Установлено что, сложные πS-диаграммы плоскостной анизотропии изофациальных гнейсов в границах зон рассланцевания отражают совокупность, как правило, большого числа пространственно совмещенных сдвиговых парагенезисов (до 20-30), различающихся величиной α_0, набором и ориентировкой структурных элементов. При этом одни и те же структурные элементы, нередко в новом качестве, могут неоднократно функционировать в составе различных парагенезисов. Некоторые наиболее отчетливо выраженные структурные элементы, проявленные в ранних метаморфических разновидностях гнейсов, активизируются и наследуются при развитии сдвиговых парагенезисов, контролирующих сингенетичные гнейсы более поздних разновидностей.

Для полиметаморфических парагнейсов беломорского комплекса отмечается сходство (вплоть до идентичности) ряда структурных парагенезисов на удаленных друг от друга площадях развития изофациальных метаморфитов и отсутствие такового для гетерофациальных пород в пределах одного и того же участка.

Особенности формирования мелкой складчатости и плоскостной анизотропии пород всех минеральных фаций гнейсов чупинской свиты, кроме наиболее раннего гранат-биотитового плагиогнейса-1, который из-за реликтового характера проявлений пока остался не охарактеризованным, исчерпывающе объясняются наложением разновозрастных сдвиговых структурных парагенезисов различных типов, то есть полицикличностью деформации, варьирующей ее интенсивностью, меняющимся реологическим состоянием горных пород.

Получены дополнительные сведения о тектоническом контроле пегматитогенеза. 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. Установлено наличие большого числа структурных парагенезисов пегматитовых тел. Так, например, пегматиты Лоушского поля образуют не менее девяти трехэлементных систем, соответствующих структурным парагенезисам. Сопоставление структурных парагенезисов жильных тел и вмещающих их пород свидетельствует о многоактности возникновения пегматитов на различных этапах эндогенеза.

Ориентировка крупнокристаллических слюд в пегматитах также подчиняется закономерностям пространственного соотношения элементов сдвигового парагенезиса. Анализ πS-диаграмм мусковита показывает, что его формирование было связано с несколькими деформационными эпизодами, их число в некоторых промышленно слюдоносных пегматитовых телах составляет не менее двадцати восьми.

Вышеприведенные обобщения указывают на чрезвычайную сложность реальной структуры парагнейсовой толщи беломорид и необходимость нового методического подхода к ее изучению, предполагающему обязательность выделения и исследования сдвиговых структурных парагенезисов.

Опыт выполненных работ показывает, что практически на каждом более, или менее обнаженном 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 решаемой задача детальной реконструкции полей палеонапряжений.

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. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. С. 12-25.

4. 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.

5. 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.

СПЕЦИФИКА АРХЕЙ-ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОРОВЫХ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В БЕЛОМОРСКОМ КОМПЛЕКСЕ ПОРОД БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Ручьёв А.М.

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

Особенности процессов, обусловивших интенсивную деформацию и метаморфизм (термин употребляется в широком смысле для обозначения эндогенного преобразования пород в твердом состоянии) в беломорском комплексе пород (БКП), рассматриваются на примере наиболее изученных гнейсов чупинской свиты. Разновидности

гнейсов, классифицируемые на основе физико-химических представлений о минеральном парагенезисе и естественной минеральной фации, – продукты полиэтапной неоархей-палеопротерозойской (2,9-1,75 млрд лет назад) эндогенной переработки относительно однородного терригенного протолита (рис. 1). С учетом опубликованных данных изотопной геохронометрии, первый, второй и, с большой долей неопределенности, третий этапы отнесены к позднему архею, а четвертый – к раннему протерозою [4].

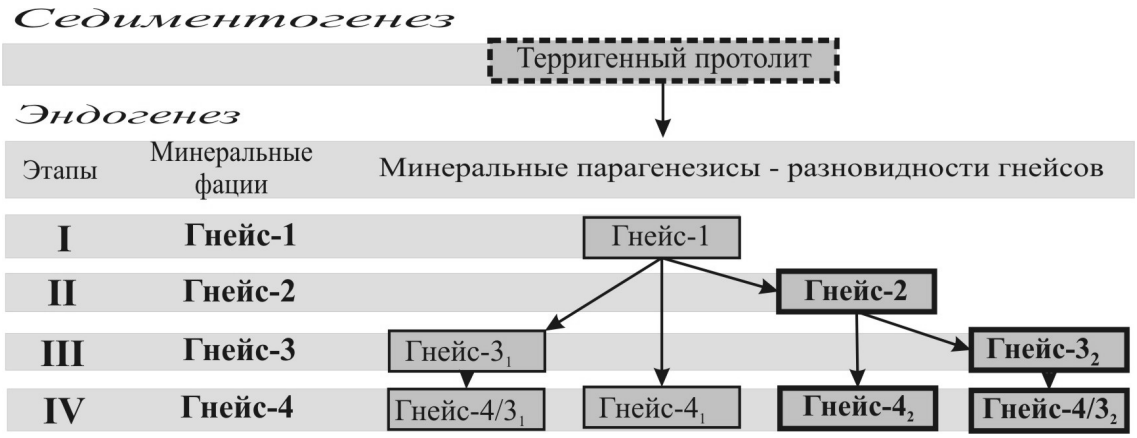

Рис. 1. **Схема развития минеральных фаций и минеральных парагенезисов гнейсов**

Доминирующие разновидности выделены жирным шрифтом; минеральные парагенезисы: гнейс-1 – $9{,}96Grt^{26\pm10}_{72\pm10}$ + $20{,}40Bt_{37\pm4}$ + 34,32Pl + 34,32Qtz ± Gr + 0,98 рудный; гнейс-2 – 2,54Ky + $10{,}51Grt^{30\pm9}_{70\pm4}$+ $24{,}02Bt_{38\pm4}$ ± Kfs (Or) + 26,49Pl + 35,82Qtz ± Gr + рудный; гнейс-3_2 – 3,41Ky + $7{,}00Grt^{23\pm4}_{75\pm4}$ + $20{,}74Bt_{39\pm4}$ + 35,80Pl + 32,68Qtz ± Gr + рудный; гнейсы-4_1, -4_2, -$4/3_1$, -$4/3_2$ – ±Ky ± $Grt^{18\pm4}_{80\pm5}$ + Ms + Bt_{46} + Pl + Qtz ± Gr + рудный. Символы минералов: Bt – биотит, Grt – гранат, Qtz – кварц, Ky – кианит, Kfs – калиевый полевой шпат, Or – ортоклаз, Pl – плагиоклаз, Ms -мусковит, Gr – графит; цифры перед символами – среднее содержание, объемные %; индексы после символов: подстрочные – средний коэффициент общей железистости и его стандартное отклонение, надстрочные – средняя доля пиропового минала в гранате и ее стандартное отклонение

Позиция чупинских гнейсов в БКП определяется следующим: протолит гнейсов идентичен грауваккам верхней терригенной части обобщенного разреза позднеархейских зеленокаменных поясов [2]; с мафической составляющей этого же разреза сопоставима ультрабазит-амфиболитовая ассоциация хетоламбинской толщи [5]; недостаточно изученные породы керетской (котозезерско-керетской) толщи предварительно рассматриваются в качестве частично переработанного материала первичной «серогнейсовой» коры. С учетом структурно-вещественных особенностей БКП, совокупность гетерогенных геологических образований области распространения чупинской и хетоламбинской свит (толщ) беломорид интерпретируется как позднеархейский рифтогенный энсиалический Беломорский зеленокаменный пояс (БЗП), подвергшийся повторному раннепротерозойскому рифтингу.

Принадлежность проявлений процессов эндогенеза к коровым аргументируются следующим. Протолит гнейсов – продукт разрушения уже существовавшей архейской верхней континентальной коры [2] аккумулировался на ее же поверхности (особенности чупинских метаграувакк не позволяют считать их образованиями аккреционной призмы (субдукционного комплекса), а также связывать их формирование с островными дугами). Максимальное литостатическое давление, если за таковое условно принять давление при метаморфизме первого этапа, не превышало величины, соответствующей глубине погружения 25 км.

Доэндогенный этап может быть охарактеризован с учетом особенностей гнейса-1 (в наименьшей степени измененного вещества протолита), которому свойственно повышенное, по сравнению с метаграувакками различных позднеархейских зеленокаменных поясов мира, среднее фоновое содержание Au, Pt, I, Pd, а также – Cr и Ni, содержание которых превышает расчетные величины для составов архейской верхней и общей коры. Соотношение Pd, Ir и Pt в усредненных спектрах элементов платиновой группы (ЭПГ) гнейс-1 аналогично таковому в подиформных хромититах офиолитовых комплексов, а также стратиформных хромититах горизонтов «C», «G» Стиллуотерского массива (США, Монтана) и главного рудного горизонта Аганозерского блока Бураковского массива (Карелия). Соотношения микрокомпонентов химического состава гнейса-1 на бинарной диаграмме Ni/Pd-Cu/Ir отвечают мантийному реститовому тренду. Таким образом, геохимическая специфика гнейса-1 отражает влияние вещества мантии, выводимого в условиях рифтогенеза на уровень верхней континентальной коры. Этим мантийным веществом могли быть продукты разрушения пород офиолитового комплекса, выявленных в составе ультрабазит-амфиболитовой ассоциации хетоламбинской толщи. С учетом гипотезы флюидно-метасоматической природы хромититов и дунитов, вероятным представляется и воздействие восходящего флюида мантийного происхождения на протолит чупинских гнейсов в период, предшествовавший метаморфизму первого этапа. На флюидную проработку архейских терригенных толщ, как явление достаточно типичное для архея, указывает характерное для слабо метаморфизованных осадочных пород ряда зеленокаменных поясов высокое содержание хрома и никеля, необъяснимое с позиций модели смешения. Установлены

признаки мантийной природы рудоносных флюидов в архейском рифтогенном внутриконтинентальном осадочном бассейне Витватерсранд, а также в ряде протерозойских рифтовых бассейнов с терригенными отложениями и комплексной благороднометалльной минерализацией. Все это ставит вопрос о синхронном с осадконакоплением флюидном массопереносе из мантии, как о существенной особенности развития рифтогенных систем. Так как и флюидный массоперенос, и развитие бассейна седиментации в общем случае обычно контролируются тектоническими процессами, линеаментный характер локализации гнейсов чупинской свиты и максимальная, относительно прочих пород беломорид, обогащенность их перечисленными химическими элементами указывают, что бассейн осадконакопления располагался в зоне разломов мантийного заложения.

Эндогенез I этапа. Формирование ныне реликтового гнейса-1 при снижении температуры (t_1) от 645 до 480 ˚С и давления (P_1) от 8,2-8,0 до 7,5 кбар, согласно принятой схеме классификации [1], происходит в диапазоне tP-условий регрессивного перехода от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфической фации. Хотя образование гнейса-1 шло не вполне изохимически, серьезного изменения состава не было. Интенсивные аллохимические преобразования пород чупинской свиты отчетливо отражаются изменениями спектров редкоземельных элементов и сопровождаются возникновением значимых отрицательных европиевых аномалий, отсутствие которых типично для гнейса-1 [3]. Палеогеотермический градиент – 24 град/км, отвечающий завершению первого этапа эндогенеза, характерен для «старых», просуществовавших уже более 25 млн. лет, литосферных плит и резко отличается от градиентов, свойственных различным субдукционным обстановкам.

К первому же этапу относится формирование интрудирующих гнейс-1 (или его протолит ?) многочисленных малых тел (силлов, даек) тоналитов и трондьемитов.

Эндогенез II этапа. Наиболее значительный по региональному проявлению и объему переработанного материала аллохимический (основной с отчетливо повышенным потенциалом калия) процесс преобразования гнейса-1 в гнейс-2 (рис. 2) в tP-условиях кианит-биотит-ортоклазовой метаморфической фации (усредненные значения: t_2 = 705 ˚С, P_2 = 9,4 кбар, палеогеотермический градиент – 25 град/км). Минеральный парагенезис гнейса-2 маркирует систему дискретных субравномерно распределенных в породах чупинской толщи плоскостей наложенной бластомилонитовой сланцеватости. По экспериментальным данным, подобное объемное развитие деформационной анизотропии пород реализуется в условиях их квазипластического состояния при дифференцированном напряжении. На многократность «разрядки» девиаторных напряжений при формировании гнейса-2 указывает выявление на различных участках его развития не менее 20-30 сдвиговых структурных парагенезисов (фаз деформации). Сложная «пульсационная» зональность граната гнейса-2, зафиксировала многократное циклическое изменение tP-параметров от «фоновых», близких к величинам, характерным для гнейса-1, до экстремальных, свойственных гнейсу-2.

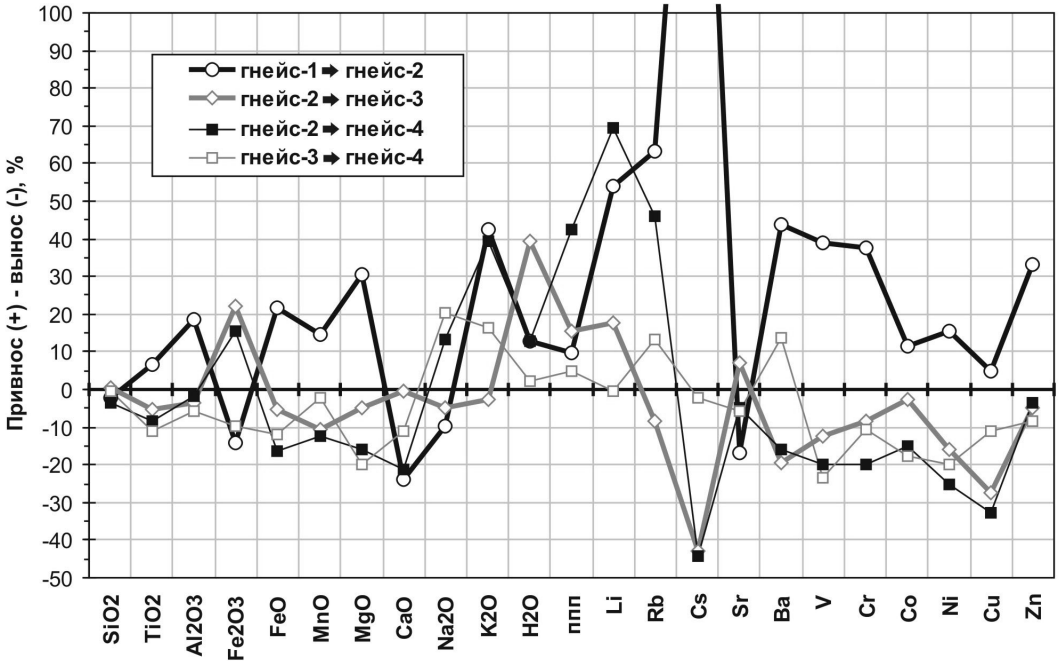

Рис. 2. **Относительное изменение химического состава при образовании метаморфических разновидностей гнейсов. Оценка выполнена оксидно-объемном методом В. Линдгрена (исходные данные см. [4, табл. 1])**

Эндогенез III этапа. Образование крупнозернистых лепидогранобластовых линзовидно-полосчатых гнейсов-3 при аллохимическом (рис. 2) диафторезе (кианитовый тип кислотного выщелачивания) в tP-условиях перехода от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфической фации. Породы третьей минеральной фации локализованы в пределах преимущественно крупных (мощностъ – n×100 м, протяженность – до n×10 км) северо-западных, субмеридиональных, субширотных зон сдвиговых дислокаций. В границах таких зон выделяется более двадцати парагенезисов плоскостных структурных элементов. Минеральный парагенезис гнейсов-3 формируется при синдеформационной перекристаллизации.

Эндогенез IV этапа. Образование крупнозернистых лепидогранобластовых сланцеватых, или линзовидно-полосчатых двуслюдяных гнейсов-4, и пегматитов мусковитовой формации при аллохимическом (рис. 2) диафторезе (мусковитовый тип кислотного выщелачивания при повышенном потенциале калия и натрия) в tP-условиях метаморфической фации кианит-биотит-мусковитовых гнейсов. Гнейсы-4 выполняют свекофеннские (1,96-1,75 млрд лет) северо-западные, субмериональные и субширотные зоны сдвиговых дислокаций различного размера (мощностъ – до n×100 м, протяженность – до n км). Внутреннее строение таких зон определяется развитием до 20-30 парагенезисов структурных элементов. Минеральный парагенезис формируется в условиях доминирующей синдеформационной перекристаллизации пород, или при катаклазе и последующей перекристаллизации.

Главная особенность эндогенной переработки пород – очевидная связь процессов деформации и метаморфизма. Сдвиговый механизм деформации доминировал на всех временных этапах и масштабных уровнях преобразования гнейсов. Структурными элементами различных совокупностей сдвиговых парагенезисов контролировалось пространственное развитие минеральных парагенезисов гнейсов II-IV фаций, для локализации которых поэтому типичны: дискретность проявления при региональном характере распространения; «напечатывание» друг на друга при пересечении сдвиговых структур или активизации отдельных их элементов; сохранение реликтовых участков неизмененных ранних пород наряду с более поздними. Внутреннее строение зон локализации диафторитов определяется значительным числом пространственно совмещенных, наложенных друг на друга, сдвиговых парагенезисов. Каждый такой парагенезис – вещественное доказательство проявления самостоятельной фазы деформации, а их многочисленность в границах сдвиговой зоны – свидетельство ее развития в режиме долгоживущего нарушения сплошности коры.

Зоны полифазной сдвиговой деформации одновременно были и зонами флюидного массопереноса, о чем однозначно свидетельствует отчетливо выраженный аллохимический характер метаморфических процессов в их границах. Вещественные изменения при трансформации гнейса-1 в гнейс-2 позволяют ставить вопрос о мантийном источнике флюидов. Отмечается повторяемость эпизодов значительного сопряженного привноса калия, рубидия, углеродистого вещества (ныне – графит, эндогенные углеводороды газово-жидких включений), благородных металлов в позднем архее и раннем протерозое [4].

С учетом роли и специфики деформационного процесса в генезисе минеральных фаций гнейсов, они в определенном смысле могут рассматриваться как продукты стресс-метаморфизма – проявления диссипативных физических и химических эффектов релаксации девиаторных напряжений в горных породах. Различия дислокаций и их вещественного выполнения отражают различия этих эффектов, связанные как с характером девиаторных напряжений, так и с реологическими свойствами преобразуемых пород, которые зависят от их состава, структуры и варьирующих на разных этапах развития литостатического давления, фонового теплового и флюидного потоков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М., Наука, 1979. 263 с.

2. Ручьев А.М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 12-25.

3. Ручьев А.М. Подвижность редкоземельных элементов и возникновение европиевых аномалий при метаморфизме (на примере парагнейсов чупинской свиты, беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 99-106.

4. 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.

5. Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л., 1989. 175 с.