Для **Беломорской металлогенической субпровинции** характерно крайне ограниченное распространение 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 минерализаией вулканогенно-осадочного генезиса, по критериям масштабности и явной неперспективности, не соответствующая металлогенической категории – «рудная формация».

Для среднелопийской эпохи характерна *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.

К позднелопийской металлогенической эпохе относится *платинометальная малосульфидная ультрамафит-мафитовая рудная формация* (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, вероятно, являются мелкие проявления МПГ (г.Панфилова, Чупинский) в куземском комплексе лерцолитов-габброноритов – формационном аналоге расслоенных комплексов в Карельской 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 и др. (Ручьев А.М., Ахмедов.А.М.), перспективы которых по состоянию изученности в настоящее время остаются неясными.

Главными металлогеническими комплексами *Карельской субпровинции* являются: среднелопийские медно-золоторудный вулканогенный и медно-никелевый коматиит-андезибазальтовый зеленокаменных поясов; позднелопийские золото-редкометальный плутоногенно-гранитный и золото-железорудный джеспилитовый; сумийский благороднометально-хромитовый расслоенных плутонов; свекофеннские комплексный (V,U,Ti,МПГ,Au,Cu,Mo) пикрит-долерит-черносланцевый палеорифтовый и алмазоносный кимберлитовый плюмовый; среднерифейский алмазоносный кимберлит-лампроитовый плюмовый и вендский благороднометальный конгломератовый авлакогенов; *Свекофеннской субпровинции* – среднерифейский урановый зон несогласия авлакогенов; раннерифейский редкометально-оловорудный зон ТМА и свекофеннский комплексный (V,Mo,МПГ) черносланцевый островодужный; *Беломорской субпровинции* – свекофеннский редкометальный зон ТМА и позднелопийский золото-хром-никелевый ультрамафитовый плюмовый.

ЛИТЕРАТУРА

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

2. 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.

3. Конкин В.Д., Новиков В.П, Ручкин Г.В., Бражник А.В. Ряды рудных формаций цветных и благородных металлов//Тез. докладов Всероссийского совещания «Методология и методы металлогенического анализа и прогноза рудных объектов – состояние и перспективы применения для воспроизводства фонда недропользования». 2000.Москва. ЦНИГРИ. с. 65-67.

4. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. М. Недра. 1989. 288 с.

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

6. Рудоносность.и геологические формации структур земной коры. Под редакц. Д.В.Рундквиста. Л. Недра. 1982.

7. Филатов Е.И., Ширай Е.П. Формационный анализ рудных месторождений. М. Недра. 1988. 144 с.

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

ЦИРКОНЫ ИЗ УГЛЕРОДИСТЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЛЮДИКОВИЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ КАК ДЕТЕКТОР ГЛУБИННЫХ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Гольцин Н.А.[1], Полеховский Ю.С.[2], Прасолов Э.М.[1,2], Пресняков С.Л.[1], Салтыкова А.К.[1], Лохов К.И.[1,2]

[1] Центр Изотопных Исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Kirill_Lokhov@vsegei.ru

[2] Санкт-Петербургский государственный университет, геологический факультет. г. Санкт-Петербург, yuri1947.mail.ru

При помощи вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP-II мы проанализировали U-Pb возраст и спектры распределения REE в цирконах, выделенных из шунгитовых пород карьеров Максово и Зажогино по стратиграфическому разрезу относящихся к 4 пачке средней подсвиты заонежской свиты [5] и из выше и ниже лежащих вулканитов.

Для контроля возможной контаминации проб чужеродными цирконами дробление части проб производилось в центральной лаборатории ВСЕГЕИ, и другой части на кафедре ГПМИ геологического факультета СПбГУ. Тяжелый концентрат выделялся в лаборатории ЦИИ ВСЕГЕИ, а ручной отбор зерен циркона производился как в СПбГУ так и в ЦИИ ВСЕГЕИ.

Данные оптического и катодолюминесцентного изучения показывают, что цирконы как из метаосадочных шунгитовых пород, так и из вулканических пород представляют собой полигенную смесь. Часть из них кристаллизовалась в высокофлюидных условиях, часть формировалась, обрастая низкотемпературные минералы. В одном кристалле обычно не наблюдается различных генераций. В некоторых кристаллах наблюдается ростовая зональность, однако большинство имеет однородное строение.

Результаты по датированию цирконов приведены на Рис.1. Древние детритовые цирконы с возрастом более 2000 млн.лет, как правило, дискордантны. Цирконы с возрастом, отвечающим времени людиковийского вулканизма (1980 – 2050 млн.лет) редки и также часто дискордантны. Для доминирующих более молодых цирконов наблюдаются конкордатные значения U-Pb возраста. Выделяются кластеры конкордатных возрастов 1746±15млн. лет, 1573±43 млн. лет, а также немногочисленные зерна с конкордатными возрастами в интервале от 200 млн. лет до 1200 млн. лет.

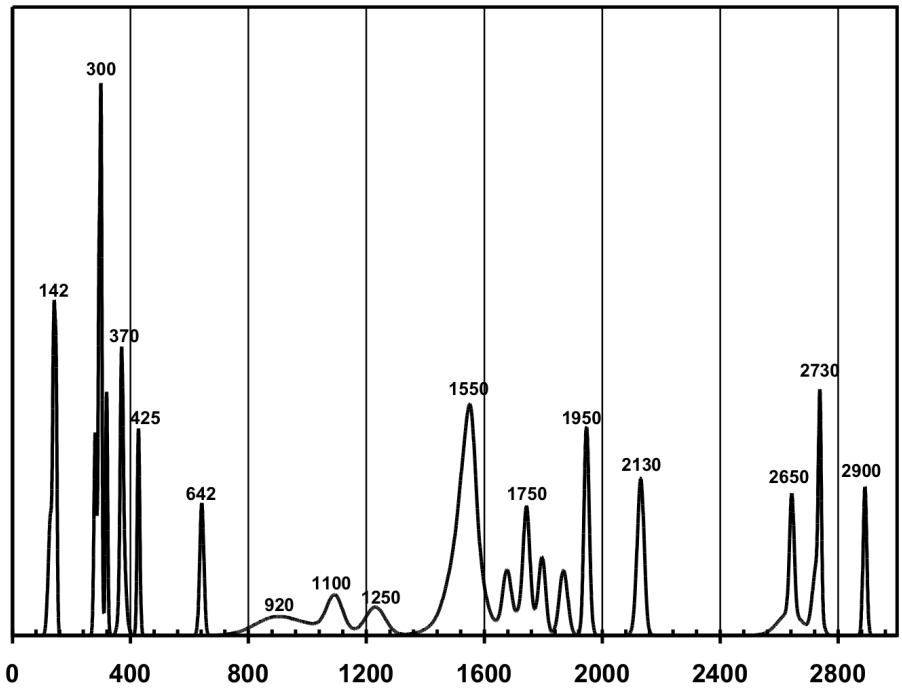

Рис.1. **Частота встречаемости значения U-Pb возраста цирконов**

Отличительной особенностью детритовых цирконов является обломочная структура в сочетании с видимой ростовой зональностью; цирконы с возрастом 1746 млн.лет характеризуются четкой ростовой зональностью и наличием газово-жидких включений; наиболее распространены цирконы с возрастом 1573 млн. лет имеющие весьма характерный облик – это крупные призматические кристаллы с обильными газово-жидкими включениями, иногда обрастают другие минералы; цирконы определяющие спектр возрастов 200-1200 млн.лет мелкие, с выраженной ростовой зональностью. Цирконы всех генераций несут следы растворения.

Геохронологический рубеж 1750 млн. лет широко проявлен на Балтийском щите и отвечает времени регионального свекофеннского метморфического события, рубеж 1570 млн.лет отвечает времени становления гранитов рапакиви, а более молодые события не проявлены в виде магматической активности, метаморфических или метасоматических событий, однако отмечаются в пределах Онежской структуры. Так при датировании урановых минералов из руд комплексных месторождений (Космозеро, Средняя Падма), локализованных в породах людиковия (район Великая губа – Палтега) отмечены геохронологические рубежи в интервале возрастов от 1770 до 160 млн.лет [1]; при датировании по цирконам архейских гранито-гнейсов Балтийского щита, также отмечаются нижние пересечения дискордий, дающие оценку возраста порядка 300-700 млн.лет [4].

Следует отметить, что датировки по урановым минералам отвечают эндогенным событиям в зонах региональных разломов, где эта минерализация проявлена, в то время как нами были получены аналогичные геохроно-

логические рубежи по породам людиковия, специально отобранных вдали от таких зон минерализации. Это может свидетельствовать о том, что в породах вулканогенно-осадочной толщи людиковия функционировала крупномасштабная долгоживущая флюидно – метасоматическая система. В интервале времени более 1200 млн.лет. породы людиковия Онежской структуры, вероятно, испытывали полистадийные метасоматические преобразования, и в существенной степени утратили первичные изотопно-геохимические параметры, характеризующие генезис углеродистого вещества, режимы седиментации и диагенеза.

Для выделенных возрастных групп цирконов отмечаются два типа распределения редкоземельных элементов (REE): 1 – тип характерен для цирконов из магматических и метаморфических пород [8] (Рис.2). 2 – тип выражен в заметном обогащении легкими REE (Рис.3), отсутствием или слабой выраженностью положительной цериевой и отрицательной европиевой аномалий. Такие спектры спектры распределения REE характерны в частности для среднетемпературных углеродистых метасоматитов, некоторых кальцифиров и карбонатитов, и связаны с преимущественной миграцией легких REE в углекислотных или углекислотно-метановых флюидах [3, 8]. В каждой из возрастных группе цирконов, кроме самых молодых, присутствует оба типа распределения REE. Можно предположить, что образование большей части цирконов происходило в не гомогенной и сильно газонасыщенной флюидной среде, что и привело к разным распределениям REE в пределах одной возрастной группы. Наличие второго типа распределения REE свидетельствует о гидротермально-метасоматическом генезисе цирконов соответствующих возрастных групп.

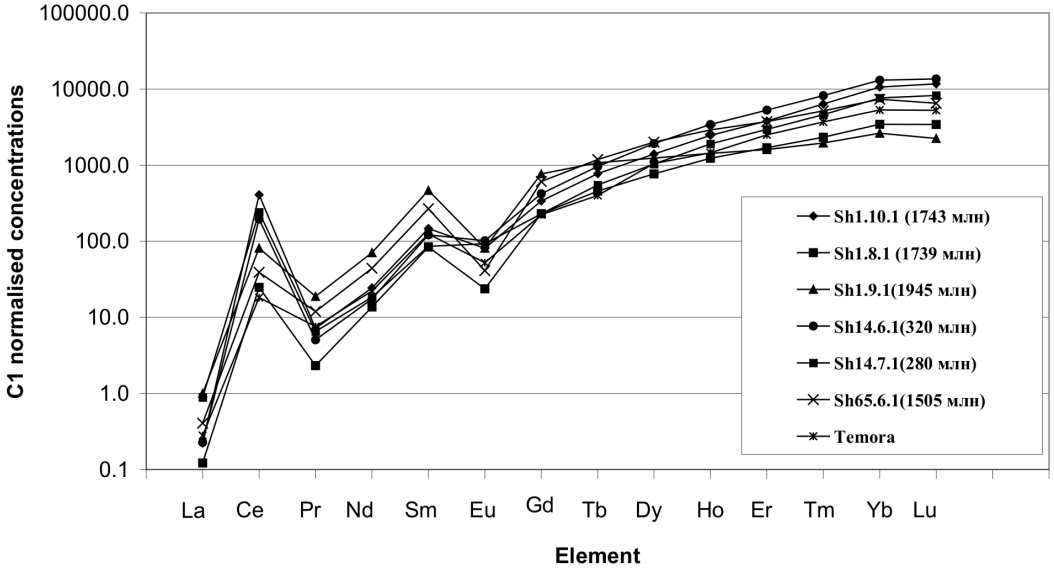

Рис.2. **Спектры распределения REE в цирконах «магматогенно-метаморфического» типа**

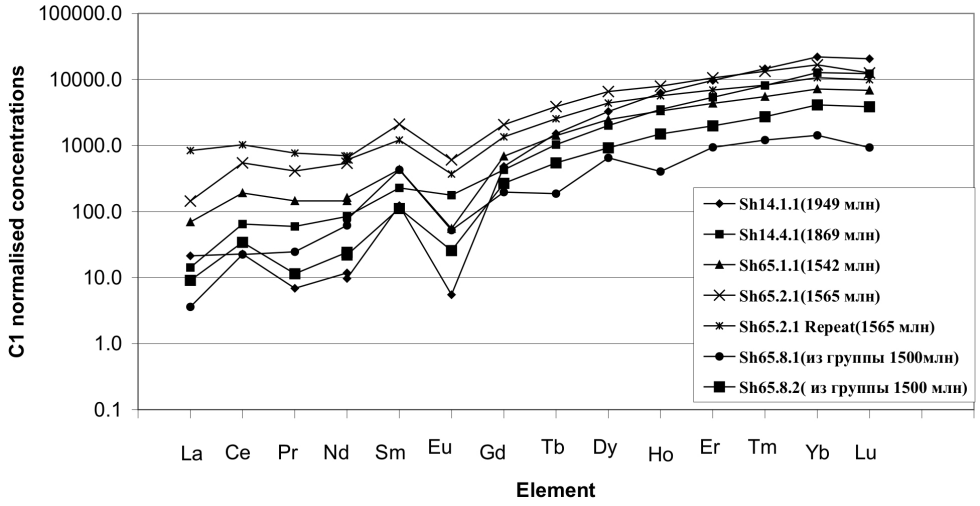

Рис.3. **Спектры распределения REE в цирконах «гидротермально-метасоматического» типа**

Температуры гидротермально – метасоматических процессов, приведших к образованию новых генераций цирконов, можно оценить из следующих данных: как благородные газы, так и азот в шунгитовом веществе изотопно фракционированы с обогащением легкими изотопами [2, 7]. Это возможно в условиях двухфазной системы жидкость – газ, с последующим захватом в углеродистое вещество компонентов из газовой фазы. Следовательно, метасоматический флюид был подкритическим, и его температура не превышала 250-270 ^{o}C. При этих низкотемпературных процессах различные этапы маркировались кристаллизацией соответствующей генерации цирконов, благодаря тому, что цирконий весьма мобилен в обстановке углекислого флюида [5]. Таким образом, флюидонасыщенные углеродистые породы людиковия являются своеобразным детектором, чутко фиксирующим эндогенные процессы, протекающие на значительной глубине, и соответственно имеющие весьма незначительный термальный отклик в приповерхностных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андерсон Е.Б,. Заславский В.Г,. Никитин С.А,. и др. Изотопное датирование урановой минерализации в рамках 3-этапной модели с использованием селенидов висмута и свинца в качестве «вторичных» геохронометров. В кн. Современные данные изотопной геохимии и космохимии. Л., Наука. 1985, с. 82-91.

2. Верховский А.Б., Прасолов Э.М., Лохов К.И., и др. Изотопные характеристики углеродсодержащих пород базальной части средней подсвиты Заонежской свиты.// Тез. Докл.XVII Симпозиума по геохимии изотопов, Москва 6-9 декабря 2004г., М., ГЕОХИ, 2004, с.45-46.

3. Лохов К.И., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Матуков Д.И., Антонов А.В., Прасолов Э.М., Прилепский Э.Б., Богомолов Е.С. Возраст и генезис раннедокембрийской графитовой минерализации лапландского гранулитового пояса (Кольский полуостров). // Региональная геология и металлогения, 2006, 28, с. 89-100.

4. Лохов К.И., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., и др. Фанерозойские значения возраста в породах Балтийского щита по
U-Pb методу по цирконам при помощи методики SHRIMP: контаминация проб или реальность? Тез. Докл.XVII Симпозиума по геохимии изотопов, Москва 6-9 декабря 2004г., М., ГЕОХИ, 2004б, с.155-156.

5. Лохов К.И., Прасолов Э.М., Капитонов И.Н., Кузьмин В.К., Родионов Н.В., Богомолов Е.С., Сергеев С.А. Изотопная геология раннедокембрийских кальцифиров Охотского массива, (С.В. России).// Региональная геология и металлогения, 2008, в печати.

6. Полеховский Ю.С., Голубев А.И. Людиковийский надгоризонт Онежского прогиба // Проблемы стратиграфии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск. Кар.ФАН СССР,1991, с.106-117.

7. Lokhov K.I., L.K.Levsky, F. Begemann Volatile components in Karelian shungites as indicators of composition of Protherozoic atmosphere. // Astrobiology in Russia. Proceedengs of the Workshop. St.Petersburg, Russia, 23-29 March, 2002. Russian astrobiology Center 2002, p.112-115.

8. Zircon. Eds. J.M. Hanchar and W.O. Hoskin. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. The Mineralogical Society of America, 2003, v.53, 500 p.

ОСОБЕННОСТИ СКОРОСТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ И ГЛУБИННЫХ ПОРОД (по результатам исследования керна сверхглубоких скважин)

Горбацевич Ф.Ф., Головатая О.С.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, gorich@geoksc.apatity.ru

Исследования физических свойств приповерхностных и глубинных образцов пород по разрезам Кольской (СГ-3), Уральской (СГ-4), немецкой (КТВ) и финской (ODB) исследовательских скважин позволяют оценить основные факторы, влияющие на тенденции изменения характеристик кристаллических пород коры с глубиной. Изучение сейсмических свойств глубинных пород по образцам керна скважин представляет собой определенные трудности, так как при выбуривании и подъеме керна на земную поверхность, эти характеристики претерпевают существенные изменения. В частности, в образце, при освобождении его от литостатических и тектонических напряжений образуются системы микротрещин, искажающие упругие параметры пород по сравнению с теми, которыми образец обладает в условиях залегания [1]. В качестве примера, на рис. 1 приведены графики величин продольной (V_P) и сдвиговой (V_S) скорости распространения волн, измеренных – V_P(e), V_S(e) – в керне финской скважины Оутокумпу и рассчитанных V_P(p), V_S(p) в тех же образцах по минеральному составу. Как можно заметить, расчетные величины V_P и V_S практически не изменяются с глубиной, но экспериментально измеренные обнаруживают тенденцию снижения с увеличением глубины. Расхождение экспериментальных и расчетных V_P и V_S, отмечаемое в верхней части графика можно объяснить за счет механизма выветривания приповерхностных пород.