чен. При нагревании слоя D» от земного ядра, к определенному моменту времени он будет расплавлен, и тогда упругие продольные волны от ударов метеоритов смогут разрывать слой D» на значительных площадях поверхности жидкого ядра. В самом жидком ядре упругие волны будут создавать новые инерционные потоки, которые будут выносить на границу с мантией большие градиенты температур. Они создадут мощные потоки лучистой энергии, направленные от ядра через всю мантию до границ литосферы. Энергетическая светимость, пропорциональная четвертой степени термодинамической температуры тела, будет увеличена, по мнению автора, гигантским давлением земных недр. Ключевым моментом в данном процессе является поведение астеносферы при периодических «термических разгрузках» ядра. В принципе имеет смысл говорить о взаимодействии тепловых источников внутри Земли. При быстрой «термической разгрузке» ядра, мантия, сохранившая тепло, будет медленно охлаждаться. Уменьшение теплового потока достигнет астеносферы через время порядка 150-200 миллионов лет. Вязкость астеносферы будет увеличиваться, что приведет к торможению литосферных плит. В свою очередь, при торможении будет выделяться энергия, которая будет уменьшать вязкость астеносферы, что приведет к ускорению движения. При этом процессе торможения – ускорения литосферных плит в астеносфере будет выделяться энергия, значительно большая той, которая была до падения температуры в мантии. Процесс торможения – ускорения литосферных плит будет длиться примерно те же 150-200 миллионов лет. Потом произойдет полная остановка всех литосферных плит. Астеносфера полностью деградирует. Этот процесс займет примерно то же время. Оживление астеносферы произойдет тогда, когда придет тепло из мантии, которая в свою очередь получит тепло от медленно нагревающегося ядра. Начнется движение литосферных плит, и с его завершением, мы возвратимся к стационарному режиму тепловых источников внутри Земли, который заканчивает очередной цикл Вильсона. Циклам Бертрана соответствуют фазы состояния астеносферы. Циклы Штилле будут проявляться при движении отдельных литосферных плит при торможении или ускорении. «Сборка» и «разборка» континентов объясняется наличием силы Кориолиса при движении литосферы относительно мантии. Значительно упрощается описание геомагнитного поля, потому что отпадает необходимость в объяснении инверсий и экскурсов за счет внутренних причин. Если предположить, что твердое ядро является магнитом, то мы получим генерацию магнитного поля за счет действия приливообразующей силы и инерционных потоков в жидком ядре. Разница между инверсией и экскурсом магнитного поля будет состоять в следующем – при инверсии поля произойдет переполюсовка постоянного магнита, каким является твердое ядро от мощного удара метеорита, а при экскурсе магнитного поля этого не случится.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булгаков Б. В. Прикладная теория гироскопов. М., Изд-во Моск. Ун-та, 1976. 400 с.
2. Яновский Б. М. Земной магнетизм. Л.: ЛГУ, 1978. 590 с.
3. Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОГГГГН РАН» №1 (16)`2001, с. 36-40. Отчет института динамики геосфер РАН. URL:http//www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2001/results_2000.idg.pdf
4. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 278 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА И СВЕКОФЕННСКОГО АККРЕЦИОННОГО ОРОГЕНА (территория России)

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

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г.Петрозаводск, ivashche@krc.karelia.ru

Свекофеннский аккреционный ороген (пояс, домен), представляющий собой область новообразованной раннепротерозойской коры, сложен преимущественно комплексом пород ювенильного происхождения, где практически полностью отсутствуют признаки архейской коры [2]. Тектоническая обстановка формирования свекофеннид, как предполагается [4, 9, 11], отвечала условиям активной континентальной окраины. Граница между Свекофеннским аккреционным орогеном и архейским Карельским кратоном для территорий России и Финляндии выделяется как Раахе-Ладожская сутурная зона, протягивающаяся в Северную Швецию (зона Лулеа-Иоккмокк) и Норвегию (зона Феуске-Буде). Еще в 70-е годы XX века Раахе-Ладожская структура считалась основоопределяющей для идентификации зоны сочленения свекофеннид с архейским кратоном и ей придавалось важное металлогеническое значение [10, 12]. Она характеризовалась как множественная совокупность протяженных складок и разломов северо-западного простирания, отражающихся в гравиметрических полях [8]. По другим геофизическим данным [3] рассматриваемая структура представляется как сдвинутая в целом на северо-восток призма, в пределах которой широко проявлены зоны сдвиговых дислокаций раз-

ного порядка и простирания с доминированием северо-восточных и северо-западных направлений. Непосредственно контакт протерозоя и архея в ее пределах проходит по Янисъярвинскому разлому, имеющему по результатм МОВЗ ширину ~15 км и близкое к вертикальному падение [7]. Окончательное формирование Раахе-Ладожской зоны сочленения Свекофеннского домена и Карельского кратона, на всем своем протяжении представляющейся как дискретно развивавшаяся взбросо-надвиговая структура, завершилось 1,80-1,78 млрд лет назад [2]. Ее металлогения для российской территории определялась проявлением магматизма активной континентальной окраины (базальты и туфы соанлахтинской свиты, долериты; раннеорогенные габбродиорит-тоналитовый /Суйстамский/ и габбро-диоритовый /Кааламский/ комплексы), людиковийским (углеродсодержащие сланцы, доломиты) и калевийским (преимущественно турбидиты) осадконакоплением и коллизией, сопровождавшейся сдвиговыми дислокациями и метаморфо-метасоматическими процессами.

В пределах российской части Раахе-Ладожской зоны известно значительное число рудопроявлений нескольких рудных формаций, главным образом, вулканогенно-осадочного и гидротермально-метасоматического происхождения (табл.).

Таблица

Формационно-генетическая классификация оруденения зоны сочленения Карельского кратона и Свекофеннского аккреционного орогена

Генетический тип	Рудная формация	Минеральный тип	**Элементы** (**главные**, *второстепенные)*	Месторождения Рудопроявления	**Прогнозные ресурсы** Содержания
Свекофеннская эпоха (2,1-1,65 млрд лет)					
Гидротермальный амагматический	Золото-теллуридная кварцевожильная в shear-зонах	Золото-халько-пирит-галенит-теллуридный	**Au, Ag, Te, Se, Cu, Pb** *Zn, Cd*	р. Ройконкоски	Au до 25 г/т
	Серебро-свинцовая кварцевожильная	Галенитовый	**Pb, Ag** Au, Zn	р. Вуохенлампи	Ag до 0,04% Au до 0,5 г/т
Гидротермально-метасоматический	Золото-арсенидная в березитоидах shear-зон	Золото-арсено-пиритовый	**Au, As,** Mo, Cu, Pb, Zn, Sb	р. Алатту, Пякюля, Янис	Au до 34 г/т P_3 – 40 т
	Cu-полиметалли-ческая с золотом в пропилитах shear-зон	Халькозин-галенит-сфалеритовый	**Cu, Zn, Pb,** Au, Ag, Ba, U	р. Фаддейнкелья Колас, Пячин-коски	Cu~1,6%, Pb, Zn~1%, P_3 – **n** тыс т Au до 175 г/т
	Медно-никелевая благороднометаль-ная в метапироксенитах shear-зон	Халькопирит-сперрилитовый	**Cu, Pt, Pd, Au, Ag** *Ni*	р. Сурисуо, Араминлампи	МПГ до 1 г/т Au до 0,5 г/т Ag до 0,05%
Вулканогенно-осадочный	Золото-сульфидная	Золото-пиритовый	**Au,** Ag,	р. М.Янисъярви	Au до 1,5 г/т P_3 –10 т
	Комплексная молибден-ванадиевая черносланцевая	Молибденит-V-биотит-пиритовый	**V, Mo, Zn** Ag, Pb, Pt, Au	р. Леппясюрья Ковадъярви Ройконкоски	V_2O_5 – 0,27%, P_3 – 320 тыс т Mo – 0,06% P_3 – 70 тыс т

Примечание. м. – месторождение, р. – рудопроявление. P_{1-3}, – категории прогнозных ресурсов. Таблица составлена с использованием архивных и фондовых материалов ИГ КарНЦ РАН, ПГО «Севзапгеология», ТГФ Республики Карелия, ГГП «Невскгеология».

Оруденение вулканогенно-осадочного генезиса представлено *комплексной молибден-ванадиевой черносланцевой и золото-сульфидной рудными формациями.* Первая выделяется на базе многочисленных проявлений, наиболее крупными и перспективными из которых являются Леппясюрьское, Ковадъярвинское [1] и Ройконкоскское. Общей особенностью для них является приуроченность к толщам углеродсодержащих кварц-биотитовых и биотит-полевошпат-амфиболовых сланцев с горизонтами графитистых сланцев мощностью до 50-60 м, содержащими сульфидную вкрапленность (пирит, пирротин, халькопирит, молибденит, галенит, сфалерит, кобальтин и др.), ванадистый (V ~1% в) биотит и имеющими аномально повышенные содержания ряда элементов (V, Mo, Co, Ni, Se, Cu, Pb, Zn, Ag, МПГ и др.). На *Леппясюрском рудопроявлении* выделяются три ярусно расположенные стратифицированные залежи высокоуглеродистых сланцев со средним содержанием V_2O_5 – 0,27% на мощность 16 м, прослеживающиеся по простиранию на 700 м. Рудная минерализация, образующая тонкорассеянную вкрапленность и микропрожилки в брекчиевидных разностях сланцев, помимо высоких содержаний главных рудных элементов (V – 0,27%, Mo – 0,06%), сопровождается повышенными концентрациями 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. Прогнозные ресурсы категорий P_1+P_2 ДЛЯ ВСЕЙ ЗОНЫ оценены в количестве – 320 тыс т V_2O_5 и 100 тыс т Mo [1].

Преобладающим генетическим типом оруденения в российской части Раахе-Ладожской зоны является гидротермально-метасоматический, к которому относится большинство установленных здесь рудопроявле-

ний, значительная часть которых имеет благороднометальную специализацию (табл.). *Золото-арсенидная в березитоидах* и *медно-никелевая благороднометальная в shear-зонах* рудные формации по аналогии с благороднометальным оруденением на сопредельной территории Финляндии представляются наиболее перспективными в промышленном аспекте.

К *золото-аресенидной в березитоидах shear-зон* рудной формации относятся несколько проявлений в золоторудном поле Алатту-Пякюля-Янис, приуроченном к тектонически активной зоне, испытавшей интенсивные многофазные сдвиговые деформации.

Благороднометальное оруденение локализуется в золоторудоконтролирующем структурно-вещественном комплексе, представленном системой сдвиговых дислокаций в суйстамских тоналитах и ладожских турбидитах и приуроченных к ним сингенетичных изофациальных метасоматитов – березит-пропилитового ряда в габброидах, амфиболовых сланцах и скарноидах. Мощность дискретных, но пространственно сближенных элементарных сдвигов преимущественно северо-восточного простирания варьирует от 3-5 см до 3 м, а формируемых ими зон до 50 м при прослеженной протяженности 500 м. Рудная минерализация в метасоматитах представлена несколькими генерациями арсенопирита, халькопирита, пирита, пирротина, марказита, мельниковита, сфалерита, галенита, блеклой руды, гудмундита, антимонита, самородной сурьмы, ульманнита, сурьмяных сульфосолей свинца, электрума и самородного высокопробного (940-980) золота [5]. Наиболее высокие его содержания золота – до 33 г/т приурочены к местам максимального проявления дислокационных дефектов в породах и минералах, где они подверглись сначала брекчированию, а затем сдвиговым деформациям и метасоматозу. Кроме самородного золота главными золотосодержащими минеральными фазами являются арсенопирит (до 250 г/т), гудмундит (Au –0,01%), самородная сурьма (Au –0,25%). Размерность выделений золота варьирует от <1 мкм до 0,2 мм. В рудах также содержатся: Ag – до 0,22%; As – 0,11->1%; Sb – до >1%; Bi – 0,3%; Pb – 0,001->1%; Zn – до >1%; Mo – до 0,3%; Cu – 0,003->1%; Cd – до 0,02%; B – до 0,1%; Sn – до 0,0015%. Прогнозные ресурсы золота категории P_2 на проявлении Пякюля составляют ~20 т, а в целом по рудному полю ~ 40 т.

Медно-никелевая благороднометальная в метапироксенитах shear-зон рудная формация представлена рудопроявлениями Сурисуо и Араминлампи в габбро-диоритовых интрузиях Кааламсокого комплекса.

На проявлении *Араминлампи* медно-никелевая минерализация локализована в зоне контакта амфиболизированных пироксенитов с оливиновыми пироксенитами и представляет собой неравномерно распределенную сингенетичекую вкрапленность пирротина и халькопирита. Отмечаются также зоны с богатым эпигенетическим оруденением, содержание пирротина в которых варьирует от 10 до 50%, а содержания халькопирита достигают 1%. Мощность отдельных рудных зонок изменяется от 10-20 см до 2-3 м при суммарной мощности всей оруденелой зоны 11 м. Оруденение гнездово-вкрапленное, местами прожилковое представлено преимуществено пирротином, халькопиритом, пентландитом и ильменитом. В незначительных количествах содержатся валлериит, молибденит, сфалерит. Средние содержания меди в эпигенетических рудах составляют 0,1-0,22%, никеля – 0,03-0,08%, кобальта 0,01-0,03% [6]. Среди эпигенетического оруденения в тектонических зонах выделяется кварцевожильное с самородными висмутом и серебром (до 500 г/т), содержащее также золото (0,2 г/т).

Рудопроявление *Сури-суо* локализовано в одноименном массиве, расположенном в 1,5 км северо-западнее Кааламской интрузии. Оруденение локализовано в зонах сдвиговых дислокаций и смятия в метасоматически преобразованных пироксенитах и габброидах. Рудовмещающие в различной степени подсланцованные и биотитизированные (±хлорит, карбонат, кварц) порфиробластические амфиболизированные пироксениты и их оливинсодержащие разновидности имеют повышенные содержания меди (0,2-1,0%), никеля (0,01-0,1%), кобальта (до 0,05%), платины (0,19 г/т), палладия (0,3г/т), золота (0,034 г/т). Мощность рудных зон в пироксенитах, содержащих халькопирит, пирротин, пирит, пентландит, виоларит, сфалерит, галенит, борнит, халькозин, ильменит, магнетит, арсенопирит, самородные платину, золото и серебро, сперрилит, висмутотеллуриды, минералы системы Pd-Bi-Te (майченерит, котульскит, соболевскит, фрудит), англезит и барит составляет 3-14 м.

Гидротермальное амагматическое оруденение по состоянию изученности имеет ограниченное распространение в рассматриваемой структурной зоне. К нему относятся два рудопроявления – Ройконкоски (*золото-теллуридная кварцевожильная в shear-зонах* рудная формация) и Вуохенлампи (*серебро-свинцовая кварцевожильная*).

Рудопроявление *Ройконкоски* представлено серией кварцевых и карбонат-кварцевых жил в метадолеритовом силле среди вулканогенно-осадочных толщ соанлахтинской свиты PR_1. Рудоносные жилы (общим числом 5-6 в пределах карьера) имеют преимущественно северо-западное и субмеридиональное простирание с крутым падением на юго-запад – запад. Они приурочены к осевым частям зон сдвиговых дислокаций мощностью до 1-1,5 м и видимой протяженностью в плане до 70-100 м, в пределах которых долериты интенсивно рассланцованы и подвержены низкотемпературным метасоматическим преобразованиям (хлоритизация, карбонатизация, окварцевание, турмалинизация и др.), сопровождающимся тонкодисперсной сульфидной минерализацией. Рудная минерализация в жилах подразделяется на несколько минеральных ассоциаций: пирито-

вую, полисульфидную, галенит-висмутотеллуридную с минералами серебра и золота и самороднометальную с интерметаллическими соединениями. Ведущими среди них на золото и серебро являются две последние ассоциации. Содержания главных рудных минералов перечисленных минеральных ассоциаций местами превышают 10% и соответственно содержания меди и свинца – 5%, цинка, висмута – 1%, селена – 219 г/т, теллура – 171 г/т, сурьмы – 3 г/т, мышьяка – 5 г/т, серебра – >0,1%, золота – 25,28 г/т. Углеродсодержащие сланцы, подстилающие долериты с рудоносными карбонат-кварцевыми жилами, по данным бурения интенсивно брекчированы, пронизаны многочисленными кварцевыми прожилками, имеют повышенные содержания Mo – 0,022-0,046%, Cu – 0,05%, Pb – 0,032%, Zn – 0,05%, V – 0,1-0,15%, Ag – 1-3 г/т, Au и элементов платиновой группы. Они содержат неравномерно распределенную рудную минерализацию – пирит, рутил, ильменит, молибденит, халькопирит, ковелин, галенит, клаусталит, кобальтин, сфалерит, пирротин, осмиридий, самородные – медь, цинкистую медь (Zn ~35%), никель, железо, олово (Pb – 5%), свинец (Sb – 7%, Sn – 5%), серебро. Рудная минерализация в черных сланцах и в кварцевых жилах имеет признаки генетического единства, представляя собой различные уровни рудной системы, контролировавшейся сдвиговыми дислокациями разного порядка, проявленными в области сочленения Карельского кратона (AR_2) и Свекофеннского аккреционного орогена (PR_1). Она имеет несколько одинаковых редких минералов (селенистый галенит, клаусталит, самородные цинкистая медь, олово, свинец, серебро), определяющих ее геохимическую специфику.

Среди охарактеризованных рудных формаций ведущими являются *комплексная молибден-ванадиевая черносланцевая* и *золото-арсенидная в березитоидах shear-зон,* масштабное проявление которых обусловливалось особенностями строения и геологической эволюции зоны сочленения Свекофеннского аккреционного орогена и архейского Карельского кратона в ее российской части. Широкое проявление в ее пределах по геолого-геофизическим данным сдвиговой тектоники являлось одним из главных рудогенерирующих факторов, определявших формирование оруденения в shear-зонах с преимущественно благороднометальной специализацией. Это происходило при условии наложения дислокационно-метасоматических преобразований на рассеянную рудную минерализацию базовых золоторудных формаций – черносланцевой, порфировой и сульфидной медно-никелевой. В этом аспекте выделяемые рудные формации shear-зон соответствуют мезотермальному орогеническому типу золоторудных месторождений по международной классификации. Именно с этим типом оруденения связаны главные промышленные перспективы на золото сопредельных с Северным Приладожьем территорий Финляндии.

Таким образом по совокупности приведенных данных зона сочленения Свекофеннского аккреционного орогена и архейского Карельского кратона представляется перспективной на благороднометальное оруденение мезотермального орогенического типа на всем своем протяжении.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН №2 «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических видов минерального сырья».

ЛИТЕРАТУРА

1. Артамонова Н.А., Духовский А.А. Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Восточного Приладожья. Отчет. ТГФ Р. Карелия. Петрозаводск. 1989.

2. Балтыбаев Ш.К. Свекофенниды Фенноскандии: пространственно-временная корреляция эндогенных процессов. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Спб. 2005. 454 с.

3. Генке А.А., Исанина Э.В., Крупнова Н.А., Шаров Н.В. Глубинное строение и сейсмичность юго-восточного склона Фенноскандинавского щита // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Тез. докл. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2002. с. 61-62.

4. Глебовицкий В.А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Регион. геол. металлогения. 1993. № 1. С.7-37.

5. Иващенко В.И., Ручьев А.М., Лавров О.Б., Кондрашова Н.И. Рудопроявление Пякюля – новый высокоперспективный тип благороднометального оруденения в докембрии Карелии // ДАН. 2002. Т. 384, №2. С. 232-237.

6. Макарова Г.В., Леонтьев А.Г., Аксентьева Л.А. Отчет о геолого-поисковых работах на медь, никель, кобальт, проведенных Тохмайокской партией в Северном Приладожье КАССР в 1969-70 гг. 1971. Фонды КГЭ.

7. Хазов Р.А., Шаров Н.В., Исанина Э.В. Глубинное строение и металлогения Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. вып.7. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 2004. с. 55-74.

8. Ehlers C., Lindroos A., Selonen O. The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland – a belt of transpressive deformation and granite emplacement // Precambrian Reasearch. 1993. V.64. P.295-309.

9. Gaàl G., Gorbatschev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Research. 1987. V.35. № 1. P.15-25.

10. Kahma A. The vain metallogenic features of Finland // Bull.Com. Geol. Finl. 1973. N 265. p.1-29.

11. Nironen M. The Svecofennian Orogen: a tectonic model // Precambrian Research. 1997. V.86. № 1-2. P.21-44.

12. Simonen A. The Precambrian in Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 1980. № 304. 58 p.