ции их базальтового протолита (амфибол, хлорит, пумпеллеит), а в ассоциирующих с ними породах ультраосновного основного состава обнаружены реликты сапонита и диаспора (Щипанский, Конилов, 2007).

Таким образом, Беломорский мобильный пояс можно рассматривать в качестве древнейшей и уникальнейшей эклогитовой провинции, дальнейшее исследование которой, несомненно, поднимут ее значимость в мировой геологии на уровень, как минимум, не ниже, чем пояс Санбагава в юго-восточной Японии, пояс Сулу в восточном Китае или эклогитовая провинция Скандинавских каледонид.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты №№ 06-05-65237, 05-05-65012.

Литература

1. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В., Конилов А.Н. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. № 6. С. 609–631.
2. Щипанский А.А., Конилов А.Н. Геодинамика формирования ранней архейской континентальной коры: горячие мантийные плюмы, холодная литосфера? // Материалы XL тектонического совещания «Фундаментальные проблемы геотектоники». Т. 2. М.: ГЕОС, 2007. С. 382–385.
3. Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В., Докукина К.А., Соколик С.Ю. Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров // Тез. XXXVIII Тектонического совещания «Тектоника земной коры и мантии». Т. 2. М.: ГЕОС, 2005, С. 389–392.
4. Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Volodichev O.I. Petrology of eclogites of the Belomorian Province // 32nd IGC. Florence 2004, Abstr. Part.1. P. 108.
5. Möller A., Appel P., Mezger K., Schenk V. Evidence for a 2 Ga subduction zone: Eclogites in the Usagaran belt of Tanzania // Geology. 1995. V. 23. P. 1067–1070.

Магматизм, метаморфизм и геодинамика Кукасозёрского сегмента Северо-Карельской шовной зоны в позднем архее

Юркова Р.М., Воронин Б.И.

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

В сообщении рассматриваются структурно-формационные комплексы, индикаторы геодинамического развития исследуемого района. Рассмотрены магматические комплексы трондьемитов-плагиогранитов, их гнейсового окружения и метасоматически изменённых тонкополосчатых бимодальных кристаллосланцев (синтектонических метасоматитов).

Трондьемиты-плагиограниты залегают в виде тела линзовидной формы длиной 16-17 км, до 2 км. в поперечнике, вытянутого вдоль глубинного разлома, который чётко обозначен протрузиями ультрабазитов. Соотношение породообразующих компонентов, структура и олигоклазовый состав плагиоклазов позволяет называть большую часть пород, образующих это тело, трондьемитами. Породы в разной степени структурно и вещественно преобразованы. Будины размером 1,8 x 0,4 м. цилиндрической формы наследовали первичную отдельность магматического тела. Для оценки P-T условий становления комплекса трондьемитов изучался состав породообразующих компонентов: роговые обманки, плагиоклазы, биотит, хлорит и рудные минералы.

С несомненностью восстанавливается полистадийная история становления и метаморфизма трондьемитов-плагиогранитов. Она предстает в следующем виде.

1. В магматическую стадию при $T=750-950^{\circ}\text{C}$ сформирован минеральный парагенезис: магнетит, диопсид, биотит, олигоклаз (23An%).
2. В автометаморфическую флюидно-пневматолитовую стадию в условиях высокой степени амфиболитовой фации ($T=700-750^{\circ}\text{C}$) и повышенного флюидного давления были образованы эдентовые роговые обманки в виде гомоосевых псевдоморфоз по диопсиду (табл. 1, графа 1).

Таблица 1. Содержание окислов (% масс.) и ионов (23 кислорода) в роговых обманках по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	Трондьемиты			Плаггиогнейс		Синтектонический метасоматит	
	1	2	3		1	2	3
SiO ₂	45,19	45,66	48,45	49,53	45,43	45,48	46,11
Al ₂ O ₃	12,88	14,01	13,87	13,24	13,75	16,83	17,21
Ti ₂ O	0,61	0,94	0,76	1,10	0,52	0,39	0,47
FeO	6,55	7,92	8,13	6,46	15,60	9,86	10,60
MnO	0,41	0,59	0,43	0,45	0,39	0,12	0,12
MgO	19,30	12,05	12,12	11,46	11,14	11,10	11,57
CaO	10,85	12,80	11,75	11,24	7,95	10,99	10,82
Na ₂ O	1,32	1,97	1,77	2,23	2,25	0,00	0,05
K ₂ O	1,46	1,45	1,35	0,54	0,40	0,42	0,48
Сумма	98,57	97,39	98,63	96,25	97,43	95,19	97,43
Si	6,54	6,60	6,84	7,04	6,66	6,61	6,81
Al ^{IV}	1,46	1,40	1,16	0,96	1,34	1,39	1,19
Al ^{VI}	0,73	0,98	1,14	1,26	1,04	1,49	1,81
Ti	0,07	0,10	0,08	0,12	0,05	0,04	0,05
Fe ²⁺	0,73	0,95	0,95	0,77	1,91	1,19	1,30
Mn	0,04	0,07	0,05	0,05	0,04	0,02	0,02
Mg	4,18	2,61	2,56	2,44	2,45	2,42	2,56
Ca	1,16	1,97	1,78	1,72	1,25	1,71	1,71
Na	0,36	0,56	0,47	0,61	0,65	0,00	0,02
K	0,28	0,26	0,24	0,10	0,07	0,07	0,09
$\frac{Mg}{Mg+Fe}$	0,98	0,73	0,73	0,76	0,56	0,67	0,66
Название	3	3	3	2	1	1	1

Примечание. Название (Leake, 1978): 1 – магнезиальная роговая обманка, 2 – эденит, 3 – эденитовая роговая обманка.

3. Далее в условия пластической объёмной перекристаллизации при становлении магматического тела в субсолидусном состоянии, в стадию амфиболитовой фации при повышенных давлениях ($T=500-550^{\circ}C$, $P>5$ кбар) продолжалась непсевдоморфное образование эденитовых роговых обманок с привнесом ионов щелочей, железа, кремния, кальция, алюминия (см. табл. 1, графа 2).

4. В следующий этап происходили будинаж и разгнейсование под воздействием однонаправленного давления с формированием синезелёных магнезиальных, типично метаморфических роговых обманок в условиях эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фации ($T=500^{\circ}C$, $P=8$ кбар) (см. табл. 1, графа 3). Неустойчивость вновь сформированной ассоциации, неравновесной с биотитом, ранними эденитовыми роговыми обманками и плаггиоклазом привела к частичному замещению этих минералов магнезиальным хлоритом.

Комплекс гнейсов, сформирован по представлению Ю.Й.Сыстра (1991) по вулканогенно-осадочным слоям. Породы этого комплекса являются вмещающими для тела трондьемитов-плаггиогранитов. Основу разреза комплекса составляют тонкополосчатые плаггиогнейсы для которых характерны тонкие (2-3 см) линзовидные, валообразные роговообманковые слойки. Результатом изучения этого комплекса является вывод о том, что тонкополосчатые гнейсы обрамления не являются метаморфизованной частью блока трондьемитов-плаггиогранитов. Исходные породы были более щелочными, производными бимодальной вулканоплутонической серии. Возможно это были породы спилит-кератофировой формации, характерной для примитивной (юной) островной дуги Западно-Тихоокеанской активной окраины [10]. Такое сопоставление может быть принято исходя из концепции формирования Северо-Карельской зоны в ходе эволюции островных дуг [1, 7]. Магматические минералы и магматическая стадия в гнейсах не прослеживаются. Возможно, это были глубинные блоки или протолиты бимодальных гнейсов, метаморфизованных на глубине в условиях амфиболитовой фации ($T=500^{\circ}C$, $P=8$ кбар) с образованием эденита (см. табл. 1, графа 4). В последующем породы этого комплекса подверглись объёмной рекристаллизации в процессе подъёма протолита в несколько регрессивном режиме при $T=475^{\circ}C$, $P=5$ кбар. Подъём пластичных блоков был субсинхронен с подъёмом трондьемитовой магмы, поэтому не наблюдалось ороговикование. В

дальнейшем при становлении гнейсового комплекса породы испытали пластическое течение в условиях прогрессивного метаморфизма амфиболитовой фации ($T=520^{\circ}\text{C}$, $P=8$ кбар). Формировались синезелёные магнезиальные роговые обманки (см. табл. 1, графа 5). Происходила дифференциация вещества при обособлении линз роговых обманок и повышения основности плагиоклазов (от 19 до 25% An), а также образование биотита. Эти преобразования происходили субсинхронно с будинажем и разгнейсованием трондьемитов. Такое структурно-вещественное преобразование можно представить, исходя из литературных аналогий, в зоне надвига [3]. В преддуговых бассейнах сформировались флишоидные комплексы, которые в ходе метаморфических изменений амфиболитовой фации сохранили ритмичное строение, характерное для турбидитов. Эти комплексы с севера – северо-востока примыкают к одинаково метаморфизованным плагиогнейсам. Их положение в какой-то мере может маркировать пограничную область островная дуга-желоб [10]. Комплекс синтектонических высокоглинозёмистых метасоматитов сформирован за счёт тонкополосчатых кристаллосланцев. Метасоматиты залегают в зоне долго живущего глубинного разлома в крутозалегающих ($70-75^{\circ}$) 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 (см. табл.1, графы 6, 7). Они отличаются высоким содержанием ионов Al, скоординированных преимущественно в октаэдрических позициях ленточной структуры амфиболов. Это позволяет с использованием барометра Лика-Рааза [6] говорить о повышенных давлениях в условиях нижней ступени амфиболитовой фации. С использованием гранат-амфиболового термометра Л.Л.Перчука [5] температуры образования этой пары минералов оценивается в интервале $550-650^{\circ}\text{C}$. 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 составлены термобарометры. 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 поздне-ребольский этап тектогенеза. Взрывоподобный выброс глубинных флюидов декомпрессионной природы в присдвиговых зонах растяжения прогнозирует Е.Н.Терехов [9]. В условиях амфиболитовой фации динамотермального метаморфизма ($T=550-610^{\circ}\text{C}$, $P=5-8$ кбар) формировались высокоглинозёмистые стресс минералы: дистен, ставролит, мусковит политипа $2M_1$. Гранаты, представленные альмандином с переменным содержанием пироповой молекулы, от 16,5 до 42,3% в прямой зависимости от степени метасоматических преобразований, а также высокоалюминиевый (алюминий больше 2,5 ф.е.) хлорит. Плагиоклазы представлены андезином (33-36An%). Привнос алюминия мог осуществляться только восстановительными флюидами. Струйное движение флюидов с инертным алюминием, а также 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 (табл. 2). За счет флюидного давления оправдано образование запрещённого в условиях амфиболитовой фации хлорита. Результаты исследований свидетельствуют, что наложенные метасоматические преобразования тонкополосчатых кристаллосланцев связаны с локальным флюидно-термальным воздействием на эти породы (при участии восстановительных флюидов) в связи с деформациями по сдвиговым зонам, проявленным в зоне глубинного разлома. Тепло и флюиды вероятно были также продуцированы магмой высокоглинозёмистой, шошонитовой серии, о чем свидетельствует привнос Al, Ca, Si, Ti и щелочей. В режиме быстрого высокотемпературного сгорания восстановительных газов, что характерно для архейской истории Земли, происходило формирование дисперсных шунгита и графита. Плотные флюидные потоки преимущественно кремнезёмистые на заключительной стадии флюидодвижения способствовали выносу дисперсных частиц шунгита и графита в субповерхностные слои с образованием углеродистых сланцев. По результатам исследований проведено сопоставление этапов магматизма и метаморфизма с тектоническими движениями (табл. 3).

Таблица 2. Последовательность и условия формирования синтетектонических метасоматитов

Стадии	Геологические условия	Ассоциации минералов	T град	P кбар
Деформационная	Сдвигово-надвиговые деформации на регрессивном этапе развития эндогенной системы в разломной межблоковой (шовной) зоне. Дискретная локализация тектонитов, Поступление глубинных флюидов.	Роговая обманка, гранаты, дистен, мусковит	550-610	≥8
Динамотермальная флюидная	Дегазация в виде мантийных струй. Восстановительные флюиды. Интенсивный высокоглинозёмистый метасоматоз	Гранаты, ставролит, дистен, биотит, мусковит, кварц	от 600-650 до 650-700	4-6
Динамотермальная регрессивная	Активная роль пластических деформаций при падении температуры метасоматических процессов	Мусковит, хлорит, кварц	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 слюдястых кварцитов.	Кварц, мусковит	200-350	2-4

Таблица 3. Схема сопоставления этапов магматизма и метаморфизма с тектоническими движениями для позднего архея Кукаозерской зоны

Этапы	Магматизм, метаморфизм	Тектонические условия
1	Формирование вулcano-плагонической бимодальной серии магматических пород	Рифтогенез, связанный с мантийными диапирами или восходящими мантийными струями. Заложение зеленокаменных поясов.
2	Метаморфизм в условиях амфиболитовой фации (T=500-550°C, P=8 кбар.) с формированием бимодальных плагногнейсов. Расчетные глубины 20-23 км.	
3	Подъем блоков (протолитов) плагногнейсов (T=475 ⁰ , P=8 кбар). Трондьемитовые интрузии (T=750-950° C. P<5 кбар)	Тектоническое сжатие
4	Анортозит-габбронорит-ультрабазитовые протрузивные комплексы	Сдвигово-надвиговые движения в зоне долгоживущего глубинного разлома
5	Синтетектонические метасоматиты при восстановительном флюидном режиме в условиях нижней ступени амфиболитовой фации. (T=550-650°C, P=8 кбар)	
6	Рассланцевание плагногнейсов (T=520-510°C, P -8 кбар). Будинаж и разнейсование трондьемитов (T=500°C, P = 8 кбар)	Пластическое течение вещества
7	Регрессивные метаморфические преобразования в условиях зеленосланцевой фации (T=350°C. P<5 кбар)	Консолидация коры

Литература

1. Бибилова Е.В., Самсонов А.И., Щипанский А.А. и др. Хизоварская структура северокарельского зеленокаменного пояса как аккрецированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные//Петрология, 2003, т. 11. № 1. С. 289–320.
2. Leake В.Е. Nomenclature of amphiboles//Amer. Miner. 1978. Vol. 63, № 11/12. P. 1023–1058.
3. Мак-Грегор В.Р. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.:Мир, 1983. С. 131–156.
4. Московиченко И.И., Турченко С.М. Высокобарические комплексы докемрия в складчатых поясах фанерозоя. М.: Наука, 1982, 160 с.
5. Перчук Л.Л. Сосуществующие минералы. Л: Недра, 1971. 413 с.
6. Raase P. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism//Contr. Mineral. Petrol. 1974. Vol. 45, № 3. P. 231–236.
7. Слабунов А.И. Беломорский неоархейский коллизионный ороген//Беломорский подвижный пояс и его аналоги. Матер. научн. конф. Петрозаводск.: ин-т КарНЦ РАН, 2005, С. 277–282.
8. Сыстра Ю.И. Тектоника Карельского региона. Л.: 1991, 176 с.
10. 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.
10. Юркова Р.М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1991. 162 с.