карелии заложились СЗ рифтогенные структуры, СВ трансформные разломы и происходило внедрение даек и расслоенных базит-гипербазитовых интрузий. С ними связаны проявления хромитовых и титаномагнетитовых руд магматического генезиса с МПГ и примесью золота. В орогенической обстановке на СВ окраине Карельского кратона в Лехтинской структуре формировались кварц-полевошпатовые порфиры (2.4 млрд. лет), с которыми связаны золото-сульфидно-кварцевые жилы. В центральной Карелии накапливались кварцевые и полимиктовые конгломераты и андезибазальты. Сумийские кварцевые порфиры и отчасти более древние породы послужили источником вещества при разрушении и последующем накоплении кварцевых конгломератов сариолия (железноворотинская свита) и затем ятулия. Более значительные концентрации золота в палеопротерозойских толщах встречаются в связи с их поздними метасоматическими преобразованиями свекофеннского этапа.

В ятулийское время (2.3 – 2.1 млрд. лет) в платформенных условиях русловых и прибрежных фаций происходит отложение кварцито-песчаников [22]. С ними связаны палеороссыпные Au-Cu-Co-содержащие проявления – Риговаракское, Маймъярвинское, Ятулий-1 и др. В СЗ шир-зонах в кварцевых конгломератах сформировались более значительные концентрации золота (Маймъярвинское: Au до 10 г/т, ср. 3.5 г/т) [20 - 22]. Накопление сульфидных медных руд в ятулийских песчаниках связано с более поздними наложенными гидротермальными процессами. Наиболее высокие его концентрации были установлены на месторождении Воронов Бор в зонах вторичного окварцевания по базальтам и кварцито-песчаникам (до 2.4 г/т) [1]. В людиковийское время (2.1 – 1.9 млрд. лет) на кратоне в троговых окраинных бассейнах (в пределах рифтогенных структур) происходит накопление сульфид-содержащих углеродистых толщ с повышенными концентрациями Cu, Co, V, Ti. Особую роль в формировании рудопроявлений Онежской структуры, как показали работы «Невскгеология» сыграли зоны СЗ складчато-разрывных деформаций и метасоматического (щелочного) преобразования пород, сопровождавшиеся последовательным формированием альбититов, более поздних слюдитов и кварц-карбонатных жил. Эти зоны характеризуются перекристаллизацией сингенетичной сульфидной вкрапленности, привносом рудогенных элементов (U, Au, Pt, Pd, Mo, Se) и отложением благороднометалльных-Cu-U-V руд месторождений Падминской группы Онежской структуры [19, 21, 24].

В свекофеннскую эпоху (1.9 – 1.86 млрд. лет) в ЮЗ обрамлении Карельского кратона над зоной субдукции СВ направления заложилась островная дуга. Вулканизм кислого-среднего состава на территории Финляндии сопровождался колчеданно-полиметаллическими рудами с повышенными концентрациями серебра и золота (Главный сульфидный пояс: месторождения полиметаллических руд Виханти, Пюхасалми). На коллизионном этапе происходит внедрение разнообразных гранитоидов в интервале времени 1.88 – 1.8 млрд. лет и формирование различных золоторудных месторождений [26, 27]. С раннеорогенными тоналитами комплекса Осиконмяки связаны золото-сульфоарсенидно-кварцевые месторождения в Финляндии и объекты рудного поля Пякюля в Карелии [3, 26, 27]. В Лапландском ЗП золоторудные месторождения свекофеннского возраста сформировались в СЗ шир-зоне (линия Сиркка): это месторождения Саттопора, Кутувуома, Пахтаваара, Суорикуосикко. К СВ сдвиговым зонам приурочены объекты рудного поля Куусамо в Финляндии, месторождение Майское (Au 1–580 г/т, ср. 7.63 г/т) и другие многочисленные проявления в Паана-Куолаярвинской структуре в СЗ Карелии [21]. Месторождения локализуются в СВ сдвиговых зонах, представлены золотосульфидным или золото-кварцевыми формационными типами, раннеорогенный гранитоидный магматизм на площади их развития практически не выявлен.

В центральных частях Карельского кратона золоторудные проявления свекофеннского возраста формировались исключительно в зонах складчато-разрывных дислокаций, рассланцевания и метасоматического преобразования, преимущественно в узлах СЗ и СВ пересечения свекофеннского возраста. Они сопровождались метасоматитами (разной кислотности-щелочности), наложившимися на разные породы и представленными альбититами (рудопроявление Шуезерское, Медные горы, Светлое), либо березитами или др. метасоматитами (месторождение Воицкое, Майское, Фаддейн-Келья). Золото-содержащая сульфидно-кварцевая (или карбонат-кварцевая) вкрапленная или жильная минерализация известна в Лехтинской, Выгозерской, Елмозерской, Маслозерской, Янгозерской, Туломозерской и многих других структурах и представлена золото-халькопирит-кварцевыми, золото-кварцевыми,

полисульфидно-кварцевыми жилами месторождений и рудопроявлений – Воицким, Орчень-губа, Шуезерское, Фаддейн-Келья, Колос [1, 4].

Заключение

Локализация орогенических золоторудных объектов Карелии зависит от их геодинамической позиции и, также как в ЗП других регионов мира, связана с эволюций геологических структур над зонами субдукции и обусловлена формированием сдвиговых зон в связи с коллизионными процессами. Золотопродуктивными комплексами аккреционной стадии орогенного развития являются разнообразные вулканогенно-осадочные толщи, накапливающиеся в островодужной или активной окраинно-континентальной обстановке и субвулканические и интрузивные тела кислого–среднего составов. Для коллизионных стадий, как позднеархейского, так и позднего палеопротерозойского этапов развития, большое значение приобретают зоны сдвиговых деформаций, метасоматической проработки и прокварцевания, наложенные на разные породы. Ранние метасоматические преобразования в шир-зонах изофациальны метаморфизму, околорудные и околожильные изменения формировались при снижении PT-параметров. Околорудные и околожильные изменения формировались в условиях растяжения и приоткрывания трещин, они представлены березитами, лиственитами, гумбеитами, кварц-серицитовыми метасоматитами или пропилитами. Золоторудные проявления и небольшие месторождения в докембрии Карельского кратона и его обрамления на территории Карелии и Финляндии относятся преимущественно к гипо- и мезотермальным, с отложением золота преимущественно в условиях средних температур, независимо от глубинности и фации метаморфизма (Т от 500 - 360^{o}C до 140-40^{o}C) [10, 12]. Основные типы золоторудных и золото-содержащих проявлений представлены золото-сульфидной (или Sb-As) и золото-кварцевой рудными формациями и разнообразными минеральными типами, среди которых доминируют золото-пиритовый, золото-арсенопиритовый (или золото-бертьерит-арсенопиритовый), золото-полисульфидный (с висмуто-теллуридами).

Литература

1. Голубев А.И., Кулешевич Л.В. Перспективы золотоносности протерозойских образований Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2001. С.15-25.
2. Иващенко В.И., Лавров О.Б. Магматогенно-рудная (Mo, W, Cu, Au) система ялонварского вулкано-плутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск. 1994. 128 с.
3. Иващенко В.И., Ручьев А.М., Лавров О.Б., Кондрашова Н. И., Терновой А.Н. Эндогенная золоторудная система Суйстамского плутонического комплекса (Северное Приладожье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2004. № 7. С. 127–146.
4. Кулешевич Л.В. Альбититы в протерозойских образованиях Карелии и их золотоносность. Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2001. С.33-39.
5. Кулешевич Л.В. Кислый магматизм и золотое оруденение Костомукшской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2002. №5. С. 59–72.
6. Кулешевич Л.В. Минералогия докембрийского золоторудного месторождения Рыбозеро (Восточная Карелия) // Записки РМО. 2003. № 6. С. 34–44.
7. Кулешевич Л.В. Эволюция эндогенных режимов и стадийность золотого рудообразования в Костомукшской структуре // ДАН. 2004. Т. 396. №6. С.808–812.
8. Кулешевич Л.В. Золотоносность Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса (Восточная Карелия) // ДАН, 2004. т. 396, №6, с. 808-812.
9. Кулешевич Л.В. Эволюция эндогенных режимов формирования золотого оруденения Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. 2006. С. 81-99.
10. Кулешевич Л.В. Условия образования золоторудных месторождений и проявлений в докембрии Карельского кратона // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск. 2007. С. 58-62.
11. Кулешевич Л.В. Золотое оруденение в докембрии Карелии // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. Петрозаводск. 2007. С. 53-57.
12. Кулешевич Л.В. Геодинамические режимы развития территории Карелии и соответствующие им обстановки формирования золотого оруденения // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России. Материалы Всерос. Конф. 12-15 ноября 2007 г. П. С. 207-210.
13. Кулешевич Л.В., Васюкова О.В., Фурман В.Н. Минералогия и условия формирования золоторудных проявлений Костомукшской структуры по данным газово-жидких включений // Записки РМО.2005. № 5.С.19–31.
14. Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Месторождение Педролампи и золоторудные проявления Эльмусской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. Вып. 10. С.140-158.
15. Кулешевич Л.В., Костин В.А. Кислый магматизм и золоторудная минерализация Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. П. 2003. С. 44-57.

16. Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Коротаева Н.Н. Минералогия руд и околорудно-измененных пород золото-полиметаллического месторождения Лобаш-1 (Карелия) // Записки РМО. 2004. № 4. С.39–51.

17. Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Федюк З.Н. Золотоносность колчеданных руд Каменноозерской структуры (Восточная Карелия) // Записки РМО. № 6. 2006. С. 39-48.

18. Кулешевич Л.В., Фурман В.Н. Таловейс – докембрийское золоторудное месторождение в Костомукшской структуре (западная Карелия) // Региональная геология и металлогения. 2006. № 28. С 102-112.

19. Леденева Н.В., Пакульнис Г.В. Минералогия и условия образования уран-ванадиевых месторождений Онежской впадины (Россия) // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 3. С. 258–268.

20. Леонтьев А.Г., Юдин С.Н., Дягтерева Т.А. Отчет по теме «Составление регистрационной карты золотоносности Республики Карелия масштаба 1:500000 с кадастрами месторождений, рудопроявлений, пунктов минерализации и площадных геохимических (участков), перспективных на золото». ТГФ. 1997.

21. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. 2006. с.

22. Негруца В.З. Докембрийская формация кварцевых конгломератов Балтийского щита. Апатиты, 1990. 255 с.

23. Нилов М.Ю., Юдин. С.Н., Кулешевич Л.В. Геологическое строение и гефизические исследования Северной Приграничной площади зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Тулос // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. 2006. С. 100-120.

24. Полеховский Ю.С., Волошин А.В., Тарасова И. П., Пахомовский Я.А., Крецер Ю.Л. Новый тип палладий-содержащей минерализации в метасоматитах Карелии // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1991. № 7. С. 86–95.

25. Geological development, gold mineralization and exploration methos in the Cate Archean Hattu Shist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Ed. by Pekka A. Nurmi and P. Sorjonen-Ward // Geological Survey of Finland. Sp. paper 17. Espoo. 1993. 386 p.

26. Eilu P. Fingold – a public database on gold deposits in Finland // Geological Survey of Finland. Rep. of Invest.146. Espoo, 1999. 224 p.

27. Sundblad K. Metallogeny of gold in the Precambrian of Northern Europe // Economic geology. 2003. Vol. 98. P. 1271-1290.

ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ РУДОГЕНЕЗА НА ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВМЕЩАЮЩИХ ГОРНЫХ ПОРОД МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕЛЛАПАКХ

В.В. Лащук[1], Н.Н. Галкин[2], Т.Т. Усачева[1]

[1]Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева КНЦ РАН, Апатиты, lachuk@chemy.kolasc.net.ru

[2]ЗАО Блэк Фокс Ресорсез, Мончегорск, geologbfr@com.mels.ru

Медно-молибденовое месторождение Пеллапакх содержит серебро, золото, является представителем формации вторичных кварцитов или может быть отнесено к медно-порфировой формации [1, 2]. Оно располагается в пределах Кольско-Норвежского блока, который претерпел наложенный, аллохтонный раннепротерозойский метаморфизм андалузит-силиманитового типа в период 2400 - 1800 млн. лет [8, 9]. Месторождение приурочено к сочленению двух разломов: меридионального и северо-западного, совпадающего с директивным простиранием зоны Колмозеро-Воронья [2, 4]. Вмещающие породы представлены серицит-кварцевыми сланцами – метасоматическими образованиями, развивающимися по кварцевым порфирам. Они прорываются интрузиями гранит-пегматитов, дайками долеритов и содержат пластовые тела метагаббро. Сами же рудные тела отвечают линейным штокверкам, крутопадающим на северо-восток. Наиболее богатое оруденение приурочено к рудным столбам. Сами руды представляют собой полосчатые метасоматиты фации кислотного выщелачивания с прожилками кварца и сульфидной халькопирит-пиритовой вкрапленностью, достигающей 5 - 10 об.% [2].

Цель настоящей работы – установить влияние процессов рудогенеза на вмещающие горные породы медно-молибденового месторождения Пеллапакх. Для достижения этой цели проведен комплекс исследований, включающий изучение минерального состава, структурных показателей, физико-механических свойств, которые обычно используются для решения инженерно-геологических задач и оценки горных пород в качестве сырья для производства строительных материалов. Эти исследования представляют собой начальный этап изучения поликомпонентных руд, посвящены изучению взаимозависимостей сульфидной минерализации с физико-механическими свойствами рудовмещающих горных пород. Объектами для исследований послужили пробы (керн диаметром 58 мм) вмещающих пород и руд, которые отобраны по разведочным скважинам РДД-3, РДД-16 и РДД-18. Генеральная выборка физико-механических показателей включает весьма представительную выборку кварцевых метасоматитов

(n=34), представительные выборки – плагиосланцев (n=12), вторичных кварцитов (n=9), кварцевых порфиров (n=14) и не представительные выборки – долеритов (n=5), гранит-пегматитов (n=3).

Макроскопическое изучение кернового материала показало, что в минерализованной зоне наряду с рудосодержащими сланцами, кварцевыми порфирами выделяются кварцевые метасоматиты и вторичные кварциты (табл. 1).

Таблица 1.

Минеральный состав и структурные показатели горных пород медно-молибденового месторождения «Пеллапакх»

Структурное положение	Порода[1]	Главные и второстепенные минералы[2]. об.%							Вторичные минералы. вредные примеси[3]. об.%					Структурные показатели горных пород[4]			
		Q	Pl	Fsp	Hbl	And	Ol	Ep	Mu	Me	Bt	Pel	Serp	Dcp	Кф	Кнр	Кнф
руд-ная зона	Qporf	**55.5**[5]	9.9	5.1	-	-	-	-	23.2	4.8	1.5	-	-	0.11	**2.12**	**9.53**	1.93
	Q met	28.3	14.0	19.6	-	-	-	-	**34.2**	3.9	-	-	-	**0.20**	2.02	4.67	5.28
	q	39.7	22.3	**27.7**	-	-	-	-	3.4	5.1	-	1.8	-	0.08	1.58	4.13	6.13
	SHL	30.8	**28.1**	19.0	6.3	2.7	-	-	2.7	1.4	9.0	-	-	0.09	1.83	**8.89**	4.49
жила	GR	19.7	24.3	**32.0**	-	-	-	-	24.0	-	-	-	-	**0.35**	1.60	5.64	2.25
дайка	DOL	1..6	**53.3**	-	20.3	-	5.9	2.2	-	**5.8**	4.9	4.0	2.0	**0.29**	**2.19**	3.44	6.05
Статистические показатели выборки горных пород рудной зоны																	
Число значений		4	4	4	1	1	-	-	4	4	2	1	-	4	4	4	4
Среднее		38.6	18.6	17.9	1.6	0.7			15.9	3.8	2.6	0.5		0.12	1.89	6.81	4.46
Доверительный интервал при P=0.95		26.6 - 50.6	10.6 - 26.6	8.8 - 27.0					0.8 - 31.0	2.2 - 5.4				0.07 - 0.17	1.65 - 2.11	4.05 - 9.55	2.68 - 6.22
Коэффициент вариации		0.32	0.44	*0.52*					*0.98*	0.44				*0.46*	0.13	0.41	0.41

Примечание:

1. Горные породы: Q porf – кварцевый порфир (проба № 16-012, h=108.8 м, количество определений минеральных зерн n=165), Q met – кварцевый метасоматит (№ 16-027, h=271.6 м, n=215), q – вторичный кварцит (№ 18-021, h=196.6 м, n=188), SHL – биотитовый сланец (№ 16-014, h=129.5 м, n=180), GR – гранит, гранит-пегматит (№ 16-025, h=241.1 м, n=125), DOL – долерит (№ 16-018, h=163.3 м, n=168).

2 – Минералы: Pl – плагиоклаз, Fsp – калишпат, Ol – оливин, Hbl – роговая обманка, Q – кварц, And – андалузит, Ep – эпидот, Me – рудные минералы (магнетит, пирит и молибденит), Pel – пелитовые частицы гидрооксидов железа, Bt – биотит, Mu – мусковит, Serp – минералы группы серпентина.

3 – ГОСТ 8267-93. Щебень и гравий из плотных горных пород для строительных работ. Технические условия.

4 – Структурные показатели горных пород: Dcp – средний размер минеральных зерен, Кф – коэффициент формы зёрен, Кнр и Кнф – коэффициенты неоднородности горных пород по размеру и форме минеральных зерен [7].

5 – Жирным шрифтом выделены и подчеркнуты значения, которые соответственно выше и ниже доверительного интервала среднего значения выборки пород рудной зоны. Курсивом выделены значения коэффициента вариации ≥ 0.50.

Горные породы преимущественно тонкокристаллические, интенсивно рассланцованы, серицитизированы и окварцованы. Ниже приведены минералого-петрографические особенности этих изменённых пород, а также гранит-пегматитов и метадолеритов.

Кварцевые порфиры (риолиты палеотипные [6]) содержат кварц – 55.5, мусковит 23.2, плагиоклаз – 9.9, калишпат – 5.1, рудные минералы – 4.8 и биотит – 1.5 об.%. Они слабо пиритизированы и по плоскостям сланцеватости наблюдаются примазки молибденита. Средний размер минеральных зерен 0.11 мм, коэффициент формы зерен породы 2.12, коэффициенты неоднородности минералов по размеру и форме 9.53 и 1.93. Породы характеризуются максимальным содержанием кварца, максимальными значениями коэффициента формы зерен и коэффициента неоднородности породы по размеру зерен, а также минимальным значением коэффициента неоднородности породы по форме минеральных зёрен. Это можно объяснить существенным влиянием кварца.

Кварцевые метасоматиты – это интенсивно мусковитизированные, перекристаллизованные породы, содержащие от 5 - 10 до 15 - 20 об.% порфиробластов кварца и 3 - 5 об.% кварцевых прожилков. Минеральный состав: мусковит – 34.2, кварц – 28.3, калишпат – 19.6, плагиоклаз – 14.0 и рудные минералы – 3.9 об.%. В этой разновидности кварцсодержащих пород рудные минералы представлены, как правило, крупными идиоморфными кристаллами пирита. Средний размер минеральных зерен 0.20 мм, коэффициент формы зерен породы 2.02, коэффициенты неоднородности минералов по размеру и форме 4.67 и 5.28. В рудной зоне они отличаются максимальным содержанием мусковита и максимальной зернистостью.

Вторичные кварциты – микрокристаллические слюдисто-кварцевые метасоматиты по кварцевым порфиритам. Они содержат кварц – 39.7, калишпат – 27.7, плагиоклаз – 22.3, рудные минералы – 5.1, мусковит – 3.4 и пелитовые частицы гидрооксидов железа – 1.8 об.%. Средний размер минеральных зерен 0.08 мм, коэффициент формы зерен породы 1.58, коэффициенты неоднородности минералов по размеру и форме 4.13 и 6.13. Вторичные кварциты отличаются максимальным содержанием калишпата, минимальной зернистостью и максимальной изометричностью зёрен. Об этом свидетельствует минимальное значение коэффициента формы минералов, слагающих породу.

Плагиосланцы – метаморфические породы, содержащие преимущественно кварц, полевые шпаты, тёмноцветные минералы и включающие порфиробласты андалузита. По минеральному составу выделяются биотит-серицит-кварцевые, биотит-амфиболовые, амфибол-биотит-кварцевые разновидности. Горные породы вследствие калий-кремнеземного метасоматоза калишпатизированы и мусковитизированы. По структуре различаются микросланцы от тонко- до среднезернистых, а по текстуре – сланцеватые, полосчатые. Минеральный состав плагиосланцев: кварц – 30.8, плагиоклаз – 28.1, калишпат – 19.0, биотит – 9.0, амфибол – 6.3, мусковит – 2.7, андулазит – 2.7 и рудные минералы – 1.4 об.%. Средний размер минеральных зерен 0.09 мм, коэффициент формы зерен породы 1.83, коэффициенты неоднородности минералов по размеру и форме 8.89 и 4.49. Плагиосланцы отличаются от других пород рудной зоны наличием андалузита, высоким содержанием биотита и амфибола, высокой неоднородностью минеральных зерен по размеру.

Граниты включают собственно лейкократовые турмалин-мусковитовые граниты и жильные тела пегматитов. Минеральный состав пегматита: калишпат – 32.0, плагиоклаз – 24.3, мусковит 24.0, и кварц – 19.7 об.%. Средний размер минеральных зерен 0.35 мм, коэффициент формы зерен породы 1.60, коэффициенты неоднородности минералов по размеру и форме 5.64 и 2.25. Мусковитизированные плагиоклаз-калишпатовые пегматиты характеризуются максимальным содержанием калишпата, максимальным размером минеральных зёрен, высокой однородностью формы минералов и равномерностью распределения этой формы в горной породе.

Метадолериты характеризуются меланократовым обликом, являются промежуточной разновидностью метагаббро-диабаза, оливинсодержащего, обычно амфиболизированного и мелко-среднезернистого. Минеральный состав пород: плагиоклаз – 53.3, роговая обманка – 20.3, оливин – 5.9, рудные минералы – 5.8, биотит – 4.9, пелитовые частицы гидрооксидов железа – 4.0, эпидот – 2.2, серпентин – 2.0 и кварц – 1.6 об.%. Средний размер минеральных зерен 0.29 мм, коэффициент формы зерен породы 2.19, коэффициенты неоднородности минералов по размеру и форме 3.44 и 6.05. Породы обладают среднезернистой структурой, а вследствие амфиболизации отличаются максимальным показателем коэффициента формы зерен породы, высокой однородностью по размеру и одновременно высокой неоднородностью по форме минералов.

Анализ минерального состава показывает, что в минерализованной зоне отмечается увеличение содержания плагиоклаза в следующей последовательности: кварцевые порфиры > кварцевые метасоматиты > вторичные кварциты > плагиосланцы. Весьма изменчивым показателем является содержание мусковита (Квар=0.98), изменчивыми – содержание сульфидных минералов (Квар=0.59), калишпата (Квар=0.52) и среднего размера минеральных зёрен (Квар=0.46). Среднее содержание сульфидов, установленное макроскопическими исследованиями образцов керна, составляет для Q porf, Q met, q, SHL – 1.8, 2.1, 2.2, 2.1 об.% соответственно. То есть, отмечается тенденция увеличения содержания сульфидных минералов в процессе метасоматического преобразования кварцевых порфиритов в плагиосланцы.

Средние значения физико-механических свойств горных пород и руд медно-молибденового месторождения «Пеллапакх» приведены в таблице 2.

Анализ результатов физико-механических исследований показал, что в рудной зоне наиболее существенные преобразования претерпели кварцевые метасоматиты и плагиосланцы.

Кварцевые метасоматиты имеют прочность при сжатии в сухом состоянии 55.7 МПа, что на 34 % ниже прочности гранита, который близок к этим породам по зернистости и содержанию мусковита. Породы разупрочнены, катаклазированы, амфиболизированы. Об этом свидетельствуют максимальные значения водопоглощения и пористости, которые составляют соответственно 0.31 и 1.09 %.

Плагиосланцы, обладающие микрокристаллической структурой, рассланцованы, интенсивно милонитизированы, как и кварцевые метасоматиты, отличаются низкой прочностью (53.4 МПа). Однако, это более плотные породы, у которых средняя плотность составляет 2.77 г/см^3, водопоглощение – 0.09 %, пористость – 0.63 %. Такие горные породы обладают низкой фильтрационной способностью и обычно служат как бы «экраном» для рудных растворов [3].

Меньшие изменения коснулись кварцевых порфиров и вторичных кварцитов. Об этом свидетельствуют их физико-механические свойства. Эти горные породы близки между собой по плотности, пористости и упругим свойствам. Однако, *кварцевые порфиры* отличаются более высоким водопоглощением (0.21 %), а *вторичные кварциты*, кварцитоподобные, калишпатизированные породы характеризуются низким водопоглощением (0.13 %) и более высокой прочностью (109.3 МПа).

Анализ физико-механических показателей горных пород рудной зоны показал, что наиболее изменчивым является прочность при сжатии в сухом состоянии, изменчивыми – средняя плотность и пористость, менее изменчивыми – водопоглощение, истинная плотность и прочность при растяжении, а наименее изменчивыми – упругие свойства.

Корреляционным анализом установлено, что содержание сульфидных минералов в наиболее представительной выборке (n = 35) кварцевых метасоматитов тесно взаимосвязано с увеличением средней и истинной плотности (R = 0.56). Это обуславливает уменьшение естественной влажности, водопоглощения и пористости (R = -0.33). В разупрочненных

Таблица 2.

Средние значения физико-механических свойств горных пород и руд медно-молибденового месторождения Пеллапакх

Горная порода[1]	Статистические показатели[2]	Водопоглощение, $W_{ст}^{3}$, %	Средняя плотность, г/см^3	Истинная плотность, г/см^3	Пористость, %	Прочность при сжатии в сухом состоянии, МПа	Прочность при растяжении, МПа	Динамический модуль упругости, Е, ГПа	Модуль Сдвига G, ГПа
РУДНАЯ ЗОНА, в том числе:	n	55	70	55	55	52	36	69	70
	Хср	0.25	2.73	2,77	0.95	71.4	15.6	49.8	19.5
	$Инт_{дов}$	0.11-0.39	2.72-2.74	2.76-2.78	0.50-1.42	60.0-82.8	14.2-17.0	46.2-53.4	18.1-20.9
	Квар	*2.06*	0.02	0.02	*1.85*	*0.59*	0.27	0.31	0.31
Q porf	n	9	14	9	9	13	6	14	14
	Хср	0.21	2.70[4]	2.73	0.93	81.5	17.1	48.5	18.5
	$Инт_{дов}$	0.17-0.25	2.68-2.72	2.71-2.75	0.75-1.11	58.2-104.8	14..2-20.0	42.5-54.5	16.4-20.6
	Квар	0.24	0.01	0.01	0.28	*0.53*	0.21	0.23	0.21
Q met	n	30	34	31	31	20	17	34	34
	Хср	0.31	2.73	2.77	1.09	55.7	14.8	44.1	17.9
	$Инт_{дов}$	0.07-0.55	2.71-2.75	2.75-2.79	0.27-1.91	38.2-73.2	12.6-17.0	38.0-50.2	15.7-20.1
	Квар	*2.14*	*0.03*	0.01	*2.14*	*0.71*	0.31	0.41	0.36
q	n	2	9	2	2	9	7	9	9
	Хср	0.13	2.69	2.71	0.92	**109.3**	16.5	46.1	18.0
	$Инт_{дов}$		2.68-2.70			86.5-132.1	13.7-19.3	40.6-51.6	15.8-20.2
	Квар		0.00			0.32	0.23	0.18	0.19
SHL	n	12	12	12	12	9	3	12	12
	Хср	0.09	**2.77**	2.79	0.66	53.4	13.7	**66.4**	**26.1**
	$Инт_{дов}$	0.07-0.11	2.74-2.80	2.76-2.82	0.50-0.82	35.6-71.2	7.8-19.6	60.1-72.6	23.7-28.5
	Квар	0.45	0.02	0.02	*0.46*	*0.51*	0.39	0.17	0.17
GR	n	3	3	3	3	3	1	3	3
	Хср	0.16	2.63	2.65	0.63	84.7	11.0	34.7	13,6
	$Инт_{дов}$	0.14-0.18	2.62-2.64	2.64-2.66	0.38-0.88	27.1-142.3		32.0-37.4	12.6-14.6
	Квар	0.10	0.00	0.00	0.34	*0.60*		0.07	0.06
DOL	n	5	5	5	5	3	2	5	5
	Хср	0.06	**3.12**	**3.14**	0.52	**117.2**	**17.9**	**98.3**	**36.4**
	$Инт_{дов}$	0.00-0.12	3.02-3.22	3.05-3.23	0.25-0.79	70.0-164.4		90.0-106.6	33.4-39.4
	Квар	*1.45*	*0.04*	*0.03*	*0.60*	0.36		0.10	0.09

Примечание:

1. Горные породы: Q porf – кварцевый порфир, Q met – кварцевый метасоматит, q – вторичный кварцит, SHL – биотитовый сланец, GR – гранит, гранит-пегматит, DOL – долерит.

2. Статистические показатели: n – количество определений, Хср – среднее значение, $Инт_{дов}$ – доверительный интервал при P=0.95, Квар – коэффициент вариации.

3. $W_{ст}$ – стандартное двухсуточное водопоглощение по ГОСТ 9479-98.

4. См. примечание к таблице 1, пункт 5.

кварцевых порфирах (n=14) при увеличении содержания сульфидных минералов отмечается понижение прочности пород при растяжении (R= -0.62). В плагиосланцах (n=12) при увеличении содержания сульфидных минералов происходит понижение прочности пород при сжатии (R= -0.67) и увеличение водопоглощения и естественной влажности этих пород (R=0.54). Для выборки вторичных кварцитов существенных взаимозависимостей содержания сульфидных минералов с физико-механическими свойствами не установлено в виду небольшого количества проб (n=9). В целом, в рудной зоне горные породы интенсивно катаклазированы и рассланцованы. Наиболее неравномерно эти процессы проявлены в кварцевых метасоматитах и меньше в кварцевых порфирах, у которых коэффициенты вариации упругих свойств составляют соответственно 0.36-0.41 и 0.21-0.23 (смотри таблицу 2). Как видно, процессы сульфидной минерализации сопровождаются существенным понижением прочности, естественной влажности, водопоглощения и пористости, средней плотности.

Таким образом, процессы рудогенеза, связанные с кварц-калишпатовым метасоматозом сопровождаются разупрочнением пород. Сульфидное оруденение и сопуствующие ему молибденовая, золотая и серебряная минерализации взаимосвязаны с понижением прочности, увеличением влажности, водопоглощения, пористости и плотности пород. Отмечена тенденция увеличения содержания сульфидных минералов в процессе метасоматического преобразования кварцевых порфиров в плагиосланцы. В рудной зоне у метасоматитов и плагиосланцев установлено наиболее существенное понижение прочности, которое в среднем составляет 34 %. Выявлены индивидуальные осо-

бенности минерального состава, структурных показателей и физико-механических свойств горных пород, слагающих медно-молибденовое месторождение Пеллапакх. В кварцевых метасоматитах вследствие интенсивной перекристаллизации и мусковитизации установлено увеличение зернистости. Это обусловило повышение водопоглощения, пористости и существенное понижение прочности этих пород. Во вторичных кварцитах, тонкокристаллических калишпатизированных породах отмечено увеличение прочности. Для плагиосланцев характерна плагиоклазитизация, амфиболитизация и образование порфиробластов силиманита в условиях высоких температур. Это способствовало увеличению плотности, понижению пористости пород. Однако, вследствие интенсивного катаклаза и милонитизации, плагиосланцы отличаются низкой прочностью. Дальнейшие исследования предполагается направить на детальное изучение минерального состава, химического состава рудных компонентов и анизотропии упругих свойств. Это позволит более точно установить взаимозависимости рудной минерализации с физико-механическими свойствами горных пород и полнее интерпретировать процессы рудогенеза.

Литература

1. Гавриленко Б.В. Кладовые недр Кольского края. Апатиты: Изд. ООО «Апатит-Медиа», 2004, 93 с.
2. Геология рудных районов Мурманской области / В.И. Пожиленко, Б.В. Гавриленко, Д.В. Жиров, С.В. Жабин. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 359 с.
3. Звягинцев Л.И. Петрофизика рудоносных интрузивов. М.: Наука. 1993. 109 с.
4. Кудряшов Н.М., Галкин Н.Н. Геология, рудоносность и абсолютный возраст северо-западного зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья / Геология и минерагения Кольского региона. Труды Всероссийской научной конференции и IV Ферсмановской научной сессии. - Апатиты, Изд. К & М. 2007. С. 102 - 104.
5. Мультимедийный справочник по минерально-сырьевым ресурсам и горнопромышленному комплексу Мурманской области: Цифровой информационный ресурс. Ч. 1. Геология и минерально-сырьевые русурсы. Ч. 2. Горнопромышленный комплекс / Ред. Ф.П. Митрофанов, А.В. Лебедев. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2001.
6. Петрографический словарь / Ред. В.П. Петров, О.А. Богатиков, Р.П. Петров. М.: Недра. 1981. 496 с.
7. Ржевский В.В., Новик Г.Я. Основы физики горных пород. М.: Недра. 1978. 390 с.
8. Эндогенные режимы метаморфизма раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита). / В.П. Петров, О.А. Беляев, З.М. Волошина и др. Л.: Наука. 1990. 184 с.
9. Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии (на примере северо-восточной части Балтийского щита). / А.Н. Виноградов, И.Д. Батиева, М.М. Ефимов и др. СПб.: Наука. 1991. 198 с.

СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

К.В.Лобанов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН), Москва, lobanov@igem.ru

Металлогению Печенгского рудного района определяют крупные медно-никелевые месторождения [2, 3. 10]. Анализ геологических и металлогенических данных по этому району и сопредельным территориям России, Норвегии и Финляндии позволяет говорить о Печенгском рудном районе как об изолированном сегменте древней континентальной земной коры со своей историей геологического развития и закономерным сочетанием разновозрастного и разнотипного оруденения [6, 7].

Медно-никелевые месторождения Печенгского рудного поля являются вторым после Норильского района источником никеля в России и входят в первую пятерку этих месторождений в мире [3]. Все исследователи признают, что эти месторождения связаны с мантийным источником и процессами, пространственно и генетически ассоциируются с габбро-верлитовыми интрузиями, внедрившимися на заключительном этапе формирования раннепротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса, имеют первично магматическое происхождение и испытали воздействие метаморфических и гидротермальных процессов на свекофеннском этапе тектономагматической активизации Балтийского щита [2, 11]. Согласно интегральной геодинамической модели Печенского района металлогению главного карельского цикла определяют месторождения и рудопроявления Ni, Cu, ЭПГ и U, чередование обстановок сжатия и растяжения и параллельное развитие базальтоидного и гранитоидного магматизма [8]. История развития района в течение карельского цикла подразделена на четыре этапа: предрифтогенный, рифтогенный, коллизионный и постколлизионный [5, 7, 8].

Печенгское рудное поле занимает вполне определенное положение в разрезе северопеченгской серии и подчиняется общему тектоническому плану Печенгской структуры. Оно имеет форму вытянутой дуги, обращенной выпуклой стороной на северо-восток, и ограничено выходами продуктивной толщи, которая наклонена в южных румбах. В продуктивной толще залегает около трехсот габбро-верлитовых массивов, с которыми и ассоциируется сульфидное медно-никелевое оруденение. Месторождения Печенгского рудного поля объединяются в два рудных узла - Западный (Каула, Промежуточное, Котсельваара, Камикиви и Семилетка) и Восточный. (Спутник, Верхнее, Тундровое, Пильгуярвинское, Заполярное и Онки) [3]. Месторождения Восточного узла располагаются двумя субпараллельными ярусами, вытянутыми в восток-юго-восточном направлении на расстояние около 9 км в пределах продуктивной толщи (рис. 1). Здесь сосредоточены самые крупные месторождения, связанные с Пильгуярвинским габбро-верлитовым массивом. В Печенгском рудном поле выделяются три группы интрузивных пород, последовательно внедрявшихся в продуктивную толщу: безрудные габбро-диабазы, основные-ультраосновные породы и рудоносные дифференцированные габбро-верлитовые интрузивы, залегающие согласно с туфогенно-осадочными породами.

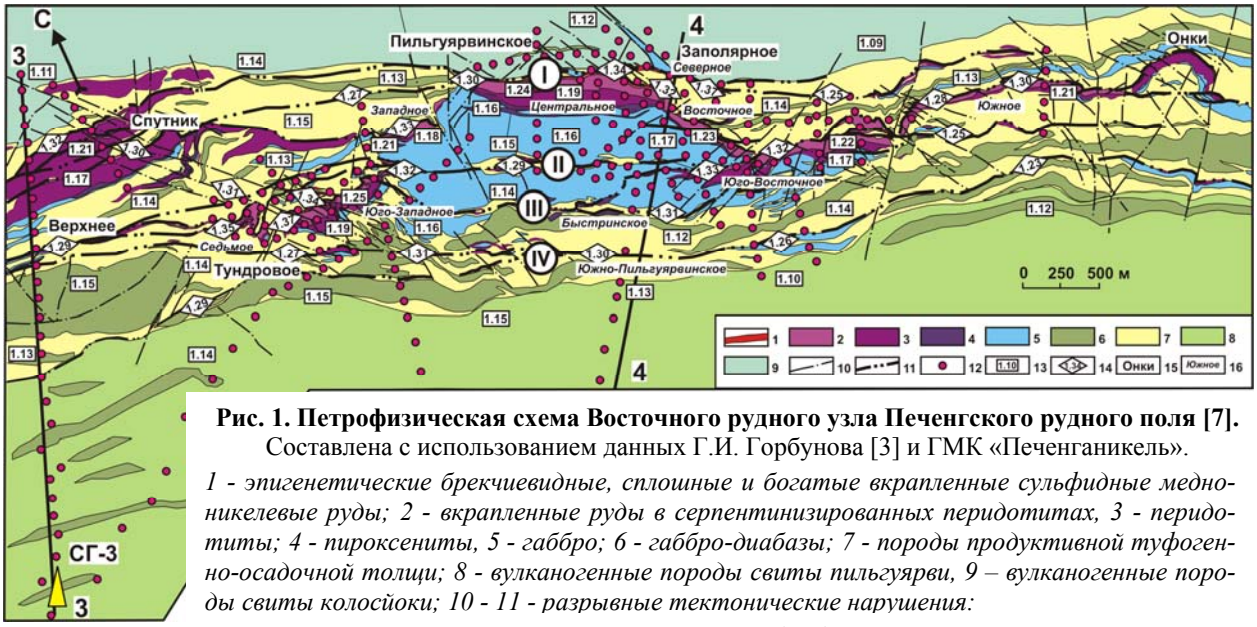


Рис. 1. Петрофизическая схема Восточного рудного узла Печенгского рудного поля [7].
Составлена с использованием данных Г.И. Горбунова [3] и ГМК «Печенганикель».

1 - эпигенетические брекчиевидные, сплошные и богатые вкрапленные сульфидные медно-никелевые руды; 2 - вкрапленные руды в серпентинизированных перидотитах, 3 - перидотиты; 4 - пироксениты, 5 - габбро; 6 - габбро-диабазы; 7 - породы продуктивной туфогенно-осадочной толщи; 8 - вулканогенные породы свиты пильгуярви, 9 – вулканогенные породы свиты колосйоки; 10 - 11 - разрывные тектонические нарушения: 10 - диагональные разломы, 11 - межпластовые тектонические зоны (I-IV); 12 - места отбора ориентированных образцов и участки детальных структурно-петрофизических исследований; 13-14 - средние значения KAVp для пород: 13 - тектонических блоков, 14 - межпластовых тектонических зон, 15 -месторождения медно-никелевых руд; 16 - рудные тела сульфидных медно-никелевых руд. СГ-3 - Кольская сверхглубокая скважина, 3 - 3 -линии разрезов.

Восточный рудный узел представляет собой крупную рудную залежь, нарушенную крутопадающим согласным сдвиго-надвигом, по которому рудоносный массив был разбит на два блока: северо-восточный, представляющий собой наиболее опущенную центральную часть Пильгуярвинского массива, и юго-западный, надвинутый по Верхней тектонической зоне (II) на первый блок [3, 11]. Исследование глубоких горизонтов этого массива выявило неоднократное сдваивание разреза интрузива, тектоническое выклинивание метаосадочных пород между его частями, наличие мощных межпластовых тектонических зон синметаморфического рассланцевания между отдельными его блоками (I-IV). Изучение разреза Кольской сверхглубокой скважины и месторождений медно-никелевых руд Восточного рудного узла позволило установить, что сульфидное медно-никелевое оруденение прослеживается на глубину более 2.5 км (рис. 2).

Структурно-петрофизическое изучение пород и руд Печенгского рудного района было основано на определении плотности, характеризующей литологический состав пород, и коэффициента объемной анизотропии упругих волн (KAVp), отражающего интенсивность тектонических деформаций синхронных с метаморфизмом. На основе этих исследований была разработана интегральная глубинная геодинамическая модель глубинного строения Печенгского рудного района, которая позволяет с новых позиций рассмотреть структурные условия формирования и локализации медно-никелевых месторождений Печенгского рудного поля [5]. Продуктивная толща, к которой приурочены все рудоносные габбро-верлитовые интрузивы, выделяется в разрезе северопеченгской серии не только пестротой литологического состава, но и резкой гетерогенностью разреза по физико-механическим свойствам пород [5, 7 - 9] (таблица 1). Именно эти свойства туфогенно-осадочных пород обусловили как локализацию никеленосных габбро-верлитовых интрузивов, так и возникновение межпластовых тектонических зон синметаморфиче-

ского рассланцевания с локализацией в них богатых эпигенетических брекчиевидных сульфидных медно-никелевых руд (рис. 1, 2).

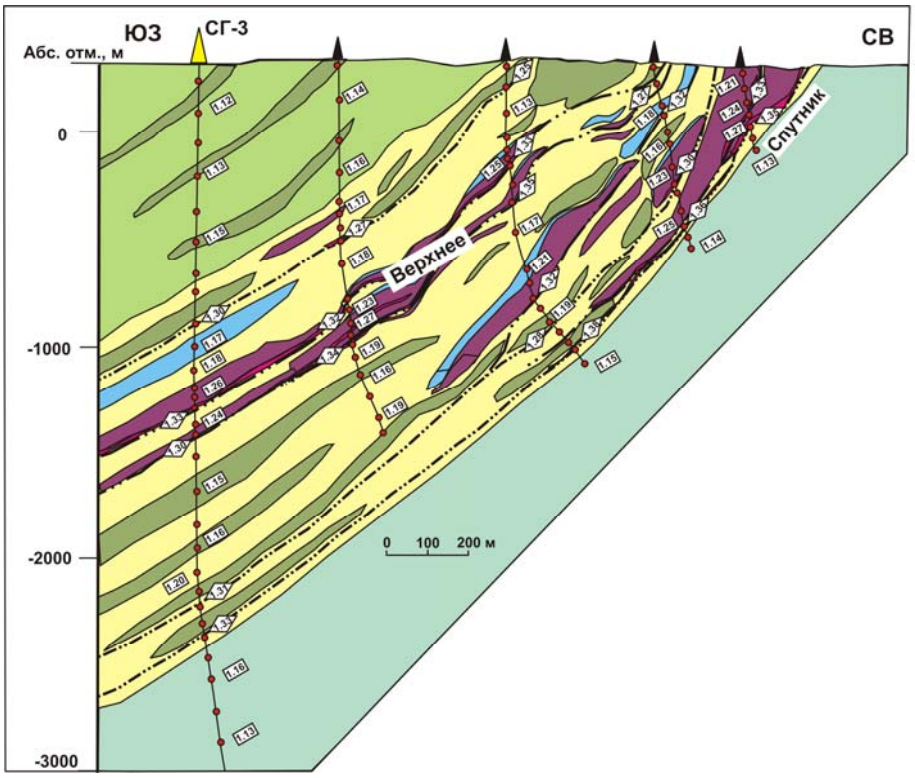


Рис. 2. Петрофизический разрез по линии 3-3 СГ-3 - месторождения Верхнее и Спутник Восточного рудного узла Печенгского рудного поля. [7].

Для туфогенно-осадочных пород продуктивной толщи характерны средние значения - плотность от 2.78-2.83 г/см^3 и KAVp - 1.15-1.17. По разрезу дифференцированных габбро-верлитовых интрузивов от габбро к пироксенитам, перидотитам и оруденелым перидотитам происходит изменение значений плотности 2.97 – 3.05 – 3.01 – 3.06 г/см^3 и KAVp 1.15 – 1.17 - 1.18 – 1.20 – 1.22. Для пород межпластовых тектонических зон синметаморфического рассланцевания характерны высокие значения KAVp до 1.33. Средние значения для пород толщи по плотности - 2.84 г/см^3 и KAVp - 1.19, тогда как вулканогенные породы свит пильгуярви и колосйоки перекрывающих и подстилающих ее характеризуются большей плотностью и меньшей анизотропией KAVp - 1.14 - 1.15.

Внутреннее строение никеленосных габбро-верлитовых интрузивов Печенгского рудного поля получает более обоснованное объяснение, если исходить из внедрения никеленосных магматических расплавов в горизонтально залегающие туфогенно-осадочные породы продуктивной толщи согласно интегральной геодинамической модели глубинного строения Печенгского района [4, 5, 7]. Это объясняет параллельность границ магматических дифференциатов никеленосных интрузивов, бедных и богатых вкрапленных руд наклонным контактам интрузивов с вмещающими породами, тектонический характер этих контактов и т.д.

По текстурным особенностям и составу сульфидные медно-никелевые руды Печенгского рудного поля разделяются на пять главных типов, для которых характерны следующие значения плотности и KAVp: 1) бедные вкрапленные в серпентинизированных перидотитах - 3.06 г/см^3, KAVp - 1.20; 2) богатые прожилково-вкрапленные в серпентинитах («серые» руды) 3.21 и 1.22; 3) брекчиевидные - 3.38 и 1.32; 4) сплошные сульфидные - 4.34 и 1.15; 5) прожилково-вкрапленные в филлитах - 3.06 и 1.22 [9]. Минеральный состав всех типов руд в отношении главных рудных минералов (пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит, пирит) одинаков, изменяются лишь количественные соотношения минералов [3].

В процессе протерозойских чешуйчато-блоковых деформаций резкая гетерогенность пород продуктивной толщи по упругим свойствам способствовала широкому развитию в ней межпластовых тектонических зон синметаморфического рассланцевания и будинированию габбро-верлитовых массивов. В перекрывающих вулканитах свиты пильгуярви, а также в мощных вулканических толщах подстилающей свиты колосйоки, плотность, порис-

тость, упругие характеристики пород колеблются в гораздо меньших пределах, а залегающие еще ниже по разрезу осадочные свиты обладают небольшой мощностью и более однородным литологическим составом, что отражается и на их физико-механических свойствах.

Таблица 1.

Петрофизические параметры пород продуктивной толщи, рудоносных габбро-верлитовых интрузивов и сульфидных медно-никелевых руд Восточного рудного узла

Породы	Кол-во образцов	Плотность, г/см^3	Пористость, %	Vp, км/с	Vs, км/с	KAVp
Метабазальты (IV-в) свиты пильгуярви	245	3.01	0.38	6.60	3.76	1.14
Песчаники масс и н/с	498	2.83	0.62	6.10	3.25	1.15
Песчаники, филлиты сланц.	670	2.78	0.84	5.97	3.13	1.17
Габбро-диабазы	242	2.95	0.46	6.24	3.30	1.12
Габбро	469	2.97	0.80	6.25	3.27	1.15
Пироксениты	224	3.05	0.63	6.29	3.26	1.17
Перидотиты	805	3.01	0.80	6.11	3.18	1.18
Бедные вкрапленные руды в серп. перидотитах	1366	3.06	0.89	6.05	3.06	1.20
Прожилково-вкрапленные руды в перидотитах	356	3.21	0.91	5.89	3.04	1.22
Брекчиевидные руды	126	3.38	1.32	5.28	2.76	1.32
Сплошные руды	84	4.34	1.11	4.83	2.39	1.15
Прожилково-вкрапленные руды в филлитах	275	3.06	0.79	5.70	3.03	1.22
Породы межпластовых тектонических зон	235	3.01	1.15	5.87	3.09	1.33
Метавулканиты (III-в) свиты колосйоки	286	3.01	0.74	6.39	3.53	1.15

На первично-магматические особенности строения никеленосных интрузивов наложили существенный отпечаток тектонические нарушения, возникшие на коллизионном этапе развития Печенгского района. Главную роль в формировании чешуйчато-блоковых структур Восточного рудного узла сыграли межпластовые тектонические зоны синметаморфического рассланцевания, которые привели к многоярусности в расположении рудных тел (см. рис. 2). О степени деформированности пород в каждом блоке и в этих тектонических зонах свидетельствуют вариации значений KAVp. Установлены критерии выделения этих зон, в которых независимо от состава исходных пород отмечается резкое возрастание значений KAVp до 1.35. Такие же величины KAVp характерны для брекчиевидных руд.

В Восточном рудном узле выделены четыре межпластовых тектонических зоны синметаморфического рассланцевания [3, 9]. Главная (I) зона проходит вдоль нижнего контакта Пильгуярвинского интрузива и контролирует размещение богатых брекчиевидных и сплошных сульфидных руд в Центральном, Западном и Восточном рудных телах, со значениями KAVp 1.27 - 1.37. На западном фланге месторождения она продолжается вплоть до месторождения Спутник. В восточном направлении от нее отходит прямолинейная зона, контролирующая размещение сплошных сульфидных руд месторождения Заполярное (KAVp - 1.34). Морфологически Главная зона выражена брекчированием и рассланцеванием оруденелых серпентинизированных перидотитов, местами оруденелой тектонической брекчией и сплошными сульфидными рудами. Верхняя (II) межпластовая тектоническая зона простирается параллельно Главной в 200 - 500 м выше по разрезу, падает на юго-запад под углом 70 - 80° и разбивает массив на два крупных блока: Главный, в низах которого расположены Западное, Центральное и Восточное рудные тела, и Верхний, где с ней непосредственно связаны богатые руды (KAVp – 1.28 - 1.32). В пределах Юго-Восточного и Южного рудных тел эта зона выражена оруденелой тектонической брекчией, реже богатыми брекчиевидными и сплошными сульфидными рудами. Третья (III) тектоническая зона проходит параллельно двум первым в 300 - 400 м выше по разрезу над Юго-Восточным и Южным рудными телами и контролирует локализацию Быстринского месторождения (KAVp – 1.25 - 1.31). Четвертая (IV) межпластовая тектоническая зона пересечена в самых верхах продуктивной толщи, в 300 - 400 м от перекрывающих вулканитов (KAVp – 1.25 - 1.31), но в ней отмечаются только маломощные линзовидные и пластовые тела ультраосновных пород.

Значения петрофизических параметров пород в межпластовые тектонические зонах синметаморфического рассланцевания характеризуются наиболее высокой плотностью, пористостью и KAVp. Высокая плотность объясняется наличием сплошных и брекчиевидных руд, а пористость - тем, что породы интенсивно рассланцованы и раздроблены. При метаморфизме и последующих гидротермально-метасоматических изменениях в этих зонах происходило формирование низкотемпературной ассоциации минералов (карбонат, хлорит, альбит, актинолит, сульфиды), которые снижали упругие параметры пород. Высокие значения KAVp (1.29 - 1.32) подтверждают, что породы в этих зонах формировались при интенсивных тектонических движениях в эпоху свекофеннской тектономагматической активизации Балтийского щита.

Богатые брекчиевидные руды, судя по их высокой анизотропии, являются составной частью межпластовых тектонических зон синметаморфического рассланцевания - KAVp 1.25 - 1.35. Однако происхождение их продолжает оставаться предметом дискуссий. Наиболее важным аргументом в пользу эпигенетического (постмагматического) происхождения этих руд является их связь с зонами дислокационного метаморфизма - синметаморфического рассланцевания, занимающими определенное положение в общей вертикальной метаморфической зональности протерозоя. Об этом свидетельствуют тесные срастания сульфидных минералов с силикатами в рассланцованных метаультрабазитах и метаосадочных породах, в то время как сульфидные минералы первично-магматических вкрапленных руд интенсивно замещаются гидросиликатами, и контрастное обогащение сульфидов тяжелым изотопом серы по мере перехода от вкрапленных руд в перидотитах к брекчиевидным рудам на контакте рассланцованных перидотитов и филлитов [1, 4, 7]. Соотношения сульфидов с силикатными минералами и часто встречающимся в брекчиевидных рудах кварцем свидетельствуют о значительной роли явлений замещения при образовании сульфидов, количество которых варьирует от 10 - 15 до 70 - 80% [2, 3].

Геологические и структурно-петрофизические данные свидетельствуют о первоначально субгоризонтальном залегании рудоносных габбро-верлитовых интрузий, возраст которых около 1990 млн. лет [11, 12]. На это указывают: тектонический характер контактов большинства никеленосных интрузивов как со стороны лежачего и висячего бока, так и по простиранию, наклонное залегание первичной расслоенности интрузивов, границ вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд и слоистости окружающих осадочных пород; отсутствие прямой корреляции между мощностью интрузивов и мощностью сульфидных медно-никелевых руд, более интенсивное развитие в продуктивной толще согласных тектонических зон синметаморфического рассланцевания по сравнению с нижележащими и вышележащими вулканогенными толщами.

При современной геологической изученности Восточного рудного узла нельзя дать точного ответа на вопрос о том, насколько чешуйчато-надвиговые дислокации северопеченгской серии изменили первоначальные размеры и форму никеленосных габбро-верлитовых интрузивов и на каком расстоянии от поверхности последние подверглись прогрессивному метаморфизму зеленосланцевой фации. Возраст метаморфизма определен по изохронному Rd-Sr методу в 1685$\pm$75 млн. лет [11]. Необходимо отметить, что перемещения блоков в пределах Восточного рудного узла происходили с юго-запада на северо-восток. Структурно-петрофизические данные показали, что на первично-магматические особенности локализации сульфидного оруденения существенный отпечаток наложили послерудные тектонические движения по межпластовым тектоническим зонам синметаморфического рассланцевания, которые, возникли в условиях свекофеннской тектономагматической активизации Балтийского щита и обусловили чешуйчато-блоковое строение Восточного рудного узла, а также многоярусность в расположении дислоцированных рудных тел.

Литература

1. Глаголев А.А., Генкин А.Д., Казанский В.И. и др. Изучение эндогенных процессов по материалам сверхглубокого бурения // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука. 1987. С. 129 - 144.
2. Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968. 352 с.
3. Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В. и др. Медно-Никелевые месторождения Печенги (Ред. Н.П. Лаверов). М. ГЕОС. 1999. 236 с.
4. Казанский В.И., Боронихин В.А., Ванюшин В.А. и др. Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. М.: Наука. 1985. С. 6 - 46.
5. Казанский В.И., Кузнецов О.Л., Кузнецов А.В., Лобанов К.В., Черемисина Е.Н. Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 6. С. 500 - 519.
6. Казанский В.И., Лобанов К.В. О границах и металлогении Печенгского рудного района (Балтийский шит) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 103 - 109.
7. Казанский В.И., Лобанов К.В. Структурно-геофизическая позиция, глубинное строение и условия локализации уникального Печенгского рудного поля (Балтийский щит) // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. Москва. ИГЕМ РАН. 2004. С. 187 - 205.

8. Казанский В.И., Лобанов К.В., Баянова Т.Б. и др. Объемная модель, геодинамика и металлогения Печенгского рудного района // Строение литосферы российской части Баренц-региона. Петрозаводск. Изд. КарНЦ РАН. 2005. С. 158 - 181.

9. Лобанов К.В., Казанский В.И., Кузнецов А.В., Соколов С.В. Структурно-петрофизическая характеристика Восточного рудного узла Печенги // Геол. руд. месторож. 1989. N 5. С. 18 - 33.

10. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. (Ред. Г.И. Горбунов и Х. Папунен) Л. Наука. 1985. 330 с.

11. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб: Наука. 1992. 272 с.

12. Hanski E. Petrology of Pechenga ferropicrites and cogenetic Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia // Geol. Surv. Finland.Bull. 1992. № 367. P. 195.

РИТМИЧНОЕ СТРОЕНИЕ НИЖНЕГО РАССЛОЕННОГО ГОРИЗОНТА ЗАПАДНО-ПАНСКОГО МАССИВА И ОТНОШЕНИЕ Ni/Cu В ЕГО ПОРОДАХ

Т.В. Рундквист [1], А.Ю. Севостьянов [2]

[1]Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, rund@geoksc.apatity.ru; [2]АФ МГТУ, Апатиты

Нижний расслоенный горизонт (НРГ) Западно-Панского массива (ЗПМ) начиная с середины пятидесятых годов прошлого столетия привлекает внимание специалистов как объект, обладающий ярко выраженным специфическим строением, несущий сульфидное оруденение. В девяностые годы работами ГИ КНЦ РАН в НРГ было обнаружено платинометалльное оруденение. В настоящее время акционерное общество «Пана», ООО «Малая Пана» и ГИ КНЦ РАН завершены разведочные работы I очереди на месторождении Киевей. Работами ОАО «Пана» и Геологического института показано, что НРГ протягивается на 13 км в нижней части ЗПМ, сохраняя выдержанное простирание и мощность.

Со времен первых исследований (А.Ю. Одинец, Е.К. Козлов, В.В. Проскуряков и др.[2]) НРГ рассматривался как горизонт переслаивания габброноритов, габбро, норитов, анортозитов и плагиопироксенитов. Согласно А.Ю. Одинец, горизонт состоит из чередующихся слоёв массивных и тонкорасслоенных пород, объединённых в пачки. Верхние массивные породы представлены габброноритами, тогда как нижняя расслоенная часть сложена чередующимися мезо- и лейкократовыми габброноритами, меланократовыми норитами и лейкократовыми габбро [3, 4]. В пределах НРГ А.Ю.Одинец выделяла три пачки, которые обладают высокой упорядоченностью, выраженной в масштабном самоподобии. Для них характерны чёткие границы между пачками и между слоями внутри них; границы же нерасслоенной и расслоенной частей пачек, а также внутри каждого отдельного слоя – постепенные. При этом фиксируется увеличение меланократовой составляющей к низам каждой пачки и каждого слоя. В нижней части НРГ нориты встречаются чаще, чем в верхней. Слои и линзы отдельных петрографических разновидностей пород сильно варьируют по мощности и протяженности.

В.В. Проскуряков указывал на локальное ритмичное чередование пород на фоне внешне беспорядочного переслаивания полос различного состава (плагиоклазиты, порфировидные габбронориты и полевошпатовые пироксениты) [5].

Р.М. Латыпов, рассматривая НРГ как чередование двучленных ритмов, меланократовая часть которых представлена норитом или габброноритом, а лейкократовая – анортозитом, отмечает существование целого ряда разнообразных по форме и размерам анортозитовых образований в виде силловых и дайковых тел, локальных раздувов, секущих апофиз и т.д. В результате на приведённой в этой работе идеализированной модели строения НРГ анортозиты не всегда можно отнести к породам, участвующим в строении ритмов [5].

При обобщении данных этих и других авторов вырисовывается неоднозначная картина взглядов на строение НРГ. Однако во всех названных работах указано на предпочтительное развитие оруденения в зонах, где неоднородность разреза наиболее контрастна. Сульфидное и ЭПГ оруденение не привязано к какой-либо петрографической разновидности пород, сульфидная вкрапленность переходит из одной породы в другую.

Большой объем буровых работ, проведенных в последнее время, позволил получить ценный керновый материал, обработка которого послужила основой для изучения внутреннего строения НРГ.

Исследование показало, что на всем протяжении НРГ имеет сходное строение. Важнейшей особенностью строения НРГ является то, что в нем могут быть выделены макроритмы – повторяющиеся части вертикального разреза с похожим строением. Все ритмы в подошве содержат слой кумулятивного норита или плагиопироксенита с резким нижним контактом. Верхние части ритма включают различные по мощности слои разнообразных кумулатов, границы между которыми обычно нерезкие; наиболее лейкократовые разновидности слагают верхние части

ритма. Строение макроритмов может быть осложнено присутствием серий микроритмов, мощность которых не превышает первых десятков сантиметров. В изученных скважинах мощность ритмов колеблется от 6 до 42 м, чаще всего встречаются ритмы мощностью 10 - 15 м. В керне наиболее глубоких и полностью распиленных скважин было выделено до пяти макроритмов.

Ритмы можно разделить на контрастные (1) и неконтрастные (2).

1. Контрастные ритмы фиксируются наиболее четко. В нижней части контрастных ритмов залегает один или несколько (2-5) слоев норита pbC или плагиопироксенита bCp, переслаивающиеся с лейкогаббро pCa. В средней части ритма залегает лейкогаббро pCa или габбронорит pabC или pCab, или же наблюдается переслаивание микроритмов типа bCp-pabC-pCab-pCa. В верхней части ритм сложен лейкогаббро или анортозитом pCa.

2. Неконтрастные ритмы в нижней части образованы норитом pbC, pbCa, в средней и верхней частях – габброноритом pabC и pCab.

Нижний макроритм наиболее контрастный и выделяется практически во всех скважинах. Чаще всего в подошве нижнего макроритма залегает слой мелкозернистого кумулятивного плагиопироксенита bCp. Его мощность варьирует от нескольких метров до нескольких десятков метров. Нижняя граница слоя – резкая, верхняя – постепенная. Нередко зона нижнего контакта слоя плагиопироксенита подчеркивается зоной дробления мощностью 1-2 м. Слой плагиопироксенита подстилается габброноритом pabC, paCb (нередко – тонкозернистым) или габбро pCa. Плагиопироксенит нижнего макроритма используется как маркирующий горизонт. В средней части нижнего макроритма наблюдается переслаивание норита и лейкогаббро. Нижний макроритм часто содержит небольшие выделения интеркумулусного оливина. В верхних частях нижнего макроритма как правило залегает пласт лейкогаббро.

Второй и следующие макроритмы как правило менее контрастные и содержат относительно меньше норитовой составляющей. В целом, намечается тенденция: в одной и той же скважине от нижних макроритмов к верхним уменьшается контрастность и меланократовость. Но эта закономерность выдерживается не строго.

По простиранию состав макроритмов сильно изменяется. Показателен профиль 65, где скважины 145 и 118, расположенные приблизительно в 300 метрах друг от друга, разительно отличаются по составу ритмов (табл. 1), однако в каждой из скважин нижний ритм более контрастен по сравнению с вышележащими.

Как следствие этих наблюдений можно сказать, что кумулятивный норит-плагиопироксенит нижнего ритма в целом имеет форму пласта, его мощность меняется от долей метра до первых десятков метров, в среднем составляя около 4м. Пласт протягивается по всей длине НРГ и подсечен глубокими скважинами на глубине более 500м. Лейкогаббро-анортозит нижнего ритма также, вероятно, можно считать протяженным пластом. В вышележащих ритмах отдельные типы пород слагают не пласты, а линзы, причем их размер (протяженность по простиранию и падению) не превышает 200м, а часто и гораздо меньше.

Выше пятого макроритма расслоенность затухает, хотя существуют отдельные линзы более меланократовых и лейкократовых разновидностей пород. Верхняя граница НРГ условно может быть обозначена там, где породы становятся однородными.

Ритмическое строение НРГ нарушается или частично затушевываются следующими геологическими образованиями: силлоподобные тела магнетитовых габброидов и связанные с ними участки развития Fe-Ti метасоматоза, дайки метагаббродолеритов, разрывные тектонические нарушения, линзы перемещенных анортозитов (анортозиты-2), жилы гранитоидов и связанные с ними участки альбитизации, небольшие тела габбропегматитов.

Ритмическое строение НРГ четко выражается в изменении отношения Ni/Cu, которое фиксируется по данным опробования скважин, пересекающих нижнюю часть НРГ. Содержание Ni и Cu в безрудных и рудоносных породах НРГ показано в таблице 2.

Как и для большинства медно-никелевых месторождений, Cu связана почти исключительно с сульфидами, а содержание Ni складывается из сульфидной и силикатной составляющих. Минералами – концентраторами силикатного никеля в породах НРГ являются оливин, ромбический и моноклинный пироксены. Оливин встречается в породах НРГ достаточно редко, в количестве, не превышающем 10 – 12 % объема породы. Поэтому в качестве главных концентраторов силикатного никеля в породах НРГ рассматриваются пироксены. Латыпов и Чистякова [1] приводят результаты микрозондового анализа ортопироксенов (n = 41) и клинопироксенов (n = 45) НРГ. По этим данным среднее содержание NiO как в орто-, так и в клинопироксенах оценивается в 0.09 мас.%, что соответствует 0.07 мас.% Ni. Если принять, что пироксениты и нориты НРГ в среднем состоят на 70% из ортопироксена, то содержание в этих породах силикатного никеля можно оценить в 0.05 мас.%. Габбронориты НРГ содержат от 30 до 60 объемных процентов моноклинного и ромбического пироксенов, следовательно силикатный никель содержится в них в количестве приблизительно 0.02 мас.%. Лейкократовые габбро и габбронориты содержат около 10% пироксенов (частично или полностью амфиболизированных), содержание силикатного никеля в этих породах не превышает 0.007 мас.%.

Рассмотрим колонки скважин №2 и №13 (Рис. 1 и 2). В скважине №2 сплошное опробование охватывает только 13 м в нижней приподошвенной части НРГ, где наблюдается несколько сближенных максимумов Ni/Cu, положение которых по глубине точно совпадает с меланократовыми слоями пород или с пластом переслаивания пироксенитов и лейкогаббро, положение минимумов Ni/Cu точно совпадает со слоями лейкократовых пород.

Таблица 1.

Состав макроритмов НРГ

№ скв и профиля	№ ритма	руда	нориты		лейкогаббро и анортозиты		габбро нориты		мощность макро-ритма	состав пород макроритма		
			м	%	м	%	м	%		низ	середина	верх
145 (65)	1	**	13.1	69.7	3	16.0	2.7	14.4	18.8	bC+pbC	bC+pbC+pabC	pbC+pCa
	2	**	6.5	53.3	5.7	46.7	0	0.0	12.2	pbC	pbC+pCa	pCa
	3	*	1.45	17.1	7.05	82.9	0	0.0	8.5	pbC	pCa+pbC	pCa
	4	*	1.1	9.6	10.4	90.4	0	0.0	11.5	pbC	pCa	pCa
	5	**	4.6	48.4	0	0.0	4.9	51.6	9.5	pbC	pabC+pbC	pabC
118(65)	1	**	4	20.5	15.5	79.5	0	0.0	19.5	pbC(a)	pCa	pCa
	2	**	1.6	6.5	18.6	75.0	4.6	18.5	24.8	pbCa	pCa+pCab	pCa+pbaC
	3	**	4.7	48.5	1.7	17.5	3.3	34.0	9.7	pbC	paCb	pCa
	4		1.6	15.8	7.2	71.3	1.3	12.9	10.1	pbaC	pCa	pCa
	5		4	45.5	3.8	43.2	1	11.4	8.8	pbC	pCa+pabC	pCa
138(101)	1	*	4.1	45.1	2.9	31.9	2.1	23.1	9.1	bCp	pCa+pbC(a)	pCa+pbaC
	2	**	1.8	19.1	6.8	72.3	0.8	8.5	9.4	bCp	pCa	pCa+pCab
	3	*	6.3	46.7	7.2	53.3	0	0.0	13.5	bCp+bpC+ pbC	pbCa	pCa
	4		0.4	3.0	12.8	97.0	0	0.0	13.2	bCp	pCa	pCa
	5		1.6	7.9	7.3	36.0	11.4	56.2	20.3	pbC	pabC+pCa	pabC+pCa
140(101)	1	*	0.8	7.0	8.4	73.0	2.3	20.0	11.5	pbC	pabC+pCa	pCa
	2		0.7	6.4	1.7	15.5	8.6	78.2	11	pbC	pabC+pCa+paCb	paCb+pCa
	3	*	0.1	0.5	0	0.0	19.8	99.5	19.9	pbC	pabC+pCab	pCab
	4	*	3.5	15.6	5.5	24.6	13.4	59.8	22.4	bCp+pabC	pCa+pabC	pabC
	5		0.3	1.4	8.4	40.4	12.1	58.2	20.8	pbC+pabC	pabC	pCa
59(101)	1	**	3.4	28.8	5.8	49.2	2.6	22.0	11.8	bpC+bCp	bpC+pCa	pCa
	2	**	1.5	11.5	11.5	88.5	0	0.0	13	bpC	pCa	pCa
58(101)	1	**	4.2	30.0	3.6	25.7	6.2	44.3	14	bCp	pCab+bCp+pCa	pCa
	2	*	5.7	19.5	23.6	80.5	0	0.0	29.3	bCp	pCa	pCa
	3	**	0.9	9.1	7.8	78.8	1.2	12.1	9.9	pbC	pabC+pCa	pCa+pCab
57(101)	1	**	6.3	36.4	9.4	54.3	1.6	9.2	17.3	bCp	pCab	paCb+pCab
39(87)	1	*	4.5	21.8	16.1	78.2	0	0.0	20.6	pbC	pC	pC
	2	**	0.2	0.9	22.7	99.1	0	0.0	22.9	bC	pCa+pCab	pCa
40(87)	1	*	18.5	67.3	8.2	29.8	0.8	2.9	27.5	pbC	pbC+paCb	pCa
	2	**	6.3	25.8	18.1	74.2	0	0.0	24.4	pbC	pCa	pCa+pbCa
	3		2.3	10.3	20.1	89.7	0	0.0	22.4	pbCa	pCa	pCa
41(87)	1	**	3.4	39.5	1.0	11.6	4.2	48.8	8.6	bCp+pbC	pCa+pabC	pabC
	2	**	0.1	0.3	33.5	99.7	0	0	33.6	bpC	pCa	pCa

*Примечание: * в макроритме есть интервал (интервалы) с содержанием ЭПГ+Аи выше фоновых.*
*** в макроритме есть интервал (интервалы) с содержанием ЭПГ+Аи выше 1г/т. Значения мощности даны по скважине, истинную мощность можно найти приближенно, умножив данные таблицы на 0.94 (Cos 20^o).*

В скважине №13 сплошное опробование проводилось на глубине от 220 до 290 м и, таким образом, охватывает около 70 м разреза. В скважине можно выделить 4 ритма. На диаграмме Ni/Cu отчётливо наблюдается, что главные пиковые значения данного отношения приурочены к меланократовым разностям пород (пироксенит, норит), либо к тонкому переслаиванию габбро/норит, причем в приподошвенной части НРГ зафиксирован экстремально высокий «пик», обусловленный высоким содержанием силикатного Ni в мощном слое кумулятивного пи роксенита нижнего ритма. Таким образом, распределение значений отношения Ni/Cu в разрезе НРГ наглядно подтверждает его ритмическое строение.

Таблица 2.

Содержание цветных металлов в породах НРГ

Породы	Выборка	n	Cu			Ni		
			min	max	среднее	min	max	среднее
Нориты и пироксениты (N = 223)	«безрудная» ЭПГ+Au нч*	93	0.001	0.029	**0.006**	0.014	0.064	**0.039**
	«бедная» ЭПГ+Au < 0.5 г/т	56	0.003	0.046	**0.012**	0.008	0.084	**0.042**
	«богатая» ЭПГ+Au > 0.5 г/т	74	0.002	0.590	**0.142**	0.033	0.520	**0.164**
Габбронориты (N = 614)	«безрудная» ЭПГ+Au нч*	260	0.001	0.130	**0.008**	0.003	0.140	**0.017**
	«бедная» ЭПГ+Au < 0.5 г/т	252	0.002	0.130	**0.012**	0.001	0.056	**0.020**
	«богатая» ЭПГ+Au > 0.5 г/т	102	0.003	0.460	**0.061**	0.006	0.750	**0.069**
Лейкогаббро (N = 994)	«безрудная» ЭПГ+Au нч*	525	0.002	0.061	**0.007**	0.001	0.050	**0.007**
	«бедная» ЭПГ+Au < 0.5 г/т	293	0.001	0.190	**0.012**	0.001	0.081	**0.011**
	«богатая» ЭПГ+Au > 0.5 г/т	176	0.003	0.710	**0.097**	0.001	0.480	**0.075**

Примечание: нч- содержание ЭПГ+Au ниже чувствительности анализа, что соответствует для Pt <0,05 г/т, для Pd и Au <0,02 г/т.*

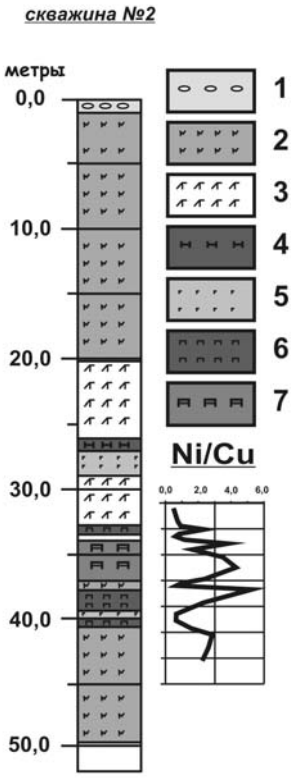


Рис. 1. Колонка буровой скважины №2 и распределение отношения Ni/Cu в породах по глубине скважины.

1 – моренные отложения; 2 – габбронорит мезократовый средне- мелкозернистый; 3 – габбро лейкократовое средне- крупнозернистое; 4 – норит мезократовый среднезернистый; 5 - габбро мезократовое среднезернистое; 6 – пироксенит среднезернистый; 7 – тонкое переслаивание пироксенита и лейкогаббро.

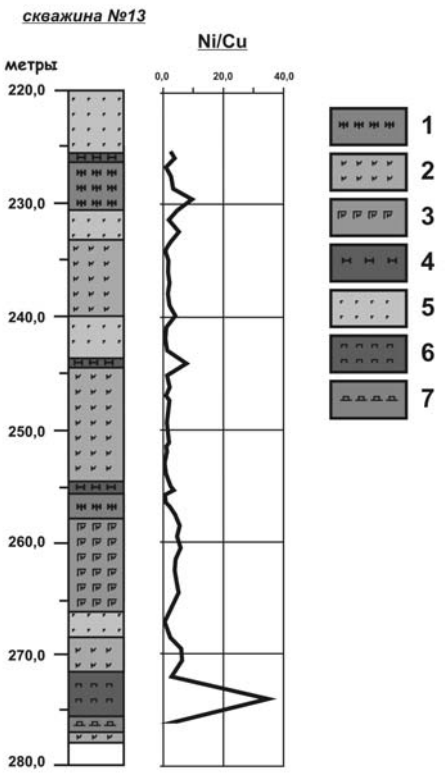


Рис. 2. Колонка буровой скважины №13 и распределение отношения Ni/Cu в породах по глубине скважины.

1 – тонкое переслаивание габбро и норита; 2 – габбронорит мезократовый средне- мелкозернистый; 3 – тонкое переслаивание норита и габбронорита; 4 – норит мезократовый среднезернистый; 5 - габбро мезократовое среднезернистое; 6 – пироксенит среднезернистый; 7 – тонкое переслаивание пироксенита и габбронорита.

Литература

1. Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. Апатиты: изд. Кольского научного центра РАН. 2000. 315 с.
2. Козлов Е.К. Естественные ряды пород дифференцированных никеленосных интрузий Кольского полуострова и их металлогения. Изд-во «Наука». Ленингр. отд. Л. 1973. С. 109 - 129.
3. Одинец А.Ю. Петрология основных пород массива Панских тундр. «Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова». Апатиты. 1967. С. 16 - 20.
4. Одинец А.Ю. Проблемы магматизма Балтийского щита. Изд. «Наука». Ленингр. Отд. Ленинград. 1971. С. 158 - 162.
5. Припачкин П.В. Существует ли ритмическая расслоенность в нижнем расслоенном горизонте Панского массива (Кольский полуостров)? «Отечественная геология». 1997. № 5. С. 29 - 32.

НОВЫЙ ПОДХОД К СТРУКТУРНО-ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОМУ АНАЛИЗУ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ ЗОН РАССЛАНЦЕВАНИЯ (ОПЫТ ИССЛЕДОВАНИЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫХ ОБЪЕКТОВ НА ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛИИ)

А.М. Ручьев

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, ruchyov@krc.karelia.ru

Геологические процессы, сопровождающиеся сдвиговой по физическому механизму деформацией горных пород, играют важную роль в формировании тектоносферы, метаморфизме, металлогенезе. Наиболее очевидные продукты этих процессов – сдвиговые дислокации и их вещественное выполнение. Одной из задач весьма актуального комплексного изучения этих природных объектов является получение возможно более полной информации об особенностях их структуры и ее формирования.

Метод, предложенный [4, 5] для исследования крупноразмерных фрагментарно обнаженных сложных сдвиговых дислокаций (зон интенсивного рассланцевания), в которых из-за пространственного совмещения разновозрастных структурных парагенезисов затруднена полевая идентификация их плоскостных элементов, нередко близких по ориентировке и макроскопически сходных по минеральному выполнению, заключается в следующем.

При полевой работе ориентировка базисных (недеформированных) участков плоскостных структурных элементов (кливажа, сланцеватости, полосчатости и др.) определяется непосредственным измерением элементов залегания их отпрепарированных поверхностей, или рассчитывается по элементам залегания двух и большего числа линий, лежащих в искомой плоскости (линий ее пересечения с поверхностью рельефа обнажения). Документируются возрастные соотношения структурных элементов, характер смещения по ним, их минеральное выполнение.

Для статистической обработки первичных данных и моделирования применяется компьютерная программа с возможностями не меньшими, чем у «StereoNet» (Version 2.02).

При интерпретации материалов используются составляющие основу тектонофизической модели средней части зоны скалывания [1, 2] следующие представления о пространственных и временных соотношениях элементов идеализированного сдвигового структурного парагенезиса (ИССП): *R*-, *R′*-сколы Риделя формируются на ранней стадии деформации, они ориентированы плоскостями базисных участков под углом скалывания (α_0) к оси максимального главного напряжения σ_1, расположены с разных сторон от оси и под углами соответственно $\pi/4-\alpha_0$ и $\pi/4+\alpha_0$ к осевой плоскости зоны скалывания, отклоняясь от нее при правом сдвиге вправо, при левом – влево; *P*-сколы формируются после *R*-, *R′*-сколов, ориентированы плоскостями базисных участков под углом α_0 к оси минимального главного нормального напряжения сжатия σ_3 и под углом $\pi/4-\alpha_0$ к осевой плоскости зоны скалывания, располагаются зеркально-симметрично плоскости *R*-сколов; *T* – трещины отрыва – перпендикулярны оси σ_3 и компланарны оси σ_1, ориентированы плоскостями базисных участков под углом $\pi/4$ к осевой плоскости зоны скалывания, отклоняясь от нее при правом сдвиге вправо, при левом – влево; *L*-сколы формируются на заключительной стадии деформации, параллельны осевой плоскости зоны скалывания (плоскости генерального смещения); плоскости, соответствующие базисным участкам элементов сдвигового структурного парагенезиса пересекаются по линиям, параллельным оси σ_2.

Анализ πS-диаграмм в главных чертах сводится к следующему.

Выделение поясов распределения статистических максимумов, выбраковка ложных поясов, идентификация (предварительная) структурных элементов проводятся в процессе выявления законо-

мерных, отвечающих тектонофизической модели, угловых соотношений между максимумами предпочтительной ориентировки структурных элементов. Технически процедура сводится к измерению на πS-диаграмме угловых расстояний между однопоясными максимумами и простейшим вычислениям, включающим определение величины угла скалывания α_{0}. Схема вычислений в каждом конкретном случае выбирается с учетом закономерностей взаиморасположения тех структурных элементов ИССП, сходство с которыми имеют статистические плоскости предполагаемого природного парагенезиса. В качестве α_{0} принимается рассчитанный угол, при котором в анализируемой совокупности статистических плоскостей выполняются закономерности пространственной ориентировки, свойственные элементам ИССП. После нахождения α_{0} по угловым соотношениям статистических плоскостей можно определить, каким элементам идеализированного парагенезиса они соответствуют. Разумеется, при идентификации элементов структурного парагенезиса учитываются и полевые наблюдения последовательности их формирования, направлений смещения и др.

Решение обратной тектонофизической (морфокинематической, кинематической) задачи – определение пространственной ориентировки осей главных нормальных напряжений, отвечающих природному структурному парагенезису (рис. 1 а), достигается моделированием соответствующего ему ИССП. Моделирование включает: построение диаграммы элементов ИССП и осей главных нормальных напряжений сжатия при вычисленном угле скалывания (удобен исходный вариант при вертикальном положении оси σ_2 и меридиональной ориентировке плоскости *L*-скола, рис. 1 б); преобразование (поворот) модельной диаграммы до совмещения проекции выбранного на ней структурного элемента с проекцией одноименного на статистической диаграмме (в качестве «опорного» предпочтителен наиболее выраженный идентифицированный максимум), при этом проекции оси σ_2 и линии пересечения плоскостей, соответствующих статистическим максимумам, должны совпасть (рис. 1 в-е). При

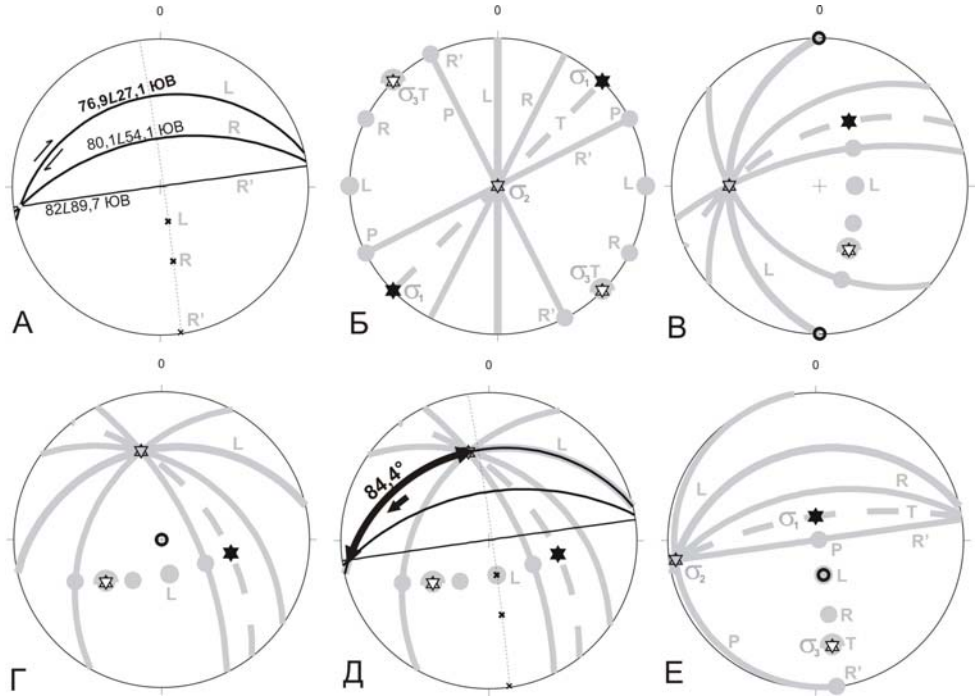


Рис. 1 А - Е. Пример последовательности действий при моделировании.

А – выделенный при анализе исходной πS-диаграммы и предварительно идентифицированный {RR'L}-парагенезис структурных элементов, сформированный при правостороннем сдвиге и α_{0}=18°; Б – результат составления исходной диаграммы элементов ИССП для правостороннего сдвига при α_{0}=18°; В-Е - преобразование исходной диаграммы элементов ИССП: В – после правого поворота вокруг оси (выделена жирным кружком) 00°∠00° на 62.9°; Г – после правого поворота вокруг оси 00°∠90° на 76.9°; Д – определение угла и направления поворота вокруг нормали к совмещенным L-плоскостям; Е – результат левого поворота вокруг оси 346.9°∠62,9° на 84.4° - готовая модель. Стереографическая равноугольная проекция, верхняя полусфера; L, R, R', P – сдвиговые (сколовые) плоскости (гнейсовидность, сланцеватость, кливаж), T – плоскость трещин отрыва; σ_1, σ_2, σ_3 – оси главных нормальных напряжений сжатия ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$).

моделировании «автоматически» проверяется правильность идентификации структурных элементов природного парагенезиса. Адекватность модели качественно оценивается степенью совмещения проекций элементов анализируемого (рис. 1 а) и идеализированного структурных парагенезисов (рис. 1 е) при «сложении» диаграмм. Пространственная ориентировка осей главных нормальных напряжений определяется по приемлемой модельной диаграмме. Моделирование всей совокупности элементов ИССП позволяет получить и иную нужную информацию, в частности, данные для прогноза.

Последовательность деформационных событий реконструируется с учетом возрастных соотношений структурных элементов, принадлежащих различным парагенезисам.

Завершая краткий обзор предлагаемого способа идентификации структурных элементов сдвиговых дислокаций и решения обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса, следует еще раз акцентировать его возможности. Рассмотренный метод позволяет: обоснованно (в рамках принятых модельных представлений) статистически выделять природные сдвиговые парагенезисы трех и большего числа структурных элементов и идентифицировать их; определять величину угла скалывания горных пород в условиях природной деформации, продуцировавшей парагенезис сдвиговых структурных элементов; реконструировать потенциальный набор парагенетичных структурных элементов сдвиговых дислокаций и определять их ориентировку в пространстве; определять пространственную ориентировку осей главных нормальных напряжений, отвечавших условиям формирования природного парагенезиса структурных элементов.

Учитывая возможности метода, целесообразно использовать его при решении следующих задач.

Разработка структурно-возрастных шкал. Шкалы, основанные на данных об относительной последовательности формирования сдвиговых парагенезисов и их структурных элементов, априори оцениваются как потенциально наиболее детальные, достаточно обоснованные и реалистично отражающие природные особенности исследуемого объекта.

Реконструкция полей палеонапряжений. Опыт выполненных работ показывает, что практически на каждом участке рассланцованных (кливажированных) коренных пород можно относительно легко получить статистическую информацию о характере их деформации, в частности, данные, необходимые и достаточные для решения обратной тектонофизической задачи. В связи с этим становится вполне реальной возможность детальной реконструкции полей палеонапряжений.

Корреляция процессов структурообразования и металло-, минеро-, петрогенеза. Выявление сдвиговых структурных парагенезисов и идентификация отдельных их элементов дает необходимую основу для изучения с необходимой степенью детальности проявлений тектонического фактора контроля в процессе вещественных преобразований и позволяет обоснованно согласовывать массивы данных макро- и микроструктурных исследований.

Получение исходных данных для геометризации объектов поисково-разведочных работ. Например, в условиях плохой обнаженности структурно-парагенетический анализ, проведенный на участке «внутри» зоны рассланцевания может позволить определить пространственную ориентировку плоскости главного сдвигания, т. е. ответить на важный при проектировании буровых и горных работ вопрос о простирании и падении зоны в целом, даже если ее границы не вскрыты.

Метод опробован на различных геологических объектах Карелии. Материалами этого опробования еще раз дополнительно аргументируется адекватность перечисленных базовых положений тектонофизической модели средней части зоны скалывания [1, 2]. Результаты исследования структуры развитых в разнообразных породах сдвиговых дислокаций, сформированных в различных tP-условиях диапазона зеленосланцевой - амфиболитовой фации метаморфизма, подтверждают объективное существование статистически выявляемой природной закономерности высокоточных (±1°) угловых соотношений структурных плоскостных элементов. Наличие этой закономерности дает возможность обоснованно (в рамках принятых модельных представлений) выделять природные парагенезисы трех и большего числа структурных элементов.

Практическое применение рассмотренного метода позволило получить новую информацию о структуре рудоконтролирующих зон сдвиговых дислокаций и некоторых особенностях их развития.

Установлено, что внутренняя структура крупноразмерных зон рассланцевания определяется совокупностью, как правило, большого числа пространственно совмещенных сдвиговых парагенезисов, различающихся величиной угла скалывания, набором и ориентировкой структурных элементов.

Примерами таких образований являются объекты свекофеннского структурно-метаморфического комплекса в беломоридах, выделенного в качестве потенциально промышленно золотоносного [3]. На площади развития чупинских гнейсов они представлены северо-западными, субмериональными и субширотными зонами сдвиговых дислокаций (мощность – до сотен метров, протяженность – до нескольких километров) и сингенетичных диафторитов (кианит)-биотит-мусковитовой фации с высоким (100 - 110 ppb) средним (фоновым) содержанием ультрадисперсного высокопробного (972 - 988 ‰) золота. В областях максимального развития пегматитов содержание золота варьирует в диапазоне трех-четырех десятичных порядков и может достигать промышленно значимого. Установлено, что особенности внутреннего строения свекофеннских зон дислокаций обусловлены сочетанием не менее 21 (Слюдовараккская зона северо-

западного простирания), 20 (Восточнослюдозерская субмеридиональная зона), 22 (Северослюдозерская субширотная зона) трехкомпонентных сдвиговых парагенезисов структурных элементов. Не менее десяти сдвиговых структурных парагенезисов выделено и в постъятулийской субмеридиональной рудоконтролирующей зоне золоторудного месторождения Педролампи (Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс).

Таким образом, крупные зоны рассланцевания имеют очень сложное строение и многоактную историю развития (каждый парагенезис структурных элементов отвечает самостоятельному эпизоду сдвиговой деформации). Отмечается общая для всех исследованных объектов интересная особенность: одни и те же структурные элементы, нередко в новом качестве, могут неоднократно функционировать в составе различных парагенезисов. Этот установленный факт раскрывает возможный механизм активизации деформационных структур, объясняющий эмпирическую закономерность «тектонического наследования».

Примером использования нового метода применительно к жильным телам, генетически связанным с зонами сдвиговой деформации и инфильтрационного энерго-, массопереноса, может служить выявление важных особенностей тектонического контроля пегматитогенеза в беломорском комплексе пород. Установлено, что пространственная ориентировка пегматитовых тел различного видо-, родового состава и формационной принадлежности соответствует, главным образом, R-, R′-, P-, L-сколам, а не трещинам отрыва, как считалось ранее. Выявлено наличие большого числа структурных парагенезисов пегматитовых тел. Так, например, пегматиты Лоушского поля образуют не менее девяти трехэлементных систем, соответствующих сдвиговым структурным парагенезисам. Сопоставление структурных парагенезисов жильных тел и вмещающих их пород свидетельствует о многоактности возникновения пегматитов на различных этапах эндогенеза.

В методическом аспекте следует отметить, что многомаксимумные «узоры» сложных πS-диаграмм элементов плоскостной анизотропии пород (кливажа, сланцеватости, дифференционной полосчатости), жильных тел (даек магматических пород, пегматитов, жил кварцевого и иного состава) обычно полностью «раскладываются» (делятся) на триады максимумов, отвечающие сдвиговым структурным парагенезисам.

Намечается большая, чем предполагалась ранее [1, 2], изменчивость угла скалывания при природной деформации горных пород. Так, например, в интенсивно деформированных метаморфических разновидностях парагнейсов беломорского комплекса, в сдвиговых структурных парагенезисах частота встречаемости различных величин угла скалывания характеризуется сложным почти непрерывным распределением в диапазоне изменения α_0 от 0º-1º до 42º. Почти такие же широкие спектры значений угла скалывания характерны и для главных типов выявленных парагенезисов, два из которых однозначно определяются как {RR'L} и {RPL}, а третий в этом и предшествующих сообщениях [5, 6] пока условно интерпретируется в качестве {R'PL}-парагенезиса.

Получены новые сведения об относительной частоте встречаемости различных по набору структурных элементов сдвиговых парагенезисов в зависимости от tP-условий их формирования. Например, в гнейсах чупинской свиты беломорид частоту их встречаемости отражают следующие показатели, %: для кианит-биотит-ортоклазовой фации (температурный аналог амфиболитовой фации) – {RR'L}-39.66; {R'PL}-58.62; {RPL}-1.72; для (кианит)-биотит-мусковитовой и ставролитовой фаций (температурные аналоги эпидот-амфиболитовой фации) – {RR'L}-32.47; {R'PL}-65.58; {RPL}-1.95. В различных tP-условиях проявлена статистически значимая отрицательная корреляционная зависимость частоты встречаемости условного {R'PL}-парагенезиса и величины угла скалывания. Статистическая связь частоты встречаемости {RR'L}-парагенезиса и величины α_0 отсутствует.

Следует обратить внимание на то, что частота встречаемости главных типов сдвиговых структурных парагенезисов, прежде всего характеризующая особенности проявления деформации в геологической среде, в первом приближении позволяет еще и оценить долю фактических данных структурных исследований, на которую могут накладываться некоторые ограничения при интерпретации. Эта доля составляет 60-70 % от общего числа выявленных парагенезисов. Дело в том, что при выделении сдвиговых парагенезисов с использованием лишь данных о пространственной ориентировке структурных элементов, совершенно однозначную и исчерпывающую информацию об условиях деформации дает только парагенезис {RR'L}. Парагенезис {RPL} позволяет определить величину □, но не дает сведений о направлениях смещения по сдвиговым плоскостям, что препятствует выбору исходной модели ИССП. Закономерные угловые соотношения плоскостей в совокупности, условно интерпретируемой как {R'PL}, те же, что и в потенциальном парагенезисе {RR'P}, и в недавно описанном [2] парагенезисе, представленном сколами Риделя, L- и L'-сколами. Только по угловым соотношениям между структурными элементами эти сдвиговые парагенезисы различить не удается. Уточнение типа парагенезиса требует дополнительных критериев их различия и, следовательно, более полных полевых фактических данных.

Подытоживая первые результаты применения рассматриваемого метода при изучении крупноразмерных зон рассланцевания с рудной, в частности, благороднометалльной минерализацией, необходимо подчеркнуть выявленную чрезвычайную сложность реальной структуры исследованных геологических объектов, важнейшую роль в их формировании сдвиговой по своему физическому механизму деформации, и, следовательно, необходимость нового подхода к их изучению, предполагающему обязательность выделения структурных парагенезисов сдвиговых дислокаций.

Литература

1. Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: «Феникс». 2005. 572 с.
2. Гинтов О. Б., Исай В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. - Киев: Наук. Думка. 1988. 228 с.
3. Ручьев А.М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2002. С. 47 - 58.
4. Ручьев А. М. Структурный анализ сдвиговых дислокаций // Новые идеи в науках о Земле // VIII международная конференция. Доклады. Т. 1. S-1. М. 2007. С. 298 - 301.
5. Ручьев А. М. Идентификация структурных элементов сдвиговых дислокаций и решение обратной тектонофизической задачи подбором адекватного модельного парагенезиса // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М. В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции. В 2-х томах. Т. 1. М.: ИФЗ. 2008. С 94 – 96.
6. Ручьев А.М. Сдвиговые структурные парагенезисы верхнекоровых тектонических дислокаций в беломорском комплексе пород Балтийского щита // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы четырнадцатой международной конференции. Часть 2. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2008. С. 158 - 161.

УЛЬТРАОСНОВНОЙ МАГМАТИЗМ МОНЧЕГОРСКОГО РУДНОГО УЗЛА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ХРОМА

Ж.А. Федотов, А.В. Мокрушин

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, fedotov@geoksc.apatity.ru, Mokruchin@geoksc.apatity.ru

Богатые хромовые руды в дунитах Мончегорского плутона были вскрыты бурением в 1957 году, но их принадлежность к крупной хромитовой залежи установлена только в начале 90^{x} в ходе специльных геолого-поисковых работ на хром, проводимых под руководством В.В. Шолохнева (Центрально-Кольская экспедиция). Менее чем за десять лет с момента открытия была выполнена промышленная разведка и сделана окончательная оценка Сопчеозерского месторождения комбинатом «Североникель» под руководством геологов А.С. Галкина и А.Н. Дедюхина. Экономическая оценка показала, что для организации эффективного производства хрома в Мончегорске необходимо по меньшей мере удвоить запасы хромовых руд. Это делает актуальным продолжение минерагенического анализа региона на хром. В настоящей работе обсуждается петрология хромитоносных дунитов и минерагения связанных с ними промышленных концетраций хрома.

Линзовидно-пластовая залежь хромовых руд Сопчеозерского месторождения залегает в дунитах юго-западной части Мончегорского плутона, примыкающей к зоне Лойпишнюн — его сложно построенного контакта с габбронорит-анортозитовым Мончетундровским массивом. Залежь имеет форму узкой ленты шириной 80 - 240, длиной 1200 и общей мощностью 15, а рядовых и богатых руд 7 метров. По удлинению залежь ограничена с двух сторон разломами, простирающимися по азимуту 320 - 340° и наклоненными на северо-восток под углом 45 - 50°. Разлом, ограничивающий залежь с северо-востока, зафиксирован сложной наклонной дайкой микрогаббро-микрогранита. По второму разлому дуниты, вмещающие залежь, приведены в соприкосновение с породами расслоенной серии Мончегорского плутона и с крупнозернистыми габброидами, предположительно Мончетундровского массива. Контакт осложнен роем вертикальных даек крупнозернистых габброноритов. Залежь не обнаруживает признаков выклинивания при приближении к ограничивающим ее разломам. В северо-западном конце залежь выходит под эрозионную поверхность, перекрытую мощной мореной. Она полого погружается в юго-восточном направлении, достигает максимальной глубины 350 м на профиле 20, затем круто поднимается, испытывая кулисообразное линзование, и на профиле 25 вновь выходит под эрозионную поверхность. Внутреннее строение рудной залежи определяется линзовидно-полосчатой перемежаемостью богатых, рядовых, бедных и забалансовых руд при отсутствии корреляции разрезов даже в соседних скважинах. В конкретных пересечениях наблюдается от 2 - 3 рудных слоев до чередования 7 слоев богатых и 11 рядовых руд с безрудными. Средневзвешенное содержание Cr_2O_3

по месторождению составляет 23 - 24%, но в плане наблюдаются продольные и поперечные «струи», обогащенные богатыми рудами, в которых среднее содержание поднимается до 30%, и безрудные окна.

Главной текстурной особенностью хромовых руд является их полосчатость. Слои мощностью десятки см до 2 м с разным содержанием хрома сложены рудами массивной (сплошные), пятнистой (густовкрапленные) и ритмично-полосчатой текстур. Реже наблюдается полосчато-линзовидная текстура, которая характеризуется полосчатым внутренним строением и кососекущими внешними контурами рудных линз. Ритмичная слоистость нормальная с резкими границами между ритмами и размытыми внутри ритмов между обогащенным хромитом слоем внизу и существенно оливиновым верхним слоем. Полосчатость представляет собой первичную расслоенность рудной залежи. В дунитах признаки расслоенности не установлены.

Изучение рудного минерала однозначно фиксирует его связь по составу с вмещающими породами. Особенно четко она выявляется для акцессорного хромита. Рудный хромит отличается от акцессорного в породах, вмещающих рудную залежь, повышенным содержанием Cr и Mg и пониженным Fe, Ti и Al. Это вполне естественно, так как он, как кумулятивная фаза, кристаллизовался в равновесии с исходным ультраосновным расплавом при температуре ликвидуса, а состав акцессорного хромита формировался в равновесии с остаточным интерстициальным расплавом при температуре, приближающейся к солидусной.

Сопчеозерское месторождение хрома вмещают дуниты Мончегорского плутона, положение которых в эволюции гипербазитового магматизма района остается дискуссионным. Все многообразие магматических пород Мончегорского района, имеющих отношение к образованию хромовых руд, подразделяется на пять групп. Это две расслоенные серии — ультраосновных пород массива НКТ-Сопча и габброноритов-анортозитов массива Мончетундра и три комплекса трещинных интрузий — пакет платиноносных норитов-бронзититов под дном Мончетундровского массива, так как они образовались из ультраосновного расплава, который кристаллизовался в виде комплекс хромитоносных гипербазитов зоны Лойпишнюн, включая дунитовый блок с рудной залежью, и комплекс гипербазитов подводящего канала и придонной зоны массива НКТ-Сопча, имеющих реверсное строение разреза. Родство пород внутри каждой группы не вызывает сомнения. Они присутствуют на всех геологических картах. Однако связи между породами разных групп не имеют однозначной трактовки. Наименее определенно положение пакета платиноносных норитов-бронзититов и хромитоносных гипербазитов. Поисковики с подачи В.В. Шолохнева включают их в разрез расслоенной серии массива Мончетундра, который, как они полагают, прорывает Мончегорский плутон, налегая на расслоенную серию пород массива НКТ-Сопча [Шарков и др., 2002]. В работе [Расслоенные..., 2004] хромитоносные гипербазиты выведены из разреза Мончетундрысамостоятельной инъекции, миновавшей магматическую камеру НКТ-Сопча.

На рисунке 1 схематически показано геологическое положение магматических комплексов, представляющих названные группы пород. Самым древним является комплекс подводящего канала массива НКТ-Сопча. В его составе мы рассматриваем придонную зону массива и тело гипербазитов видимой мощностью 340 м, вскрытое буровой скважиной М1 в кордиерит-гиперстеновых роговиках под массивом Мончетундра на глубине более двух километров. Они тождественны по составу пород и реверсному строению разреза. Отличие между ними состоит в том, что подводящий канал имеет симметричное строение разреза, а в придонной зоне представлена только асимметричная нижняя половина разреза. Придонная зона является прямым продолжением подводящего канала. Она кри-

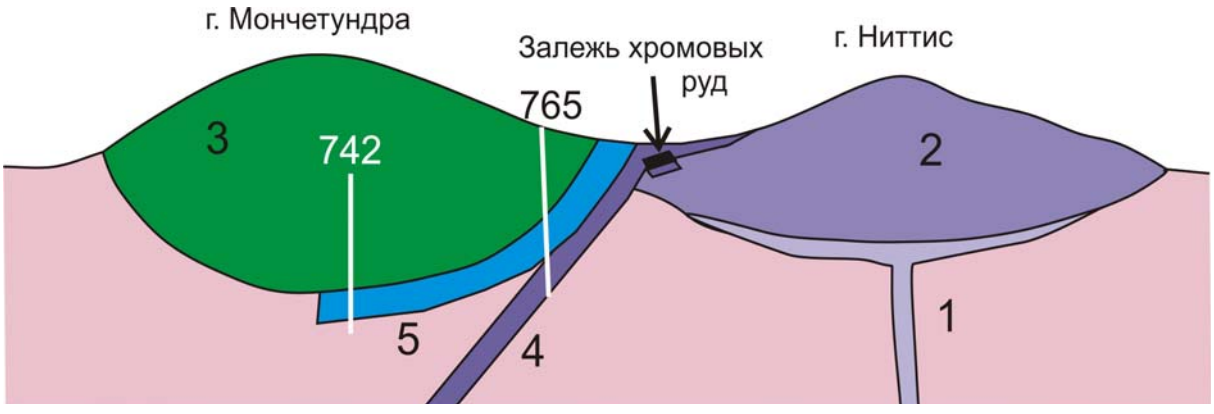


Рис. 1 Схема геологических взаимоотношений интрузивных комплексов Мончегорского узла.

1 — комплекс подводящего канала и 2 — расслоенная серия массива НКТ-Сопча Мончегорского плутона, 3 — расслоенная серия массива Мончетундра, 4 — комплекс хромитоносных гипербазитов, 5 — пакет трещинных интрузий платиноносных норитов-бронзититов.

сталлизовалась в инициальной пологой трещине, которая впоследствии раскрылась до размера крупной магматической камеры, в кровле которой и оказалась верхняя половина разреза. На начальной стадии подъема ультраосновного расплава в камеру НКТ-Сопча он с трудом прокладывал путь через холодную кору, испытывая при этом интенсивную контаминацию сиалическим материалом и фракционную кристаллизацию. В голове магматического потока находился наиболее модифицированный расплав, кристаллизация которого на стенках магмовода и определила реверсное строение разреза подводящего канала. По окончании прокладки магмовода, прогрева и футеровки его стенок тугоплавким кристаллизатом скорость подъема расплава в верхнюю кору увеличилась и камера Мончегорского плутона быстро наполнилась практически не модифицированным гипербазитовым расплавом, из которго образовалась расслоенная серия пород массива НКТ-Сопча.

По возрасту практически не отличаются от пород Мончеплутона габбронориты Мончетундры. Наиболее древние радиоизотопные оценки возраста получены для пород придонной зоны массива НКТ-Сопча 2507±9, для габброноритов расслоенной серии массива Мончетундра 2505±6 [Расслоенные..., 2004] и для пород расслоенной серии Мончегорского плутона 2504.4±1,5 млн. лет [Amelin et al., 1995].

Более молодой радиоизотопный возраст установлен для платиноносного пакета трещинных интрузий норитов-бронзититов, залегающих под дном габбронорит-анортозитового массива Мончетундры 2487±12 млн. лет [Расслоенные..., 2004]. Прямые оценки возраста хромитоносных гипербазитов отсутствуют, но рудную залежь Сопчеозерского месторождения и вмещающие ее дуниты прорывает продольная дайка меланократового норита, возраст которой 2496±14 млн. лет [Расслоенные..., 2004]. По составу эта дайка близка пакету норитов-бронзититов, но в отличие от него лишена сульфидов и не несет благороднометальной минерализации. Геологически пакет норитов-бронзититов и комплекс хромитоносных гипербазитов не связаны между собой. Первый на всей площади своего развития залегает под дном габбронорит-анортозитового массива Мончетундра. Хромитоносные же гипербазиты только в скважине 765 вскрыты непосредственно под пакетом норитов-бронзититов. В скважинах 742, М1 и на детально разбуренном участке Южносопчинский установлен только пакет норитов-бронзититов, а комплекс гипербазитов отсутствует. Площадь, занимаемая пакетом норитов-бронзититов, в 2 - 3 раза больше площади комплекса хромитоносных гипербазитов, но и она определяется близостью к подводящему магматическому каналу Мончегорского плутона. На удалении от него в основании разреза Мончетундровского и других массивов громадной интрузии Главного Хребта меланократовые породы такого типа отсутствуют. Это дает основание рассматривать их в качестве самостоятельных комплексов трещинных интрузий. Пока условно можно принять, что хромитоносные гипербазиты древнее трещинных интрузий норитов-бронзититов.

Петрохимический анализ выявляет различное направление изменения состава пород расслоенных серий и трещинных интрузий (рис. 2). Тренды пород расслоенных серий массивов НКТ-Сопча, Нюд-Поаз и Вурэчуайвенч, входящих в состав Мончегорского плутона, и массива Мончетундра полого наклонены на приведенной диаграмме к вершине Al, а точки пород трещинных интрузий разных комплексов образуют единый тренд, поднимающийся от вершины Mg. Наличие самостоятельных трендов свидетельствует о происхождении отдельных массивов Мончегорского плутона из разных исходных расплавов. Первичных мантийных расплавов было два: гипербазитовый — родоначальный для массива НКТ-Сопча и комплексов трещинных интрузий, и высокоглиноземистый магнезиальный базальтовый, послуживший исходным для Мончетундровского массива. Исходные расплавы массивов Нюд-Поаз и Вурэчуайвенч образовались в результате пополнения магматической камеры Мончегорского плутона на конечной ста-

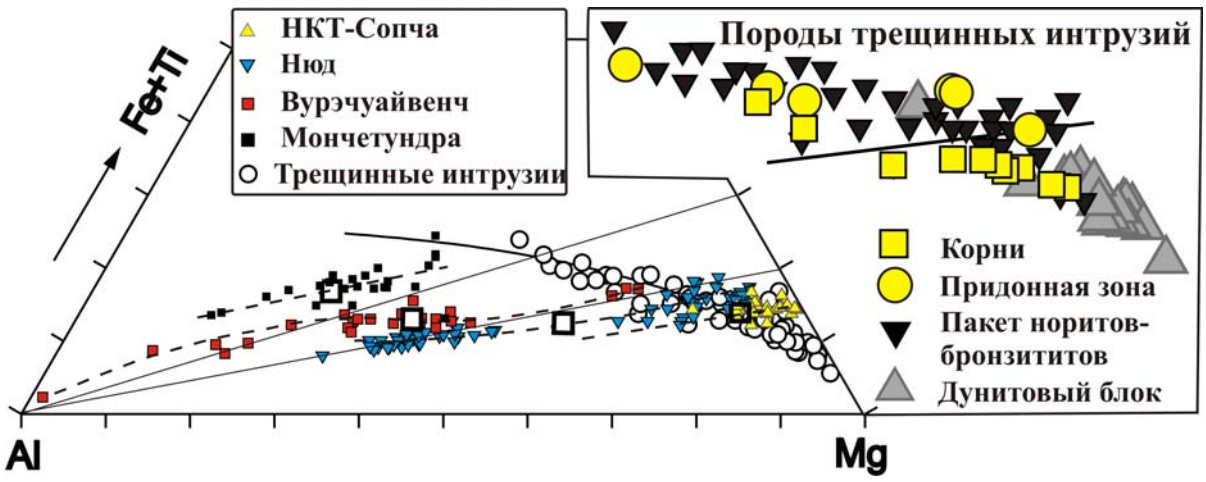


Рис. 2. Состав пород интрузивных комплексов Мончегорского узла на катионной диаграмме Енсена.

дии консолидации высокоглиноземистой базальтовой магмой. Первая дополнительная инъекция привела к смещению магматической камеры на восток и образованию норитового массива Нюд-Поаз, отделенного от массива гипербазитов НКТ-Сопча переходным критическим горизонтом, содержащим гнездово-вкрапленные сульфидные Cu-Ni руды и ксенолиты роговиков — переработанных архейских вмеающих пород. Вторая инъекция сопровождалась смещением магматической камеры на юг и привела к образованию габброноритового массива Вурэчуайвенч.

Чтобы понять причины разной ориентировки линий изменения состава пород расслоенных серий и трещинных интрузий, необходимо отчетливо представлять компонентный состав пород каждого тренда на диаграмме. На рисунке 2 линиями сетки показано изменение двух независимых компонентов системы — a = Al/ΣAl,Mg,Fe,Ti, характеризующего только фазовый состав, и f# = Fe+Ti/ΣMg,Fe,Ti, характеризующего состав фаз. В ходе фракционной кристаллизации расплава оба эти параметра увеличиваются. Только в породах трещинных интрузий они изменяются пропорционально, а в расслоенных сериях сильное изменение фазового состава сопровождается относительно слабым изменением железистости пород. Тренд состава трещинных интрузий на диаграмме ложится точно на линию коматитового тренда [Федотов, 2005], то есть представляет собой тренд фракционной кристаллизаии расплава с изменением содержания компонентов согласно уравнению $C_L = C_0F^{(D-1)}$. По определению фракционнач кристаллизация возможна только в движущемся расплаве, так как только премешивание способно поддерживать равновесие в большом объеме кристаллизующегося расплава. В таком случае вполне естественно предположить, что образование расслоенных серий Мончегорских массивов связано с застойной кристаллизацией. Кристаллизация неподвижного расплава присходит у холодных стенок магматической камеры в градиентной зоне конечного размера. Равновесие поддерживается химической диффузией. Вокруг каждого растущего кристалла в градиентной зоне образуется диффузионная ячейка. Кристаллизация в ней в зависимости от скорости охлаждения может идти по закону микрофракционной или равновесной кристаллизации, но ее результат будет одиноков — состав образующейся породы будет точно отвечать составу исходного расплава. Металлурги называют такой процесс устойчивым. В крупной магматической камере происходит гравитационное разделение фаз. При этом образуются два комплементарных слоя: кумулятивный на дне магматической камеры и остаточный в кровле. Их суммарный состав практически соответствует составу исходного расплава. А это значит, что состав главного объема раплава в камере изменяется слабо и последовательная кристаллизация пород расслоенной серии происходит практически из одного и того же расплава. Итак, в движущемся расплаве проиходит фракционная кристаллизация, определяющая магматическую эволюцию, а кристаллизация застойного расплава приводит к образованию расслоенных серий магматических пород со слабо выраженной скрытой расслоенностью.

Выполненный петрологический анализ позволяет определить место хромитоносных гипербазитов в магматизме Мончегорского района. Они образовались из коматиитового мантийного расплава, который был родоначальным также для расслоенной серии массива НКТ-Сопча и пакета трещинных интрузий норитов-бронзититов. Во времени скорость подъема в верхнюю кору и степень фракционной кристаллизации родоначального расплава изменялись, поэтому разновозрастные его проявления на современном уровне среза отличаются по составу. Наиболее модифицирован комплекс подводящего канала. Магматическая камера НКТ-Сопча была заполнена почти неизмененным коматиитовым расплавом, быстро поднявшимся в верхнюю кору. Хромитоносный гипербазитовый комплекс сложен дунитами, которые являются кумулатами родоначального расплава, обогащенными хромитом. Образование таких пород можно связывать с начинающимся замедлением подъема расплава. Наконец, пакет норитов-бронзититов образовался на завершающей стадии гипербазитового магматизма, с чем связаны сильная фракционированность комплекса и обогащенность родоначального расплава платиноносными флюидами.

Хромитоносный комплекс первоначально представлял собой круто залегающую трещинную интрузию, переходящую в верхней части в крупную пологую магматическую камеру. Большая его часть уничтожена тектоникой и эродирована. К настоящему времени сохранились лишь несколько круто залегающих тектонических пластин гипербазитов в зоне Лойпишнюн, в которых бурением вскрыты маломощные круто залегающие слои хромититов, и дунитовый блок с хромитовой залежью, представляющий остатки пологой камеры. Исходная магма комплекса несла взвешенные кристаллы оливина и хромита, которые оседали на дно при снижении скорости магматического потока в месте перехода подводящего канала в пологую магматическую камеру. Поток не был ламинарным, поэтому расслоенность рудной залежи не выдержанная. Хромитоносные породы в 3 раза богаче пород остальных гипербазитовых комплексов района хромом. Среднее содержание Cr_2O_3 в дунитах составляет 1.7 %, а если учесть хром рудной залежи, то содержание Cr_2O_3 в исходной магме хромитоносного комплекса могло быть еще выше.

Первоначальная хромитовая залежь была блокирована последующей тектоникой и Сопчеозерское месторождение представляет лишь ее часть, сохранившуюся в одном из тектонических блоков гипербазитового комплекса. Какова же вероятность обнаружения смещенных блоков хромитовой залежи? Северо-восточная часть рудной залежи скорее всего была взброшена и эродирована, так как дуниты висячего бока месторождения повсеместно разбурены в ходе поисковых и разведочных работ. К юго-западу от месторождения дуниты встречаются только в виде мелких тектонических блоков, зажатых между многочисленными дайками габброидов. Это означает, что смещенная часть рудной залежи, скорее всего, также разубожена дайковыми породами. Такая ситуация имеет место в юго-западном борту карьера, где границу месторождения образует не ограничивающий разлом, а рой вертикальных даек крупнозернистых габброноритов.

Единственной альтернативой хромитоносному комплексу Мончегорского плутона для поисков хромовых руд в районе являются Островской и Улитаозерский массивы, в составе которых доминируют дуниты. В них явно выражена скрытая расслоенность, свидетельствующая о становлении из движущегося расплава. Среднее содержание Cr_2O_3 в дунитах этих массивов составляет 0.5 %, что в 3-4 раза меньше, чем в дунитах хромитоносного комплекса, но Островской массив близок по составу пород и строению разреза Бураковскому массиву в Карелии. В дунитах последнего содержание Cr_2O_3 - 0.1, а в перидотитах, несущих залежи хромититов, - 0.9 % [Лавров и др., 2004].

Литература

1. Лавров М.М., Голубев А.И., Трофимов Н.Н. Геохимия и рудоносность Бураковского расслоенного интрузива // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2004. С. 75 - 91.
2. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Апатиты: изд. Кольского НЦ РАН. 2004. 2 тома по 177 с.
3. Федотов Ж.А. Динамическая модель магматической эволюции // Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии. Материалы X Всероссийского петрографического совещания «Петрография XXI века» Т. 4. Апатиты: Изд. Кольского НЦ РАН. 2005. С. 237 - 239.
4. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Чистяков А.В. и др. Геология и металлогения Мончегорского расслоенного рудоносного комплекса // Д.А. Додин, В.С.Сурков (ред.). Российская арктика. Геологическая история. Минерагения. Геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 485 - 494.
5. Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusion in taster Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1995. V.75. P. 31-46.

ЗОЛОТО-ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КМА И ИХ ТЕХНОГЕННЫХ ПРОДУКТАХ – НОВЫЙ КРУПНООБЪЕМНЫЙ ИСТОЧНИК СТРАТЕГИЧЕСКИ ВАЖНЫХ МЕТАЛЛОВ

Н.М. Чернышов

Воронежский государственный университет, Воронеж, petrology@geol.vsu.ru

В обеспечении минерально-сырьевой безопасности России и устойчивого долгосрочного социально-экономического развития, в расширении перспектив территориально-производственных комплексов, рациональном использовании природных ресурсов важнейшее значение приобретают выявленные на рубеже XX - XXI столетий многочисленные разномасштабные, в том числе крупные и гигантские по ресурсам, источники дефицитного сырья – золота и металлов платиновой группы (МПГ), играющих особую роль в валютных запасах страны, в создании новейших наукоемких технологий в различных отраслях промышленности, науке, медицине.

Среди новых нетрадиционных источников благородных металлов выделяется золото-платиноносное оруденение в железистых кварцитах раннего докембрия, слагающих в пределах всех континентов Земли крупные и гигантские месторождения, обеспечивая 53% зарубежной и 58% отечественной добычи железа [1, 2, 12].

В мегаблоке КМА сосредоточен ряд супергигантских (Михайловское, Лебединское) и гигантских (Коробковское, Стойленское, Стойло-Лебединское) месторождений, связанных с железисто-кремнисто-сланцевой формацией нижнего карелия (в объеме курской серии). Две трети разведанных запасов железистых руд России сосредоточено в этих пяти месторождениях [1, 3].

Важнейшим компонентом железистых кварцитов, а также, сформировавшихся за их счет, залежей богатых железных руд доверхневизейской коры выветривания являются благородные металлы, выступающие в качестве одного из крупнейших нетрадиционных источников селективной и попутной золото-платинодобычи XXI столетия [6, 10]. Среди разнообразных по составу железных руд выделено [9] пять генетических типов золото-платинометалльного оруденения, каждый из которых характеризуются специфическими условиями локализации, морфологией и масштабами рудных залежей, типом минерализации, содержанием благородных металлов и практической значимостью (табл. 1). Эти типы оруденения являются, вместе с тем, первичным источником золота и платиноидов, поступающих в промпродукты действующих ГОКов КМА

Золото-платинометалльное оруденение в железорудных месторождениях характеризуются сложным многокомпонентным, полиминеральным составом (свыше 60 рудных минералов; табл. 2), в том числе около 20 собственных минеральных фаз МПГ, Au и сопутствующих им элементов (Ag, Te, Bi) [4 - 6, 8]. Помимо минеральных фаз значительные концентрации МПГ и Au установлены в сульфидах и их аналогах (Pd = 0.01 – 2.3 мас.%, Pt = 0.02 – 1.28 мас. %, Au = 0.02 – 0.62 мас. %, Ag до 0.42 мас. %) [6, 9]. На распределение, степень концентриро-

вания и формы нахождения золота и платиноидов существенную роль оказывает место парагенезисов сульфидов и их аналогов в общем длительном процессе формирования благороднометалльного оруденения в высокожелезистых рудообразующих системах [9 - 12].

Таблица 1.

Генетические типы и закономерности размещения золото-платинометалльного оруденения железорудных месторождений-гигантов КМА

Структурно-вещественный контроль оруденения.	Содержание Au, Pt, Pd (г/т).	Тип минерализации	Морфология рудных залежей	Возможное практическое применение
1	2	3	4	5
1. Осадочно-метаморфогенный				
Обширные площади развития железистых кварцитов в пределах месторождений.	Низкие (фоновые) Au = 0.02 – 0.12 МПГ до 0.05	Рассеянный	Пластовые залежи железистых кварцитов	Попутное извлечение из продуктов переработки железных руд
2. Метаморфогенно-метасоматический				
Зоны контакта углеродистых сланцев с кварцитами и внутрирудные углеродсодержащие сланцы с обильной сульфидной минерализацией.	Au = 0.54 - 6.18 Pt = 0.12 - 0.30 Pd = 0.58 - 0.77	Концентрированный	Стратиформные залежи мощностью от первых метров до 90 м и протяжённостью до 70 км.	Самостоятельные золото-платиноидные объекты для селективной отработки
3. Гидротермально-метасоматический				
Серия прерывистых линейных зон гидротермально-метасоматических образований с локальными зонами метасоматитов	Au = 0.6 – 6.2 - иногда до 35.8 МПГ - до 0.3 – 0.5	Концентрированный	Жилы, линзо- и жилообразные тела мощностью до 3-5 м и протяжённостью первые сотни метров среди железистых кварцитов	Самостоятельные, преимущественно золоторудные объекты для селективной отработки
4. Гипергенно-метасоматический				
Зоны развития линейных кор выветривания железистых кварцитов (богатые мартитовые руды)	Au = 0.64 - 4.30 иногда до 41.7	Концентрированный	Разнообразные по масштабам линзо- и жилообразные секущие тела в «карманах» кор выветривания	Самостоятельные платиносодержащие золоторудные объекты для селективной отработки
5. Осадочный				
Базальные горизонты зон несогласий (докембрий-фанерозой), перекрывающие богатые мартитовые руды	Au = 0.53 Pt = 0.15 Pd = 1.70 РЗЭ = 556.3 U = 12,2-23.6	Концентрированный	Пластовые тела сульфидизированных органогенных пород девона («фосфоритовая плита» мощностью от 1 и более метров) в кровле железорудных месторождений	Самостоятельные уран-редкоземельно-благороднометалльно-содержащие объекты во вскрышных породах (селективная отработка)

Отрабатываемые карьерами и шахтами благороднометалльносодержащие железные руды пяти месторождений (Михайловское, Лебединское, Стойленское, Стойло-Лебединское, Коробковское) перерабатываются тремя ГОКами с формированием в процессе обогащения огромной массы хвостоотвалов. При годовом сбросе около 50 млн. т в хвостохранилищах за более чем 35 лет накопилось свыше 1.3 млрд. т твердой части хвостов, которые совместно с крупнейшими карьерами не только существенно преобразовали ландшафтный облик региона, но и создали высокую экологическую напряженность [5, 7]. Лежалые хвосты, занимающие огромные площади земельных угодий, выступают ныне в качестве: а) интенсивных пылевыделяющих источников с общей массой выброса пылевидных частиц в атмосферу свыше 1 млн. т в год (с превышением концентрации пыли в атмосфере от 4 до 10 - 12 ПДК); б) одного из источников загрязнения почв и водоносных горизонтов за счет Ti, Cr, нитратов, Cl, нефтепродуктов и возникающего при разложении сульфидов SO_2 и обширного ряда элементов (Fe, Cu, Se, Pb, Zn, Bi, As, Co, Mn, Cd, Ni и др.), а также U и Th, сопутствующих породам железорудных месторождений КМА [7].

Таблица 2.

Рудные минералы золото-платинометаллльного оруденения в железорудных месторождениях КМА

Самородные металлы, металлические твердые растворы и интерметаллические соединения	
Золото	1. $Au_{0.96}Ag_{0.03}$; 2. $Au_{0.89}$ $Ag_{0.05}Cu_{0.07}$; 3. $Au_{0.99}Ag_{0.01}$; 4. $Au_{0.90}Ag_{0.10}$; 5. $Au_{0.67}$ $Ag_{0.26}Cu_{0.07}$; 6. $Au_{0.70}$ $Ag_{0.29}$ $Pd_{0.01}$
Осмий	$Os_{0.77}Ir_{0.19}Ru_{0.03}Pt_{0.01}$;
Рутений	$Ru_{0.64}$ $Ir_{0.18}$ $Os_{0.10}$ $Pt_{0.06}$ $Pd_{0.01}$ $Rh_{0.01}$;
Рутениридосмин	$Os_{0.44}Ru_{0.39}Ir_{0.1}Ni_{0.03}Cu_{0.02}Pt_{0.01}$;
Платрутеносмиридий	$Pt_{0.34}Ru_{0.32}Os_{0.17}Ir_{0.17}$;
Иридрутеносмид	$Ru_{0.5}Ir_{0.21}Os_{0.19}Pt_{0.08}Rh_{0.01}$;
Золото-серебряные сплавы	1. $Au_{0.70}$ $Ag_{0.30}$; 2. $Ag_{0.50}Au_{0.49}$
Электрум	1. $Au_{0.48}$ $Ag_{0.52}$; 2. $Ag_{0.30}Au_{0.70}$
Кюстелит	$Au_{0.17}$ $Ag_{0..83}$
Минералы ряда:	
рутений, иридий, осмий, платина -	$Ru_{0.29}Ir_{0.28}Os_{0.19}Pt_{0.17}Fe_{0.05}Rh_{0.01}$;
рутений, платина, родий -	$Ru_{0.38}Pt_{0.32}Rh_{0.13}Ir_{0.06}Os_{0.06}$ $Fe_{0.04}Ni_{0.01}$;
осмий, рутений, иридий -	$Os_{0.41}$ $Ir_{0.28}$ $Ru_{0.28}$ $Pt_{0.08}$ $Rh_{0.02}Fe_{0.01}Ni_{0.01}$
Сульфиды	
Прассоит	$(Rh_{16.45}Pt_{0.61}$ $Ru_{0.43})_{17.49}S_{15.00}$
Маккинстриит	$(Ag_{1.15}Au_{0.10}Fe_{0.10}$ $Cu_{0.66})_{2.01}$ S
Гр. Пирротина (моноклинный, гексагональный; троилит, в т.ч. Pt,Pd,Au содержащий)	$Fe_{1-x}S$
Пирит и *халькопирит* (в т.ч. Pt,Pd,Au содержащий)	FeS_2; $CuFeS_2$
Марказит, сфалерит, молибденит	FeS_2; ZnS; MoS_2
Галенит (в т.ч. Pt,Pd,Au,Ag содержащий)	PbS
Борнит (в т.ч. Pd содержащий)	Cu_5FeS_4
Халькозин, ковеллин, пенталандит	Cu_2S; $Cu_2S{\cdot}CuS_2$; $(Fe,Ni)_9S_8$
Сульфоарсениды, теллуриды, антимониды, висмутиды, сульфосоли	
Мончеит	$(Pt_{0.994}Pd_{0.026}$ $(Bi_{0.063}Te_{1.937})_{2.00}$
Сперрилит	$(Pt_{1.01}Fe_{0.02})_{1.03}$ $(As_{1.91}S_{0.09})_{2.00}$
Петцит	$(Ag_{3.09}$ $Au_{1.03})_{4.12}$ $Te_{2.00}$; $(Ag_{3.01}$ $Au_{0.96})_{3.97}$ $Te_{2.00}$
Гессит	$(Ag_{1.99}$ $Au_{0.03})_{2.02}$ $(Te_{0.96}$ $Bi_{0.04})$
Креннерит	$(Au_{0.01}Ag_{0.16})_{1.01}$ $Te_{2.00}$
Цуманит	$Au_{0.85}$ $Te_{0.51}Bi_{0.48}$
Хедлиит платиносодержащий	$Te_{3.00}Bi_{6.95}$;
Жозеит-А	$Te_{1.00}$ $S_{2.02}Bi_{3.68}$;
Тетрадимит	$(Te_{2.04}S_{1.00})_{3.04}$ $Bi_{2.00}$.
Арсенопирит платиносодержащий	FeAsS
Теннантит и тетраэдрит	$Cu_{12}As_4S_{13}$; $Cu_{12}Sb_4S_{13}$
Никелистый кобальтин палладийсодержащий	$Co_{0.67}$ $Ni_{0.27}$ $Pd_{0.04}$ $Fe_{0.02}$; $Co_{0.68}$ $Ni_{0.22}$ $Fe_{0.07}Pd_{0.03}$
Герсдорфит	NiAsS
Лёллингит никельсодержащий	$(Fe_{0.82}$ $Ni_{0.18})As_2$
Оксиды, гидрооксиды и др.	
Магнетит	Fe_3O_4
Гематит	Fe_2O_3
Ильменит	$FeTiO_3$
Рутил	TiO_2
Касситерит	SnO_2
Уранинит и настуран	U_2UO_7
Бадделеит	ZrO_2
Гетит	FeO(OH)

Примечание: подчеркнуты сплошной линией собственные минеральные фазы МПГ, Au и Ag; пунктирной – минералы, содержащие в своем составе примесные формы благородных металлов.

Вместе с тем, промпродукты действующих горнорудных предприятий КМА, добывающих и перерабатывающих около 53 % железных руд России, выступают в качестве нового, нетрадиционного и одного из крупнейших по ресурсам источника, выделяемого в особый курско-белгородский техногенный тип месторождений благороднометаллльного сырья XXI века [2, 4 - 6]. Результаты исследований различных продуктов переработки (общие хвосты, скважинные пробы из хвостохранилища, пробы всех стадий магнитной сепарации и флотации) железных руд Лебединским и Михайловским ГОКами выявили [2, 6, 7]: а) значительные вариации в распределении золота как в исходных пробах различных участков хвостохранилищ действующих ГОКов (Au от 0.02 до 0.60 г/т), так и в полученных из них концентратов (Au от 0.45 до 12.6 г/т); б) многократное (относительно исходных продуктов) обогащение золотом концентратов первой стадии флотации хвостов магнитной сепарации (Au до 26.7 г/т), общих хвостов и скважинных проб (Au до 27.2 г/т) и отчетливое снижение его в промпродуктах последующих стадий; в) преимущественную (до 50%) концентрацию Pt и Pd в гравитационном концентрате.

Результаты лабораторно-технологических исследований по распределению благородных металлов в пробах концентратов, хвостов и продуктов измельчения железных руд на Михайловском и Лебединском ГОКах, обогащённых с использованием концентратора «Knelson 3.5», показали (табл. 3), что максимальным накоплением металлов платиновой группы (1.4 г/т) и золота (25.2 – 43.5 г/т) характеризуется гравитационный концентрат из песков гидроциклона и немагнитная фракция гравитационного концентрата (Pt + Pd = 0.6 г/т, Au = 15 г/т, Ag = 9 г/т). Особенно эффективно пески гидроциклонов обогащаются золотом. Его содержание в черновом концентрате из песков гидроциклона на Михайловском и Лебединском ГОКах составило 43.5 г/т и 69.3 г/т при извлечении соответственно 46.3% и 58.4% и высокой степени концентрирования. Выполненные рядом исследователей расчёты [2, 3, 6, 7, 10] показывают, что при ежегодном поступлении в хвосты обогащения Лебединского и Михайловского ГОКов около 5 т извлекаемого золото и около 3 т платиноидов на базе хвостохранилищ за последние 35 лет создано два крупных техногенных объекта золото-платинодобычи с суммарным содержанием благородных металлов около 200 т.

Регион КМА с развитой инфраструктурой являются наиболее крупным в России горнорудным районом с реальными возможностями попутного извлечения золота и платиноидов из текущих промпродуктов железных руд и уже накопленных хвостов.

Технико-экономические расчеты показывают [3], что в настоящее время рентабельная промышленная попутная добыча золота и платиноидов может быть организована в короткие сроки на основе применения современных наукоемких технологий, позволяющих извлекать частицы мелкого и тонкого золота и минералы МПГ из песков или отходов обогащения, при этом первоочередными объектами представляются отходы обогащения текущего передела.

Таблица 3.

Содержания благородных металлов в рудах и технологических продуктах Михайловского и Лебединского месторождений

Месторождение	Типы руд и технологические продукты	Содержания, мг/т							
		Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Au	Ag, г/т
Михайловское	Аглоруда	<5	<20	25	<10	<5	30	60	<2
	Гравитационный концентрат из песков классификатора			80			120	7300	
				80			110	9700	
	Гравитационный концентрат из песков гидроциклонов	20	80	520	50	100	700	30000	
				200			100	25200	
				330			200	43500	
	Гравитационный концентрат из отвальных хвостов обогащения			<20			<50	500	
	Отвальные хвосты обогащения			22			15	42	<2
	Мономинеральная фракция пирита			20			15	3500	6
	Магнетитовый концентрат			<20			<10	22	<2
Лебединское	Отвальные хвосты обогащения			29			19	75	2
	Гравитационный концентрат из хвостов обогащения			38			25	76100	12
	Магнитная фракция гравитационного концентрата			20			15	90	<2
	Немагнитная фракция гравитационного концентрата			400			200	15000	9

Ускоренное развитие и реализация научных разработок в области освоения и обогащения уникальных по запасам и ресурсам нетрадиционных типов благороднометаллльного сырья из промпродуктов в условиях резкого увеличения производства и потребления золота и платиновых металлов может составить надёжный базис устойчивого долгосрочного развития этой высокоэффективной отрасли экономики.

Работы выполнены при финансовой поддержке Гранта Президента РФ «Ведущие научные школы» (НШ-2211.2008.5) и РФФИ (грант №08-05-00158а).

Литература

1. Голивкин Н.И. Железные руды КМА. / Голивкин Н.И., Н.Д. Кононов, В.П. Орлов, под ред. В.П. Орлова. М.: ЗАО «Геоинформмарк». 2001. 616 с.
2. Двойнин В.В., Дунай Е.И., Воевода И.И. Золотоносность железистых кварцитов курской серии КМА // Разведка и охрана недр. 1993. № 9. С. 12 - 14.
3. Тигунов Л.П., Быховский Л.З. Проблемы и перспективы попутного получения благородных металлов из нетрадиционных источников минерального сырья. // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. Матер. Всероссийского симпозиума. М.: 2002. С. 381 - 384.
4. Чернышов Н.М., Изоитко В.М., Петров С.В., Молотков С.П. Первые находки минеральных форм элементов платиновой группы в железистых кварцитах КМА (Центральная Россия) // Доклады РАН. 2003. Т. 391. №1. С. 104 - 107.
5. Чернышов Н.М., Петров С.В., Молотков С.П. Особенности распределения и формы нахождения благородных металлов в железистых кварцитах Михайловского месторождения КМА и их техногенных продуктах (Центральная Россия). // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геологич. 2003. № 1. С. 93 - 104.
6. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). // Воронеж. Изд-во Воронеж. гос. ун-та. 2004. 448 с.
7. Чернышов Н.М. Проблема комплексного освоения недр Земли в условиях быстрых антропогенных изменений (на примере железорудных предприятий КМА, Центральная Россия) // Экология антропогена и современности: природа и человек. Сб. науч. докладов. СПб: «Гуманистика». 2004. С. 524 - 528.
8. Чернышов Н.М., Петров С.В. Новые минеральные формы платиноидов и золота в железистых кварцитах Лебединского месторождения КМА (Центральная Россия). // Доклады РАН. 2006. Т. 408. № 4. С. 586 - 589.
9. Чернышов Н.М. Благороднометалльносодержащие парагенезисы сульфидов и их аналогов в железорудных месторождениях КМА (Центральная Россия). // Вестн. ВГУ. Сер.: Геология. 2007. №1. С. 101 - 104.
10. Шелехов А.Н. Золото- и платиноносность железистых кварцитов Русской платформы и пути их практического использования в XXI веке. // Руды и металлы. 1999. № 1. С. 123 - 125.
11. Шер С.Д. Металлогения золота. / М.: Недра. 1972. 295 с.
12. Olivo G.R., Gaunter M., Bardoux M. // Miner. Mag. 1994. V. 58. № 4. P. 579 - 587.

МАМОНСКИЙ И ЕЛАНСКИЙ ТИПЫ СУЛЬФИДНЫХ ПЛАТИНОИДНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВКМ (СОСТАВ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ)

Н.М. Чернышов, М.Н. Чернышова

Воронежский государственный университет, Воронеж, petrology@geol.vsu.ru

Крупный учёный и организатор науки – член-корреспондент РАН Григорий Иванович Горбунов, 90-летие со дня рождения которого ныне отмечает широкая геологическая общественность, принимал непосредственное участие в разработке основных направлений исследований и поисково-разведочных работ, проводимых в открытых в 60-70-х годах XX столетия новой Воронежской никеленосной провинции. Его фундаментальные работы по геологии и генезису сульфидных медно-никелевых месторождений были и остаются базовыми для наращивания ресурсов стратегически важных для России цветных и благородных металлов [1, 2].

Сульфидные платиноидно-медно-никелевые руды, ассоциирующие с ультрамафитами и мафитами и совместно с ними образующие единые длительно развивающиеся рудномагматические системы (РМС) в пределах ВКМ встречаются во всех структурно-вещественных комплексах, сформировавшихся в условиях раннеархейской нуклеократонизации (бесединский тип РМС), энсиалического рифтогенеза позднего архея (олимпийский тип), рассеянного спрединга и реактивизации позднеархейских структур, сопровождавшего процесс субдукции Хопёрского и Курского мегаблоков (мамонский и еланский типы), постколлизионного (шукавский тип) и раннеплатформенного (смородинско-новогольский тип) этапов формирования континентальной коры [4, 6]. Закономерные изменения геодинамических и эндогенных режимов в процессе длительного (AR_1^1-K_1^2) формирования коры континентального типа и ее структурно-вещественной эволюции в условиях возрастающей роли процессов мантийно-корового взаимодействия и контаминации исходных мантийных расплавов коровым материалом сопровождались изменением типов сульфидных платиноидно-медно-никелевых РМС, усложнением состава рудообразующих минеральных па-

рагенезисов и спектров входящих в них элементов, сменой существенно никелевых и медисто-никелевых типов руд (с некоторым преобладанием Pt над Pd) медно-никелевыми с возрастанием роли Pd относительно Pt.

Общие сведения о составе рудовмещающих магматических формациях (комплексах, условиях локализации и масштабах разнотипных сульфидных медно-никелевых месторождений и рудопроявлений) приведены в таблице, а их положение в структуре ВКМ на рисунке 1.

Таблица.

Типы сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений и проявлений Воронежского кристаллического массива

Типы месторождений и проявлений	Преобладающая геологическая формация	Рудовмещающие породы, условия локализации	Месторождения и проявления			
			Установленные		Прогнозируемые	
			Крупные	Средние и мелкие	Крупные	Средние и мелкие
Смородинско-новогольский	Трапповая (трокто-лит-габбродоле-ритовая)	Нижние горизонты высо-комагнезиальных пикрит-троктолит-габбродолеритовых (трап-повых) дифференциро-ванных интрузий смородин-ского и новогольского ком-плексов		+	+	
Шукавский	Габбро-верлитовая	Ультрамафиты диференци-рованных интрузий шукав-ского комплекса				+
Еланский	Субвулканическая ортопироксенит-норит-диоритовая	Нориты, ортопироксениты еланского комплекса	+		+	
Мамонский	Дунит-перидотит-габброноритовая	Высоко- и умеренномагне-зиальные ультрамафиты дифференцированных ин-трузий мамонского ком-плекса		+	+	+
Олимпийский	Коматиит-базальтовая	Коматииты Михайловской серии и их интрузивные (субвулканические) тела сергиевского комплекса				+
Бесединский	Перидотит-пироксенит-габбро-анортозитовая	Пироксениты, горнблендиты бесединского комплекса				+

Наиболее высокой степенью продуктивности и значительными концентрациями цветных и сопуствующих им благородных металлов характеризуются сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения и разномасштабные проявления зон раннепротерозойского рассеянного спрединга (мамонский тип) и реактивизации позднеархейских рифтогенных структур (еланский тип) размещающимся в пределах крупного (375 х 475 км) Хопёрского мегаблока. Исключительно высокая степень насыщения мегаблока ультрамафит-мафитовыми и мафитовыми интрузивно-дайковыми породными ассоциациями мамонского дунит-перидотит-габброноритового и еланского ортопироксенит-норитового комплексов является следствием существования в его пределах магматических систем, развивавшихся над головными частями мантийного плюма с возникновением на поднимающейся его поверхности локальных плюмов и их восходящими потоками, сформировавшимися на рубеже 2100 – 2080 ± 14 млн. лет.

Граничными признаками мамонского типа месторождений выступают [4]: а) пространственно-генетическая связь руд [3, 4] с дифференцированными интрузивами с обширным сингенетически родственным рядом бесполевошпатовых высоко- и умеренномагнезиальных ультрамафитов и неоднократной повторяемостью в разрезе дифференциатов с различным сочетанием кумулусных парагенезисов (оливин, орто- и клинопироксен), преимущественным накоплением рудообразующей сульфидной платиноидно-медно-никелевой фракции в составе интеркумулуса и четким обособлением рудообразующей (Fe, Ni, Cu, Co, ЭПГ, S) ассоциации от силикатного (Si, Mg, Ca, Al) парагенезиса; б) согласное с элементами внутренней стратификации массивов залегание разномасштабных по протяженности (от 200 - 400 до 2200 м) и мощности (от 2 - 5 до 80 м) зон промышленного платиноидно-медно-никелевого оруденения, локализующегося в тех частях разреза, которые наиболее обогащены оливином и характеризуются интенсивной флюидно-магматической расслоенностью с неоднократным чередованием дунитов, перидотитов и пироксенитов; в) преобладание среди руд бедных халькопирит-пентландит-пирротиновых вкрапленных

(Ni до 0.85 мас. %; Cu до 0.71 %; Co = 0.04 %; ЭПГ = 0.5 г/т) при ограниченном развитии богатых густовкрапленных, массивных и брекчиевидных (Ni = 1.67 – 5.93 мас. %; Cu до 4.01 %; Co = 0.08 – 0.16 %; ЭПГ до 1.5 г/т; Pt/Pd = 1) их разновидностей с близким к метеоритному изотопным составом серы и сравнительно широким комплексом (свыше 30) рудных (в том числе Pt-Pd содержащих) минералов.

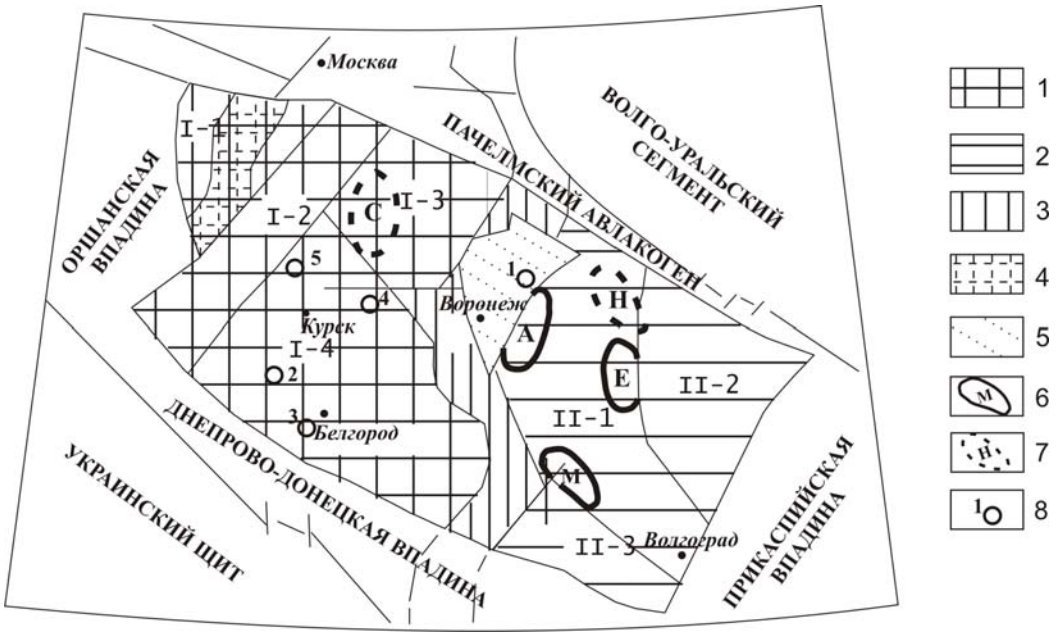


Рис. 1. Положение промышленных и потенциально рудоносных сульфидных платиноидно-медно-никелевых рудных районов, месторождений и рудопроявлений на схеме структурно-формационного районирования ВКМ:
I – мегаблок КМА (макроблоки: I - 1 – Красногорско-Рославльский; I - 2 – Брянский; I - 3 – Ливенско-Ефремовский; I - 4 – Курско-Белгородский); 2 – Хопёрский мегаблок (макроблоки: II - 1 – Калач-Эртильский; II - 2 – Камышинский; II - 3 - Варваринский); 3 – Лосевская Шовная зона; 4 – Волынско-Двинский вулкано-плутонический пояс; 5 – Ольховско-Шукавская грабенсинклинальная структура; 6 – рудные районы промышленные: М – Мамонско-Подколодновский (Нижнемамонское, Подколодновское и Юбилейное месторождения; Артюховское, Бычковское, Пионерское, Ширяевское, Мартовское, Коммунское, Северо-Бычковское и другие разномасштабные рудопроявления); А – Аннинский (Аннинское, Садовское, Вост.-Садовское, Моховское, Шишковское, Астаховское, Песковатское, Рябиновско-Большемартыновское разномасштабные проявления); Е – Елань-Коленовский (Еланское и Ёлкинское месторождения; Троицкое, Центральное, Уваровское и другие рудопроявления); 7 – потенциально рудоносные районы: Н – Новогольско-Жердевский; С – Смородинский; 8 – разномасштабные рудопроявления шукавского (1), олимпийского (2, 3) и бесединского (4, 5) типов.

Главным, определяющим в истории формирования месторождений мамонского типа и распределении в них ЭПГ является собственно магматический этап с раннемагматической стадией ликвации и кристаллизации кумулусных силикатов из сульфидоносного высокомагнезиального расплава и позднемагматической стадией кристаллизации отликвировавшейся интеркумулусной никель-платиноносной сульфидной фракции в самих материнских породах, интрамагматических дайках [4 - 7] и в меньшей мере в эпигенетических рудных телах.

В эволюционном ряду сульфидного платиноидно-медно-никелевого рудообразования наиболее важный промышленный и петролого-генетический интерес представляет платино-палладиево-медно кобальт-никелевый тип месторождений, ассоциирующих с субвулканической и дайковой ортопироксенит-норит-диоритовой формацией, сформировавшейся на рубеже 2065 - 2050 млн. лет [3, 4]. Специфические условия формирования пород и руд из гибридного кремнисто-магнезиального (бонинитоподобного) сульфидоносного расплава, возникшего в результате контаминации исходных мантийных (коматиитовых) магм коровым материалом [4], определяют уникальность структурно-вещественных, петролого-геохимических и рудно-формационных граничных признаков крупного по запасам и ресурсам еланского типа платиноидно-медно-кобальт-никелевых месторождений. К их числу относятся [4, 5, 6]: а) пространственно-генетическая связь оруденения с широко развитыми многофазными субвулканическими ортопироксенит-норит-диоритовыми телами, рудовмещающие жильные ортопироксениты, в большей мере, интрузивные нориты которых отличаются комплексом минералогических (высокомагнезиальный состав фемических

минералов, широкое развитие ортопироксена, наличие кварца и калишпата), петрохимических (несоответствие между высокими содержаниями MgO и повышенными концентрациями SiO_2 и K_2O; высокие величины отношений MgO/CaO, SiO_2/CaO, MgO/FeO), геохимических (обогащенность как Cr и Ni, так и крупноионными литофильными элементами – K, Rb, Ba, легкими РЗЭ; высокие величины отношений Ce/Yb, Ce/Nb, Ba/Zr; повышенные Zr/Rb, Ti/Cr, Ti/Rb), изотопно-геохимических (облегчённый изотопный состав серы $\delta^{34}S$ до -11,5‰, высокие величины отношений $^{18}O/^{16}O$, $\delta^{18}O$>6%; $^{87}Sr/^{86}Sr$: ΣSr>1; низкие значения $^{143}Nd/^{144}Nd$: ΣNd<0); б) присущий коматиит-ассоциированным сульфидно-никеленосным РМС маломедистый высоконикелистый (с повышенным содержанием кобальта) состав руд с возрастающей концентрацией ЭПГ по мере перехода от вкрапленных (Ni = 0.87 – 1.45 мас. %, Cu = 0.11 %, Co = 0.04 – 0.42 %, ЭПГ = 0.30 г/т) к более медистым вкраплено-прожилковым (Ni = 6.66 мас. %, Cu = 0.23 %, Pt = 0.68 г/т, Pd = 1.3 г/т) и ограниченно развитым брекчиевидным и массивным (Ni = 8.01 – 14.35 мас. %, Cu = 0.28 – 1.17 %, Co = 0.25 – 0.32 %, ЭПГ от 0.510 до 1.43 г/т, в отдельных случаях ЭПГ до 12.5 г/т, Au до 2.5 г/т); в) ведущая роль в сульфидном парагенезисе палладийсодержащего пентландита (до 30 – 50 %) и палладий–родийсодержащего пирротина и крайне низкие содержания халькопирита (2.5% иногда до 10 – 15 %), постоянное присутствие высокохромистых цинк- и рутенийсодержащих хромшпинелидов, самородного золота, а так же в разной мере обогащенных платиноидами сульфоарсенидов при максимальных концентрациях ЭПГ (Pt, Pd, Rh, Ir) и Au в новой палладий-иридий-платиновой разновидности брейтгауптита; г) характерная для сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений тесная корреляционная связь Pt, Pd, Rh между собой и всей триады с Ni, Cu, Co, S, Au, Ag (Ru, образующий собственную минеральную фазу - лаурит, корреллируется с хромом).

Сравнительная характеристика основных рудно-геохимических параметров мамонского, еланского и других типов сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений приведена на рисунке 2.

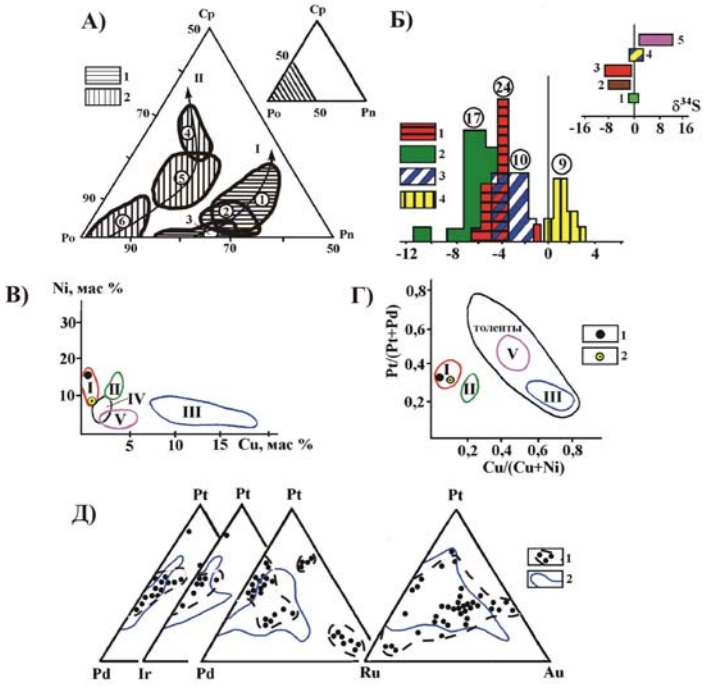


Рис 2. Сравнительные характеристики (по [4]):
а - минерального состава руд еланского (I) типа (1 - вкрапленные, 2 - гнездово-вкрапленные, 3 - массивные) и мамонского (II) типа (4 - вкрапленные в оливиновых пироксенитах, 5 - плагиоперидотитах, 6 - дунитах и гарцбургитах; б - изотопного составы серы в рудах Еланского (1), Елкинского (2), Центрального (3) и Нижнемамонского (4) месторождений и рудопроявлений (9, 10, 17, 24 - количество определений; на врезке (вверху) - вариации отношений изотопов серы в метеоритах (1), рудах некоторых (Камбалда, Уайндарра, Лагмуир) коматиит-ассоциированных медно-никелевых месторождений (2), рудах еланского (3), мамонского (4) и норильского (5) типов месторождений; в - распределения Ni-Cu; г - диаграмма Pt/(Pt+Pd)-Cu/(Cu+Ni) отношения (содержания металлов пересчитаны на 100% сульфидов) в рудах различных типов месторождений (I-V - месторождения, связанные с архейскими (I) и протерозойскими (II) коматиитами, платобазальтами (III), габброидами (IV), и месторождение Садбери (V); Еланского месторождения (обозначены условными знаками: 1 - средний состав массивных руд; 2 - то же для вкрапленных руд); д - соотношения содержаний Pt, Pd, Ir, Ru и Au в рудах еланского (1) типа и коматиит-ассоциированных месторождений (2).

Сосредоточенные в промышленных и потенциально-промышленных сульфидных платиноидно-медно-никелевых типах месторождений (мамонский, еланский, смородинско-новогольский) Хоперского мегаблока значительные запасы и ресурсы цветных (Ni, Cu, Co) и благородных металлов в совокупности с новыми нетрадиционны-

ми крупнообъемными источниками ЭПГ и золота в черносланцевых стратифицированных комплексах, их метасоматитах (тимской и кшенский типы) и в уникальных по запасам железистых кварцитах и их техногенных продуктах (курский и курско-белгородский типы) КМА выступают в качестве надежной основы создания в текущем столетии новой Центрально-Европейской базы золото-платинодобычи с целью обеспечения минерально-сырьевой безопасности страны и долгосрочного устойчивого социально-экономического развития крупного Курско-Воронежского региона России.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №08-05-9903-р-офи) и Гранта Президента РФ (НШ-2211.2008.05).

Литература

1. Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Изд-во Недра. 1968. 352 с.

2. Горбунов Г.И., Чернышов Н.М., Буковшин В.В. Новая никеленосная провинция СССР. // Сов. геология. 1970. № 4. С. 90 - 109.

3. Чернышов Н.М., Баянова Т.Б., Чернышова М.Н., Левкович Н.В. Уран-свинцовый возраст норит-диоритовых интрузий Еланского никеленосного комплекса и их временные соотношения с габброноритами дифференцированных интрузий ультрамафит-мафитовых плутонов мамонского комплекса ВКМ. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 8. С. 1064 - 1071.

4. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). – Воронеж: Изд. Воронеж. гос. ун-та. 2004. 448 с.

5. Чернышова М.Н. Дайки сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Воронежского кристаллического массива. – Воронеж: Изд. Воронеж. гос. ун-та. 2005. 368 с.

6. Чернышов Н.М., Чернышова М.Н. Типы и эволюция сульфидных платиноидно-медно-никелевых рудно-магматических систем ВКМ // Петрология и минерагения Кольского региона. Труды V Всероссийской Ферсмановской научной сессии, посвящённой 90-летию со дня рождения Е.К. Козлова. Апатиты, 14-15 апреля 2008 г. Апатиты: Изд. Кол. НЦ РАН. 2008. С. 209 - 211.

7. Чернышова М.Н. Положение и роль даек в общей модели формирования мамонского типа сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений ВКМ // // Петрология и минерагения Кольского региона. Труды V Всероссийской Ферсмановской научной сессии, посвящённой 90-летию со дня рождения Е.К. Козлова. Апатиты, 14-15 апреля 2008 г. Апатиты: Изд-во Кол. НЦ РАН. 2008. С. 209 - 211.

ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ ДАЕК ПРИ ПОИСКАХ И ОЦЕНКЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ ИНТРУЗИЙ НА СУЛЬФИДНЫЕ ПЛАТИНОИДНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ РУДЫ (НА ПРИМЕРЕ МАМОНСКОГО НИКЕЛЬ-ПЛАТИНОНОСНОГО КОМПЛЕКСА ВКМ).

М.Н. Чернышова

Воронежский государственный университет, Воронеж, petrology@geol.vsu.ru

Член-корреспондент Григорий Иванович Горбунов – один из выдающихся исследователей геологии и генезиса сульфидных медно-никелевых месторождений и организаторов науки. Его фундаментальные труды [1] были и остаются базовыми в наращивании минерально-сырьевых ресурсов стратегически важных для России цветных и благородных металлов. Неоценим его вклад в разработку основных направлений научных исследований и поисково-разведочных работ в новом никель-платиноносном регионе – Воронежском кристаллическом массиве. (ВКМ; [1, 2]).

В докембрийском фундаменте ВКМ наиболее важные в промышленном отношении месторождения и многочисленные разномасштабные рудопроявления сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд связаны лишь с многофазными интрузивами двух раннепротерозойских формаций: а) дунит-перидотит-пироксенит-габброноритовой зон рассеянного спрединга (мамонский комплекс; 2100 – 2080 ± 10 млн. лет), б) субвулканической ортопироксенит-норит-диоритовой реактивизированных структур рифтогенного типа (еланский комплекс; 2065 – 2050 ± 14 млн. лет). Пространственно они располагаются в пределах Хопёрского мегаблока. Важнейшим структурно-вещественным и рудонесущим компонентом комплексов являются дайковые образования, на долю которых приходится от 6 до 12% объема рудоносных интрузивов. Широкое развитие даек, тесная пространственно-генетическая связь и отчетливо выраженная минералого-петрогеохимическая комплементарность их с различными по возрасту, формационной принадлежности, составу и степени рудоносности интрузивами выступают надежной методологической основой использования жильных образований для оценки потенциальной рудоносности массивов. В условиях повсеместного перекрытия докем-

брийских образований Хоперского мегаблока мощным чехлом платформенных отложений, исключающих возможность прямых геологических наблюдений всей совокупности сложных пространственно-временных соотношений интрузивно-дайковых породных ассоциаций с сульфидным платиноидно-медно-никелевым оруденением, особая роль принадлежит структурно-вещественным признакам и геохимическим особенностям жильных пород, их месту и роли в общей модели транскоровой эволюции интрузивно-дайковых рудно-магматических систем.

Их прогнозно-поисковая роль в оценке рудоносности особенно отчётливо прослеживается на примере многофазной длительно формирующейся рудномагматической системы (РМС), ассоциирующейся с мамонским комплексом. В его составе выделяется [4, 5] несколько групп (типов) интрузивных тел, последовательно сформировавшихся, вероятно, в условиях неодинаковых уровней магмогенерации или очаговых зон и различающихся по структурному положению, составу породных групп и минеральных парагенезисов, полноте дифференцированности, степени рудоносности: 1) ранние ультрамафитовые высоко- и умеренномагнезиальные (мамонский тип), в разной мере дифференцированные, промышленно рудоносные (Нижнемамонское и Подколодновское месторождения); 2) ультрамафит-мафитовые умеренномагнезиальные камернодифференцированные (елань-вязовский и ширяевский типы), потенциально рудоносные; 3) количественно преобладающие слабодифференцированные мафитовые безрудные интрузивы (каменский тип), завершающие становление всей никель-платиноносной формации.

Ведущим структурно-вещественным признаком прогнозно-поисковой оценки выступает высокая степень насыщенности и разнообразие состава (до 17 видов и разновидностей) жильных пород интрамагматической группы в промышленно рудоносных и потенциально рудоносных дифференцированных ультрамафитовых интрузивах мамонского типа [5]. В недифференцированных и обычно безрудных ультрамафитовых телах того же типа степень насыщенности дайками снижается почти вдвое, а их породная ассоциация не превышает 5 - 6 видов и разновидностей. Структурно-вещественная индивидуальность дайковых пород, ассоциирующих с различными по потенциальной рудоносности интрузивами, отчетливо прослеживается в особенностях минеральных парагенезисов и составе породообразующих минералов. Жильные породы, комагматичные ультрамафитовым дифференциатам рудоносных и потенциально рудоносных интрузий, характеризуются ведущей ролью в минеральном парагенезисе оливина (Fa_{18-25}), количественным преобладанием ортопироксена (Fs_{12-30}) и сравнительно широко развитых клинопироксена (эндиопсида, диопсида) и обыкновенной роговой обманки. Бурая титанистая разновидность Са-амфиболов эденит-паргаситовой серии весьма характерна для дайковых пироксенитов ширяевского типа интрузивов с малоникелистыми бедными платиноидами пирротиновыми рудами [5].

Важным признаком оценки потенциальной никель-платиноносности интрузий выступает наличие в их дайковых породах специфической для мамонского никель-платиноносного комплекса акцессорной (циркон-апатит-сульфидно-оксидной) минеральной ассоциации, и прежде всего многообразие ее видового состава и многократное обогащение дайковых пород типичными для медно-никелевых месторождений мамонского типа рудными минералами [4, 5]. В частности, акцессорная минеральная ассоциация габбровых даек среди мамонского типа интрузий с платиноидно-медно-никелевым оруденением, помимо сульфидов включает характерные для магматических диф-

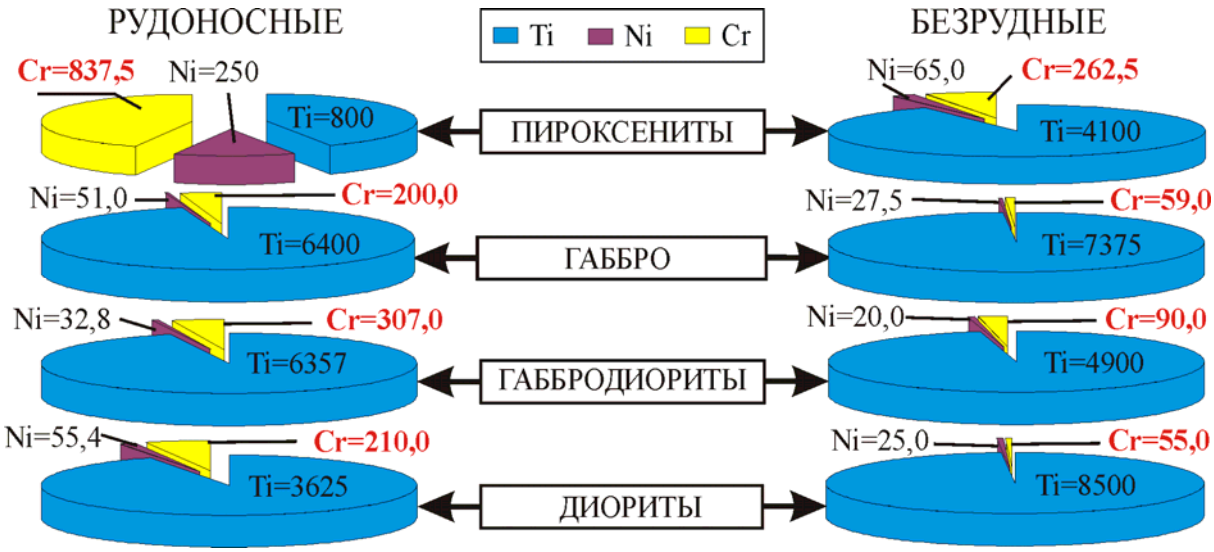


Рис 1. Распределение рудообразующих элементов в дайковых породах рудоносных и безрудных интрузий мамонского комплекса.

ференциатов высокие концентрации хромшпинелидов, оксидов Fe и Ti. Габбро дайковых тел безрудных интрузий практически полностью лишены хромшпинелидов, сульфидов, но значительно (в 2.5 - 3.5 раза) обогащены магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом и апатитом.

Определяющими петрогеохимическими признаками даек – производных дифференциатов рудоносных интрузий мамонского типа, являются [5]: а) повышенная магнезиальность (K_{Mg} = 63.5 - 70.3) при относительно невысоких значениях общей железистости (Кф = 29.7 - 36.3) и низкой глиноземистости (al`= 0.08 - 0.16); б) низкие содержания

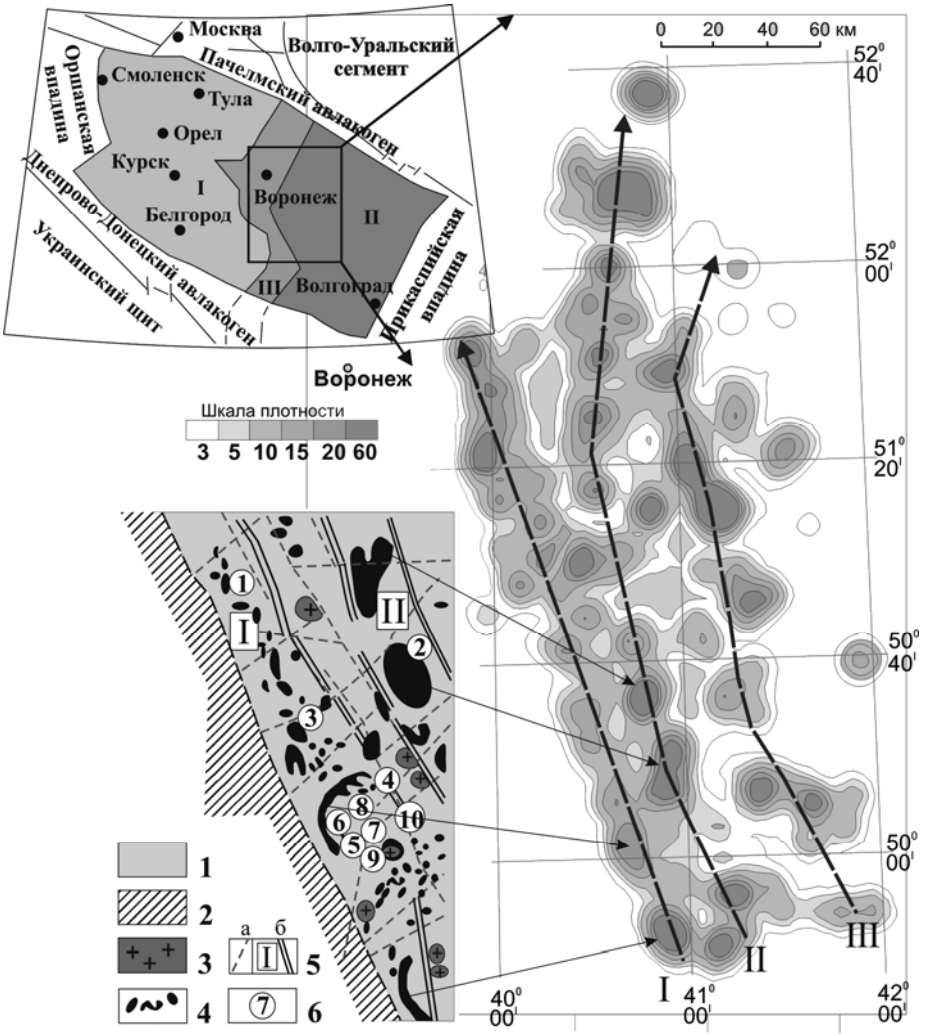


Рис. 2. Плотность распределения интрузивно-дайковых тел мамонского комплекса в западной части Хоперского мегаблока:

3 – направление осевых структур зон рассеянного спрединга. В верхней части рисунка положение Хоперского мегаблока в структуре ВКМ (I – Курский и II – Хоперский мегаблоки, III – Лосевская шовная зона). На врезке (слева): Схема размещения интрузивно-дайковых тел мамонского комплекса в пределах Мамонско-Подколодновского рудного района: 1 – песчаниково-сланцевые отложения воронцовской серии; 2 – вулканогенно-осадочные отложения лосевской серии (в пределах Лосевской шовной зоны); 3 – гранитоиды бобровского комплекса; 4 – ультрамафит-мафитовые интрузивно-дайковые тела мамонского комплекса; 5 – тектонические нарушения (а), границы зон и направления осевых структур (б): I - Западная (Лосевско-Мамонская), II - Центральная (Озерковско-Ширяевская), III - Восточная (Елань-Эртильская); 6 – месторождения и рудопроявления: 1 – Петровское, 2 – Ширяевское, 3 – Нижнемамонское, 4 – Артюховское, 5 – Подколодновское, 6 – Юбилейное, 7 – Северо-Бычковское, 8 – Мартовское, 9 – Коммунское, 10 – Бычковское.

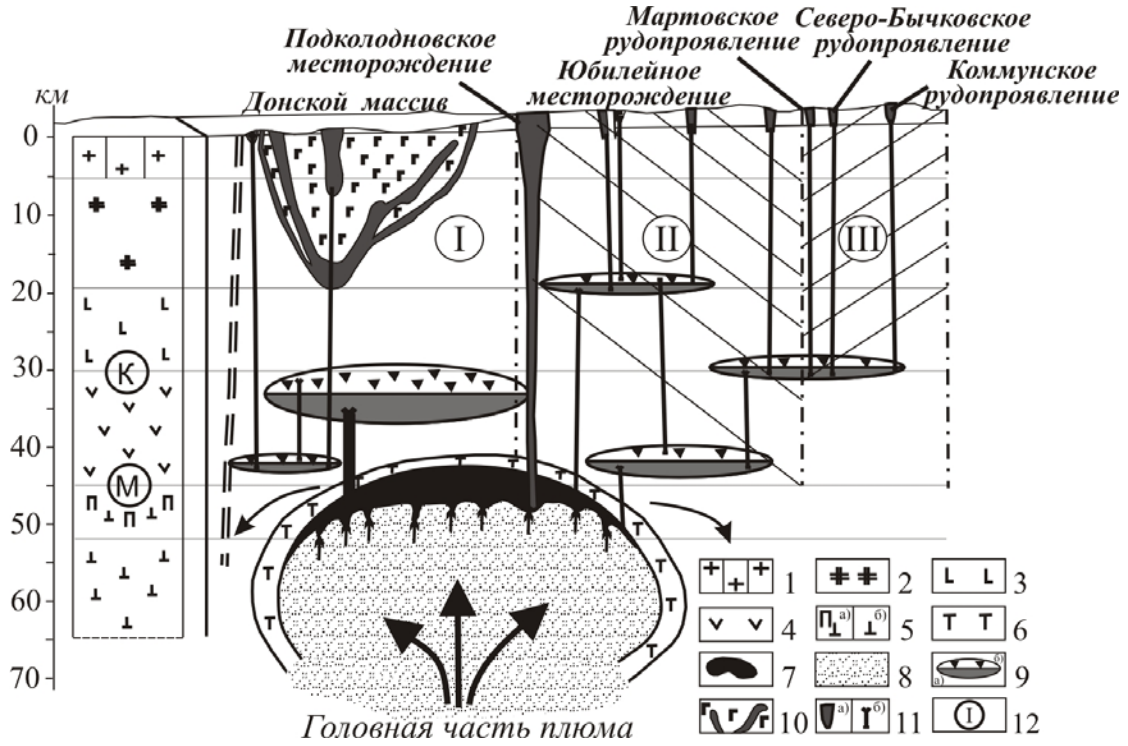


Рис. 3. Принципиальная схема транскоровой эволюции магматической системы над локальным плюмом при формировании рудоносного мафит-ультрамафитового интрузивно-дайкового мамонского комплекса (с элементами прогноза):

разрез глубинной геоплотностной модели коры и верхов мантии Подколодновского блока: *1 – слой «гранит 1» (стратифицированная часть – петрографически разнородный комплекс); 2 – слой «гранит 2» – амфиболсодержащие гранитогнейсы; 3 – «диоритовый слой» (переходный); 4 – метабазитовый слой; 5 – верхи мантии по сейсмоплотностным свойствам: а) – переходная зона кора-мантия, б) – верхнемантийные образования; Головная часть плюма: 6 – охлажденная краевая часть плюма; 7 – область мантийного магмаобразования; 8 – внутренняя часть плюма; 9 – промежуточные магматические очаги, дифференцированные от ультрамафитового (а) до мафитового (б) расплава; 10 – расслоенный мафит-ультрамафитовый Донской массив; 11 – условные магмаводы: а) из верхней зоны плюма (Подколодновское месторождение), б) из промежуточных очагов с формированием интрузий и дайковой серии в процессе механизма рассеянного спрединга; 12 – зоны позднеколлизионной структурно-тектонической трещиноватости с элементами прогноза:* (I) - *Западная зона,- преимущественно крупноблокового строения рамы гнейсового блока и расслоеного Донского массива мафит-ультрамафитов;* (II) - *Центральная зона крупно-среднеблокового строения с развитием линейных северо-западного простирания разломно-блоковых структур (Юбилейное месторождение) и узлов интенсивного катаклаза и трещиноватости (Подколодновское месторождение);* (III) - *Восточная зона повышенной трещиноватости, катаклаза гнейсов с будинированными безкорневыми малыми телами гипербазитов (Бычковское, Артюховское, Северо-Бычковское, Коммунское, Мартовское рудопроявления, ассоциирующие с дайково-жильным комплексом и метасоматитами).*

щелочей при натровой в целом специализации (Кщ = 1.0 - 1.3); в) относительно высокая концентрация серы (Ks = 11.3 - 12.3) и близкие к рудоносным интрузивным дифференциатам величины отношений $S/\sum Me$ (1.8 - 2.1), S/Ni (4.3 - 9.5), Ni/Cu(1.1 - 9.7), Ni/Co(1.7 - 3.2), Ti/Mg(1.8 - 2.1). Существенные различия в характере распределения ряда элементов и их отношений прослеживаются и на диаграммах Cr-(Ni+Co+Cu)-(Ti+V/10), на которых дайковые породы рудоносных и безрудных интрузий мамонского типа РМС образуют обособленные поля. Эта закономерность проявляется при сравнении характера распределения ряда ведущих (Cr, Ni, Cu, Co, Ti, V) элементов в породах дайковой фации (рис. 1), ассоциирующих с рудоносными и безрудными интрузивами мамонского типа [5].

Для выработки критериев прогнозирования и оценки ресурсов использовалась авторская модель транскоровой эволюции интрузивно-дайковой РМС над локальным плюмом при формировании сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений ВКМ[5, 6]. В Хопёрском мегаблоке (рис. 2)ультрамафит-мафитовые интрузивно

дайковые ассоциации концентрируются в трёх достаточно протяжённых (до 200-300 км) зонах рассеянного спрединга: а) Западной с широким проявлением интрузивно-дайковых тел мамонского типа; б) Центральной с интрузивно-дайковыми образованиями ширяевского типа и в) Восточной с плутонами елань-вязовского типа мамонского комплекса и многочисленными интрузивно-дайковыми телами еланского комплекса.

Исключительно высокая степень насыщения (плотность) ультрамафит-мафитовыми и мафитовыми интрузивно-дайковыми породными ассоциациями является, вероятно, следствием существования в пределах этого крупного (375х475 км^2) мегаблока магматических систем, развивающихся над головными частями мантийного плюма с возникновением над поднимающейся его поверхности локальных плюмов [5, 6]. Каждая из этих систем выделяется цепочкой выстроенных вдоль осевых структур в определённый ряд сближенных разномасштабных по размерам и интенсивности локальных гравитационных и магнитных аномалий, которые соответствуют различным по количественному соотношению ультраосновных и мафитовых составляющих интрузивно-дайковых систем. Отдельные звенья такой системы представляют собой, по-существу, конвективные ячейки (магматические центры) в пределах автономных структур зон рассеянного спрединга, выстроенные в строгий ряд, в котором максимальное количество ультрамафит-мафитовых тел размещаются над восходящими потоками. Важно особо подчеркнуть, что комагматичность всего спектра пород интрузивно-дайковой системы распространяется, по-существу, лишь на автономно функционирующую конвективную ячейку, а их совокупность в пределах трёх осевых структур рассеянного спрединга определяют в целом петрологический и рудногеохимический облик сингенетически родственных породных ассоциаций, степень их продуктивности на сульфидные платиноидно-медно-никелевые руды.

В основе принципов моделирования наряду с данными региональных геологических исследований использованы результаты разнородных геофизических данных типизации крупных, а также локальных минерагенических зон и участков для определения глубинных критериев прогноза платиноидно-медно-никелевых месторождений. В качестве опорного модельного объекта для выявления глубинных критериев прогнозирования на основе установления условий и механизма формирования интрузивно-дайковой никель-платиноносной РМС, её последующей эволюции выбран Подколодновский рудный район с одноименным месторождением и многочисленными и разномасштабными рудопроявлениями, ассоциирующими нередко с дайковыми телами (рис. 3; [6]).

На основе разработанной модели транскоровой эволюции рудномагматической системы очагового типа в головных зонах локальных мантийных плюмов и промежуточных очагов в пределах континентальной коры разных уровней через систему подводящих каналов – «даек» выполнена оценка сульфидных платиноидно-медно-никелевых и кобальт-никелевых руд дайково-жильных комплексов и метасоматитов.

Комплекс критериев прогнозирования, поисков и оценки сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений, базирующийся на ведущих структурно-вещественных, минералого-петрографических, петрогеохимических и рудногеохимических признаках дайковых образований и авторской модели транскоровой эволюции интрузивно-дайковых РМС над локальным плюмом при формировании сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений ВКМ, является методологической и методической основой для прогнозно-минерагенических построений и эффективного направления геолого-разведочных работ с целью наращивания ресурсов и запасов стратегически важных металлов в условиях закрытых регионов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №08-05-99003-р-офи) и Гранта Президента РФ (НШ-2211.2008.05)

Литература

1. Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Изд-во Недра. 1968. 352 с.

2. Горбунов Г.И., Чернышов Н.М., Буковшин В.В. Новая никеленосная провинция СССР. // Сов. геология. 1970. № 4. С. 90 - 109.

3. Чернышов Н.М., Баянова Т.Б., Чернышова М.Н., Левкович Н.В. Уран-свинцовый возраст норит-диоритовых интрузий Еланского никеленосного комплекса и их временные соотношения с габброноритами дифференцированных интрузий ультрамафит-мафитовых плутонов мамонского комплекса ВКМ. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 8. С. 1064 - 1071.

4. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). – Воронеж: Изд. Воронеж. гос. ун-та. 2004. 448 с.

5. Чернышова М.Н. Дайки сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Воронежского кристаллического массива. Воронеж: Изд. Воронеж. гос. ун-та. 2005. 368 с.

6. Чернышова М.Н., Молотков С.П. Критерии прогнозирования и оценки сульфидного платиноидно-медно-никелевого оруденения на основе модели транскоровой эволюции интрузивно-дайковой системы мамонского типа. // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. 2006. № 1. С. 85 - 100.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КРУПНЫХ И УНИКАЛЬНЫХ PGE-Cu-Ni МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОЙ СИБИРИ И БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Е.В. Шарков, О.А. Дюжиков

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, sharkov@igem.ru

Абстракт

Проблема происхождения крупных и уникальных месторождений элементов платиновой группы (ЭПГ), Cu и Ni, связанных с мафит-ультрамафитовыми интрузивами, обсуждена на примерах трех крупных изверженных провинций на территории России: фанерозойских сибирских траппов (Норильский район) и двух палеопротерозойских провинций на Балтийском щите - среднепалеопротерозойской Ятулийско-Людиковийской (Печенгская структура, Кольский п-в)) и раннепалеопротерозойской Балтийской провинции (Мончегорский район, Кольский п-в). Показано, что появление таких месторождений связано с комбинацией благоприятствующих геолого-петрологических факторов.

ВВЕДЕНИЕ

Крупные изверженные провинции широко представлены в геологической истории Земли от палеопротерозоя до кайнозоя. Наиболее важным типом их рудной минерализации являются крупные и уникальные сульфидные ЭПГ-Cu-Ni месторождения, связанные с расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузивами. Однако, несмотря на огромные размеры этих провинций, такие месторождения очень редки. Почему? Мы обсудим эту проблему на примере фанерозойской Сибирской и двух палеопротерозойских провинций Фенноскандии на территории России.

ПЕРМО-ТРИАССОВЫЕ СИБИРСКИЕ ТРАППЫ

Крупнейшая в мире Сибирская трапповая провинция (240 - 250 млн. лет) образована, главным образом, базальтовыми лавовыми покровами и силлоподобными мафическими, реже мафит-ультрамафитовыми интрузивами. В северо-западной части платформы, в Норильском районе, часть из них содержит уникальные сульфидные PGE-Cu-Ni месторождения (Талнах, Октябрьское, Норильск I и Восточно-Норильское [3]). Такие месторождения отсутствуют на всей другой территории развития Сибирских траппов или, в лучшем случае, имеют субэкономическое значение.

Уникальные месторождения Норильского района расположены в области тройного сочленения рифтовых систем, формировавшихся на инициальных стадиях развития сибирских траппов. Они связаны с крупными расслоенными силлами габбро-долеритов (Норильский и Талнахский интрузивы), происшедшими за счет пикробазальтовых расплавов с повышенными содержаниями Ti и щелочей, близкими по составу к плагиопикритам гудчихинской свиты в окружающих лавовых плато [3]. Эти интрузивы имеют мощность от 100 - 200 м до 350 м в раздувах, и прослеживаются на десятки километров. Они имеют линзо- или трубообразную форму с крутыми бортами и автономной внутренней структурой с ультрамафическими дифференциатами в нижних частях прогибов дна. Огромное количество даек, магматических брекчий и мощных (до 300 - 400 м) экзоконтактовых ореолов, включая магнезиально-известковые и известковые скарны, а также различные метасоматиты и магнезиальные роговики по вмещающим сульфат-карбонатным (с галитом) эвапоритам [4]. Обращает на себя внимание, что промышленное оруденение развито только в мезократовых интрузивах норильско-талнахской группы и отсутствует как в лейкократовых, так и меланократовых телах.

В разрезе этих интрузивов от дна к кровле можно видеть переходы от рудоносных такситовых габбро-долеритов к пикродолеритам, оливиновым габбро-долеритам и долеритам до габбро-диоритов и феррогаббро. В верхних частях рудосодержащих силлов часто наблюдаются лейкогаббро с неправильными горизонтами высоко-Mg оливиновых габбро с линзами пикритов, пироксенитов и хромититов.

Промышленное сульфидное ЭПГ-Cu-Ni оруденение характерно для пикритового и такситового горизонтов, а также для нижнего экзоконтакта. Основные морфологические типы руд - вкрапленные и сплошные; вкрапленные руды развиты, главным образом, в породах нижней части разреза интрузивов, а сплошные руды образуют крупные линзообразные тела в подстилающих интрузивы метаморфических и метасоматических породах. Гнездово-вкрапленные и прожилковые руды располагаются между телами массивных руд. Малосульфидная ЭПГ-минерализация развита в хромитсодержащих оливиновых габбро в верхних частях разрезов интрузивов.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КРУПНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПРОВИНЦИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Палеопротерозойские Cu-Ni-PGE месторождения связаны с двумя крупными изверженными провинциями: (1) среднепалеопротерозойской, образованной Fe-Ti пикритами и базальтами, где рудная минерализация сосредоточена в Печенгской структуре на Кольском полуострове, и (2) с раннепалеопротерозойской провинцией, образованной породами кремнеземистой высоко-Mg (бонинитоподобной) серии (КВМС) [9]. Эти провинции развиты в восточной части Балтийского щита на одной и той же территории, последовательно сменяя друг друга во времени.

Месторождения среднепалеопротерозойской Ятулийско-Людиковийской крупной изверженной провинции

Среднепалеопротерозойская изверженная провинция занимает всю восточную часть Балтийского щита, однако крупные сульфидные Cu-Ni месторождения встречены только в пределах Печенгской структуры. Они связаны с небольшими грубо-расслоенными мафит-ультрамафитовыми (габбро-верлитовыми) интрузивами с возрастом 1.98 млрд. лет, развитыми среди метаосадков (преимущественно сульфидоносных черных сланцев) продуктивной толщи людиковийской пильгуярвинской серии. Родоначальными магмами этих интрузивов являлись ферропикриты, аналогичные лавам вышележащей матертской свиты [5]. Сульфидная Cu-Ni минерализация представлена вкрапленными, прожилково-вкрапленными, брекчиевидными и массивными рудами [1]. Вкрапленные руды типичны для центральных частей массивов, прожилково-вкрапленные – для придонных участков, а брекчиевидные и массивные руды связаны с тектоническими зонами вдоль нижних эндоконтактов интрузивов. Согласно изотопным данным, руды имеют сложный генезис и произошли как за счет первично-мантийного материала, так и материала, переотложенного в результате метаморфических и метасоматических процессов.

Месторождения раннепалеопротерозойской Балтийской крупной изверженной провинции кремнеземистой высоко-Mg серии

Составной частью этой изверженной провинции, развивавшейся на протяжении от 2.5 до 2.35 млрд. лет назад, являются крупные расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы, содержащие в ряде случаев значительные ЭПГ- Cu-Ni месторождения. Эти интрузивы представляют собой промежуточные очаги магматических систем, формировавшихся преимущественно на ранних стадиях палеопротерозойского рифтогенеза. На Кольском полуострове они развиты преимущественно в обрамлении Печенгско-Варзугского рифтогенного пояса и представлены Мончегорским, Имандровским, Федорово-Панским и г. Генеральской комплексами. В российской Карелии такие интрузивы встречены как на севере (Луккулайсваара, Ципринга и Кивакка) и на юге, где расположен крупнейший в Европе Бураковский массив [7]. Все эти интрузивы образованы ритмичным переслаиванием дунитов, гарцбургитов, бронзититов, норитов, габброноритов и анортозитов, и близки по составу к таким классическим интрузивам как Бушвельд (ЮАР) и Стиллуотер (США).

Вместе с тем, несмотря на общее сходство в строении и составе пород, каждый из этих интрузивов имеет свои особенности строения и рудной минерализации. Наиболее разнообразна минерализация в Мончегорском комплексе, где развиты промышленные месторождения сульфидных Cu-Ni руд, хромитов и ЭПГ; в Бураковском – хромититов, в Федорово-Панском и Луккулайсваара – малосульфидные месторождения ЭПГ, а в массиве г. Генеральской –богатая Cu-Ni минерализация.

Детальное изучение этих интрузивов показало, что в процессе их формирования важную роль играло многократное поступление порций свежего расплава в затвердевающие интрузивные камеры. Однако только некоторые из этих поступлений были обогащены рудными компонентами. Это хорошо видно на примере месторождения «Рудный пласт Сопчи» в Мончегорском плутоне. Этот «пласт» тонкорасслоенных перидотитов, мощностью 2-3 м, содержит богатую сульфидную вкрапленность, и его происхождение может быть связано только с поступлением новой порции свежего расплава, растекавшегося по временному дну интрузивной камеры.

ДИСКУССИЯ

Почему только редкие порции свежего расплава являлись рудоносными? Мы полагаем, что это было связано с особенностями происхождения магм КВМС. Судя по изотопно-геохимическим данным, эти магмы произошли в результате крупномасштабной ассимиляции высокотемпературными мантийными расплавами архейского корового материала. Мы полагаем, что формирование магм КВМС происходило путем «всплывания» очагов высокотемпературных магм сквозь кору по принципу зонной плавки, т.е. путем плавления кровли и кристаллизации у дна, где выделялись наиболее тугоплавкие компоненты, обеспечивая постепенное обогащение расплава в очаге коровым веществом [7].

С этой точки зрения появление рудоносных рифов было связано с ассимиляцией такими магматическими очагами архейских супракрустальных пород, обогащенных рудными компонентами (ЭПГ, Ni, Cu и др.) и хлор- и серу-содержащими флюдами и рассолами, благоприятствующими извлечению и мобилизации рудных компонентов, а также их фиксации в минеральных формах. Такими супракрустальными породами могли быть коматииты, черные сланцы, сульфидсодержащие метаосадки и др. Если такие породы отсутствовали на пути «всплывающих» очагов, то и рифы отсутствовали, как это хорошо видно на многочисленных примерах безрудных расслоенных интрузивов, образованных такими же породами.

В случае рудоносных Норильских интрузивов важную роль могли играть вмещающие эвапориты. Кроме того, мы полагаем, что значительная часть рудных компонентов могла быть ассимилирована поднимающимися высоко-Mg мантийными расплавами из супракрустальных пород в средней-нижней коре Сибирского кратона. В пользу этого может свидетельствовать в целом мезократовый состав этих интрузивов, предполагающий существование промежуточной магматической камеры, где имела место частичная кристаллизационная дифференциация родоначального расплава.

В заключение необходимо подчеркнуть, что, несмотря на широкое распространение одних и тех же магматических пород на огромных территориях, во всех случаях фиксируется не более 1 - 2 рудных районов с уникальными и крупными месторождениями сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд. Эти районы характеризуются комбинацией по крайней мере четырех факторов:

(1) длительное формирование геологических структур, где локализованы месторождения (более 300 млн. лет в случае Норильского района, наследующего неопротерозойскую рифтовую зону, около 600 млн. лет в случае Печенгской структуры, развивавшейся в среднем палеопротерозое на месте неоархейского зеленокаменного пояса, и, возможно, столько же в случае месторождений, связанных с раннепалеопротерозойскими расслоенными интрузивами, формировавшимися среди мезоархейских образований);

(2) присутствие под этими районами древней высокодеплетированной мантии, где ЭПГ накапливались в реститах, остававшихся после многочисленных эпизодов частичного плавления;

(3) присутствие в средней-нижней коре на пути перемещения мантийных магм супракрустальных пород, обогащенных рудными компонентами, а также серу- и хлор-содержащих осадков, что способствует мобилизации этих компонентов и их ассимиляции расплавами; об этом могут свидетельствовать результаты исследований изотопии кислорода и серы в рудах расслоенного интрузива Кейвица в Финляндии [2];

(4) присутствие S- и Cl-содержащих осадков в местах становления интрузивных комплексов (неопротерозойских и палеозойских эвапоритов в Норильском районе, палеопротерозойских черных сланцев в Печенгской структуре, архейских сульфидоносных метаосадков кольской серии, вмещающих комплексы Мончегорский, Федорово-Панский и г. Генеральской); эти компоненты, вместе с присутствующей в породах водой (в том числе, выделившейся в процессе дегидратации водосодержащих минералов), по-видимому, ассимилируются расплавом из зоны экзоконтакта. При высоких температурах они растворяются в расплавах, а при понижении температуры переходят в водно-солевые флюиды и рассолы, которые, судя по петрографическим данным, существенно влияли на процессы рудообразования [8];

(5) при избытке серы, как это имеет место в Норильском районе, формируются преимущественно сульфидные руды, в которых концентрируются ЭПГ, Cu и Ni. При ее относительном недостатке образуются малосульфидные месторождения ЭПГ, где существенную роль начинают играть элементы, присутствующие в гранитоидах средней коры, такие как Bi, Te, As, Sb, Sn, Ta, Te и др. Они совместно с рудными компонентами входят в состав легкоподвижных комплексных соединений: Cu, Pt, Pd, Ag, Au, Hg, Sn и др. образуют с серой комплексные галогены типа гексохлоратов и хлоратов, Pb, Sn, As, Sb и Zn - гидроксо-комплексы и Hg, As, Sb и Sn - сульфидные комплексы; Bi, Se и Te входят в группу серы и ведут себя аналогичным образом, а P, Nb и Ta мигрируют в форме сложных ионов [4];

(6) судя по имеющимся данным, при образовании рудоносных рифов наиболее важную роль играли дополнительные внедрения новых порций расплавов в затвердевающие камеры плутонов, однако не все, а только те, что были обогащены водно-солевыми S-содержащими флюидными компонентами и платиноидами. Как те, так и другие, по-видимому, извлекались из соответствующих пород коры (преимущественно супракрустальных комплексов) в процессе их ассимиляции при подъеме промежуточных магматических очагов; параллельно расплав обогащался извлеченными из коровых гранитоидов элементами (Bi, Te, As, Sb и др.). Флюидные компоненты играли важную роль в транспортировке ЭПГ, а “гранитоидные” - в их фиксации при образовании рифов в камерах плутонов.

ВЫВОДЫ

Таким образом, тип тектономагматической активности не является единственной причиной появления крупных и уникальных ЭПГ-Cu-Ni месторождений, но необходимо присутствие других факторов, особенно рассмотренных выше, и только их комбинация может обеспечить формирование подобных феноменов. Там, где такая комбинация отсутствует, отсутствуют и крупные месторождения при том же самом характере магматической активности. Более того, в случае крупных расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов необходимо иметь в виду, что появление платиноносных рифов непредсказуемо, поскольку оно зависит от существования платиноносных пород в коре на пути подъема промежуточных магматических очагов. Из этого следует, что в процессе проведения поисково-разведочных работ необходимо тщательное изучение всего разреза, т.к. рифы могут быть найдены в любом месте.

Литература

1. Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В. и др. Медно-никелевые месторождения Печенги. Тр. ИГЕМ РАН, Новая серия, вып.2. М.: ГЕОС. 1999. 236 с.

2. Гриненко Л.Н., Хански Е., Гриненко А.И. Условия образования Cu-Ni месторождения Кейвитса, Северная Финляндия, по изотопным данным серы и углерода // Геохимия. 2003. № 2. С. 181 - 194.

3. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука. 1988. 280 с.

4. Полинг Л. Общая химия. М.: Мир. 1974. 846 с.

5. Смолькин В.Ф., Митрофанов Ф.П., Аведисян А.А. и др. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 1995. 256 с.

6. Туровцев Д.М. Контактовый метаморфизм Норильских интрузий. М.: Научный мир. 2002. 319 с.

7. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный Мир. 2006. 364 с.

8. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Механизмы концентрирования платиноидов в расслоенных интрузивах Карело-Кольского региона // Геол. рудных месторождений, 1998. Т. 40. № 5. С. 419 - 439.

9. Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503 - 522.

ФОТОАРХИВ

Г.И. Горбунов (слева) и Ю.Н. Астафьев
в геологическом маршруте, Печенга, 1949 г.

В геологическом маршруте, Печенга, 1949 г.
Слева направо: Ю.А. Астафьев, Г.И. Горбунов, Н.А. Елисеев, В.Ф. Палатников, лаборант.

В геологическом маршруте, Печенга, 1949 г.
Слева направо: Ю.А. Астафьев, Г.И. Горбунов, В.Ф. Палатников, лаборант.

В краеведческом музее, г. Норильск, 1957 г.
Слева Ю.А. Астафьев, справа стоит Г.И. Горбунов.

Перед выходом в геологический маршрут на южное крыло Печенгской структуры, 1955 г.
Второй слева - Г.И. Горбунов, четвертый слева - Ю.А. Астафьев.

Привал на Ламма-йоки. Печенга, 1955 г.
Второй слева - Г.И. Горбунов, четвертый слева - В.Г. Загородный.

После удачной охоты. Печенга, оз. Тульявр, 1955 г.
В центре - Г.И. Горбунов, справа - Ю.А. Астафьев.

Г.И. Горбунов с сотрудниками только что организованной лаборатории геологии рудных месторождений в поездке по месторождениям Печенги. 1969 г. Встреча на нижней дороге Заполярный-Никель в районе 70 - 72 км с автомашиной из отряда Д.Д. Мирской. Ю.В. Гончаров дарит букет полевых цветов А.К. Яковлевой.
Слева направо: Ю.А. Астафьев, Ю.В. Гончаров, Ю.Н. Яковлев, Ю.А. Шабунников, А.К. Яковлева, Г.И. Горбунов.

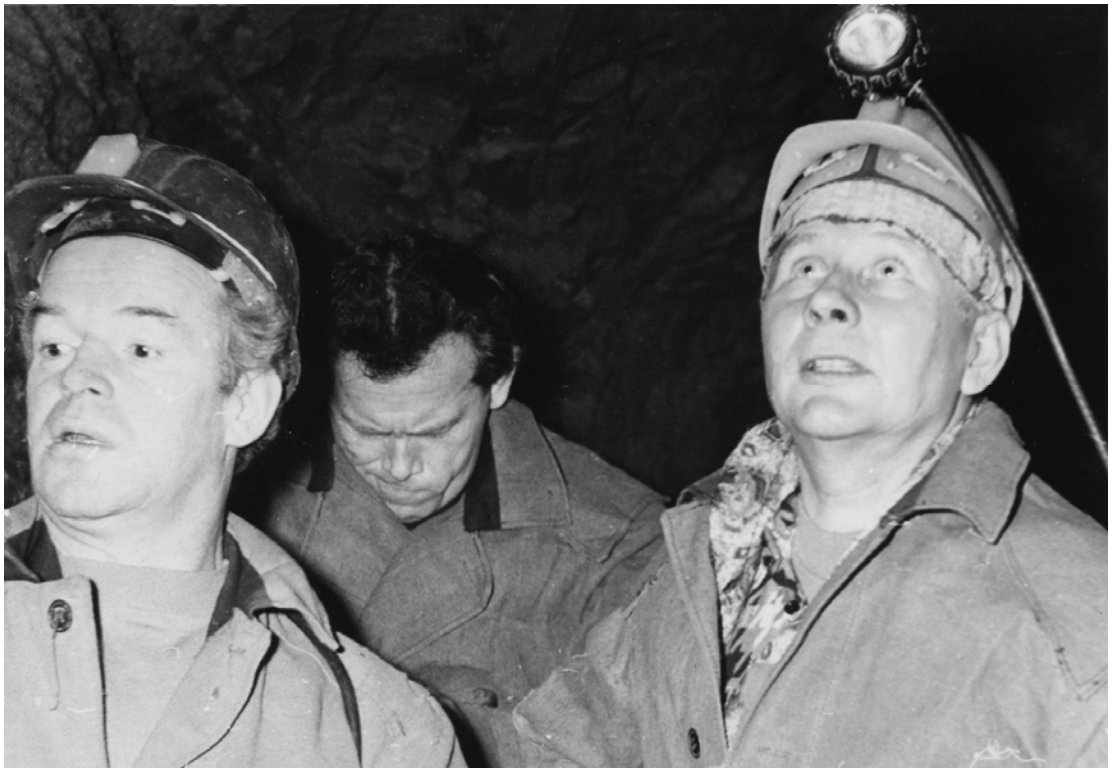
В геологическом маршруте, дорога на Ковдор, конец 60-х годов.
Стоят: слева - Г.И. Горбунов, справа - Ю.А. Астафьев.

Единственное обнажение на р. Алла, по которому было открыто К.Д. Беляевым Аллареченское месторождение медно-никелевых руд. На фото: Г.И. Горбунов.

На пути к месторождению Восток. Печенга.
В вездеходе Г.И. Горбунов.

Лаборатория геологии рудных месторождений. 1972 г.
Слева направо: первый ряд – А.И. Медников, Ю.Н. Нерадовский, Ю.Н. Яковлев, Г.И. Горбунов, Ю.А. Астафьева, С.М. Баржицкая, В.И. Шерстеников; второй ряд – Н.Л. Балабонин, А.Ф. Трошков, А.С. Осокин, В.К. Рыбин, И.С. Бартенев, В.В. Задворнов, Д.А. Орсоев, Н.Н. Веселовский, Ф.И. Пестерев, Б.Н. Евдокимов.

Знакомство с новыми геологическими материалами в Печенгской ГРП. Слева направо: участковый геолог, Г.И. Горбунов, гл. геолог Печенгской ГРП Ю.Ф. Киселев, Ю.А. Астафьев.



Посещение подземных горных выработок на месторождении Котсельваара.
Слева направо: гл. геолог комбината «Печенганикель» Г.С. Дмитров., Ю. А. Астафьев, Г.И. Горбунов.

На пути к СГ-3. На фото: Ю.А. Астафьев (слева) и Г.И. Горбунов (справа).

В г. Заполярном. Слева - Г.И. Горбунов, справа - гл. геолог СГ-3 В.С. Ланев.

В г. Заполярном на Ждановском месторождении.
Слева направо: гл. геолог СГ-3 В.С. Ланев, Г.И. Горбунов, Ю.А. Астафьев.

В г. Заполярном. Обсуждение результатов бурения на СГ-3.
Слева направо: Ю.А. Астафьев, гл. геолог СГ-3 В.С. Ланев, Г.И. Горбунов.

Директор Геологического института, д.г.-м.н. И.В. Бельков и председатель президиума КФАН СССР, чл.-корр. Г.И. Горбунов (второй слева), 1971 г.

СГ-3, на совещании. Докладывает Г.И. Горбунов.

На совещании.
В президиуме - Г.И. Горбунов, на трибуне - Ю.А. Астафьев.

На конференции, в президиуме.
Слева направо: чл.-корр. Г.И. Горбунов, чл.-корр. К.О. Кратц, д.г.-м.н. И.В. Бельков.

ФОТОРЕПОРТАЖ

ПРОБЛЕМЫ РУДОГЕНЕЗА ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

Всероссийская конференция,
посвященная 90-летнему юбилею
чл.-корр. РАН Г.И. Горбунова

Апатиты
17-18 ноября 2008 г.

науки

СОДЕРЖАНИЕ

Войтеховский Ю.Л. Предисловие …… 3

Митрофанов Ф.П., Сафонов Ю.Г. К 90-летию члена-корреспондента РАН, Г.И. Горбунова …….. 5

Петров В.П. О деятельности Г.И. Горбунова по организации и развитию науки на Кольском Севере …….. 9

СЕКЦИЯ I

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ ВОПРОСЫ ТЕХНОЛОГИИ ДОБЫЧИ И ТРАНСПОРТИРОВАНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ 15

Альбеков А.Ю. Металлогенические этапы эволюции ультрамафит-мафитовых плутонических формаций ВКМ 16

Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. Региональные флюидонасыщенные зоны в раннем докембрии восточной части Балтийского щита ……..... 19

Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н. Главные рудные формации и металлогенические перспективы Карельского региона …… 21

Горбацевич Ф.Ф., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Скуфьин П.К. Новые данные о строении архейского комплекса в разрезе Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) …… 25

Данилевская Л.А. Кварцевое сырье Кольского полуострова (обзор фондовых материалов и перспективы) … 29

Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е. Типы протерозойских вулканогенных колчеданных месторождений Балтийского щита ……..... 33

Еремин Г.М. Комбинированные горно-геологические и геофизические методы контроля отстройки и поддержания в устойчивом состоянии бортов в глубоких и суперглубоких карьерах …… 36

Зозуля Д.Р., Калачев В.Ю. Строение литосферной мантии Кольского региона и перспективы алмазоносности .. 38

Ильченко В.Л. О вероятном внутреннем строении крупных разломных зон (на примере Лучломпольского разлома)……..... 40

Калашник А.И., Калашник Н.А. Деформирование геологической среды при добыче и трубопроводном транспортировании углеводородного сырья Баренцрегиона ……..... 44

Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Мартынов Е.В., Козлова Н.Е. Некоторые аспекты рудоносности позднеархейских коматиитов …….. 48

Негруца В.З. К созданию теории рудогенеза докембрийских щитов ……..…… 52

Нерадовский Ю.Н., Даувальтер В.А., Савченко Е.Э. Фрамбоидальный пирит в донных осадках оз. Имандра (Кольский полуостров) …… 56

Ремизова А.М., Дуракова А.Б. Обновленная цифровая геологическая карта Мурманской области ……... 59

Чупин В.П., Ветрин В.Р., Бережная Н.Г., Родионов Н.В., Сергеев С.А., Яковлев Ю.Н. Состав и возраст включений в цирконе из архейских гнейсов Кольской сверхглубокой скважины как показатель состава магм и их эволюции во времени ……. 62

Юркова Р.М., Воронин Б.И. Петрология, минералогия и рудогенез синтектонических метасоматитов северной Карелии ……..... 65

СЕКЦИЯ II

ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ, ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫХ, ХРОМИТОВЫХ И ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ: НОВОЕ В ИЗУЧЕНИИ И ОСВОЕНИИ 69

Азарова Ю.В., Кринов Д.И., Шлюкова З.В. Медная специфика сульфидной минерализации мельтейгит-уртитов хибинского массива в свете ее генетической связи с вмещающими рудоносными породами печенгско-варзугского пояса кольского п-ова ……..... 70

Азимов П.Я., Травин В.В. Структурно-вещественный контроль рудоносных (Au, As, Sb) метасоматитов северо-карельской структурной зоны (северо-восточное обрамление Карельского кратона, Балтийский щит) …….. 74

Бойко П.С. Минералого-петрогеохимические признаки принадлежности Троицкого массива к Еланскому комплексу в связи с оценкой его никеленосности (Хоперский блок ВКМ) ……. 76

Войтеховский Ю.Л., Виноградов Л.А., Гончаров Ю.В., Гринченко Б.М., Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К. О перспективах никеленосности Аллареченского района…… 79

Гордейченко Л.В. Петрохимические особенности ультрамафитов Большемартыновского никель-платиноносного массива в связи с оценкой его формационной принадлежности и перспектив рудоносности …… 85

Грошев Н.Ю. Флюидизация базитовых расплавов как причина расслоенности на примере строения верхних зон массива Федоровой тундры (Кольский полуостров) …… 88

Дюжиков О.А., Кравченко Г.Г., Туровцев Д.М. Полиформационные рудоносные комплексы Кольского полуострова ……... 92

Иващенко В.И. Генетические типы и металлогенический потенциал золотого оруденения Фенноскандинавского щита и карельского региона ……... 94

Иващенко В.И., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И. Перспективы рудоносности (Ni, Cu, pt, Pd, Au) Кааламского и Велимякского массивов Северного Приладожья …… 98

Корчагин А.У., Субботин В.В. Геологическое строение и минеральный состав оруденения месторождения Киевей в Северном платиноносном рифе массива Панских тундр ……..... 101

Костюк Н.В., Семенов Е.Н., Лукьянова Н.В., Борисов А.Е. Золоторудный потенциал Мурманской области: состояние и перспективы ……. 115

Кузнецов В.С. Особенности распределения золото-платинометалльной минерализации в сульфидизированных межрудных сланцах Лебединского и Стойленского месторождений КМА ……..... 116

Кулешевич Л.В. Закономерности локализации и эндогенные режимы формирования золотого оруденения Карелии ……. 120

Лащук В.В., Галкин Н.Н., Усачева Т.Т. Влияние процессов рудогенеза на физико-механические свойства вмещающих горных пород медно-молибденового месторождения Пеллапакх…… 124

Лобанов К.В. Структурно-петрофизическая характеристика раннепротерозойских медно-никелевых месторождений печенгского рудного поля ……..……. 128

Рундквист Т.В., Севостьянов А.Ю. Ритмичное строение нижнего расслоенного горизонта Западно-Панского массива и отношение Ni/Cu в его породах ……. 133

Ручьев А.М. Новый подход к структурно-парагенетическому анализу рудоконтролирующих зон рассланцевания (опыт исследования благороднометалльных объектов на территории Карелии) …….. 137

Федотов Ж.А., Мокрушин А.В. Ультраосновной магматизм Мончегорского рудного узла и металлогения хрома 141

Чернышов Н.М. Золото-платинометалльное оруденение в железорудных месторождениях КМА и их техногенных продуктах – новый крупнообъемный источник стратегически важных металлов ……. 145

Чернышов Н.М., Чернышова М.Н. Мамонский и Еланский типы сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений ВКМ (состав, генетические особенности, перспективы освоения) ……. 149

Чернышова М.Н. Индикаторная роль даек при поисках и оценке потенциальной рудоносности интрузий на сульфидные платиноидно-медно-никелевые руды (на примере Мамонского никель-платиноносного комплекса ВКМ) 153

Шарков Е.В., Дюжиков О.А. Происхождение крупных и уникальных PGE-Cu-Ni месторождений крупных изверженных провинций на примере Северной Сибири и Балтийского щита ……. 158

Фотоархив……..... 162

Фоторепортаж…… 174

Научное издание

ПРОБЛЕМЫ РУДОГЕНЕЗА ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

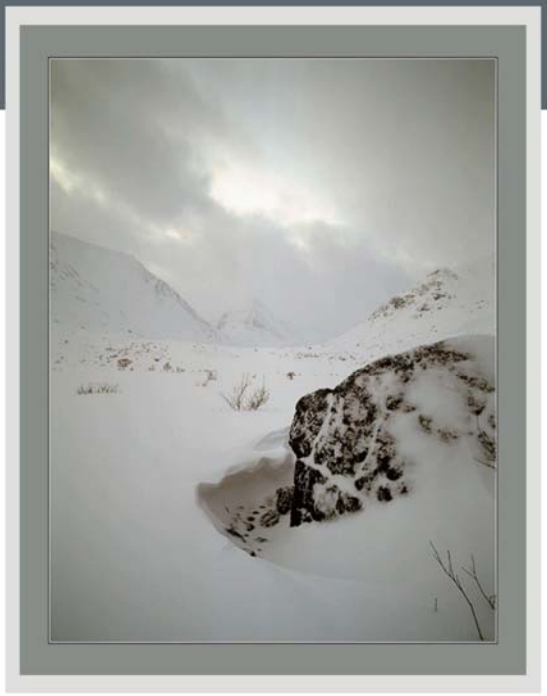
Труды Всероссийской научной конференции, посвященной 90-летнему юбилею
члена-корреспондента РАН Г.И. Горбунова. Апатиты, 17-18 ноября 2008 г.

Технический редактор В.А.Ганичев

Лицензия серия ПД №00801 от 06 октября 2000 г.

Подписано к печати 28.11.2008
Формат бумаги 60x84 1/8. Бумага офсетная. Печать офсетная.
Гарнитура Times/Cyrillic
Усл.печ.л. 16.1. Заказ № 55. Тираж 100 экз.

Российская Академия Наук
Ордена Ленина Кольский научный центр им.С.М.Кирова
184209, Апатиты, Мурманская область, Ферсмана, 14



ПРОБЛЕМЫ РУДОГЕНЕЗА ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

В сборнике представлены материалы Всероссийской научной конференции посвященной 90-летнему юбилею члена-корреспондента РАН Г.И. Горбунова, охватившие важнейшие вопросы изучения уже известных месторождений полезных ископаемых, а также прогнозирования и поиска новых, нетрадиционных видов минерального сырья в пределах докембрийских щитов: платинометалльных, золоторудных, хромитовых, медно-никелевых и других.

Российская Академия Наук
КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
184209, Мурманская область, г.Апатиты, ул.Ферсмана, 14