

источниках флюидов, а именно, связанных с гранитоидными магмами для халькопирита и галенита, и, по-видимому, более глубоких, связанных с плюмовой активностью, широко проявившейся на территории Забайкалья в мезозое [8].

Существуют разные точки зрения о роли мантии и коры в формировании *Си-Мо*-порфировых месторождений. На основании геологических и геохимических данных предполагается ведущая роль мантии в формировании существенно медных месторождений и коры при формировании существенно молибденовых месторождений. Однако последние высокопрецизионные исследования крупнейших молибденовых месторождений типа Клаймакс [9] позволяют рассматривать метасоматизированную мантию как источник рудного потенциала региона.

При подъеме базальтоидной магмы большая ее часть кристаллизуется достигнув основания коры. Вследствие этого на границе кора-мантия формировалась ювенильная мафическая кора с геохимическими характеристиками метасоматизированной мантии (повышенными содержаниями воды, летучих и металлов) [10]. Такая кора рассматривается как потенциальный источник флюидов и металлов Шахтаминской рудно-магматической системы. Согласно геологическим и геохимическим данным, базальтоидная магма и выплавки мафической коры взаимодействовали с вышележащей корой при дельтаемации последней во время коллизии, а также при подъеме расплавов на верхние горизонты.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 11–05–00323).

Литература

1. Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. Сорское// Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 1974–1986.
2. Hofmann A.W.// Treatise on geochemistry. Ed.-in Chief: Holland H.D., Turekian K.K. Elsevier Ltd., 2007. V. 2, Chapter 2.03. P. 1–44.
3. Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.// Treatise on Geochemistry. Ed.-in Chief: Holland H.D., Turekian K.K. Elsevier Ltd., 2007. V. 3, Chapter 3.18. P. 1–70.
4. Rollinson H. R. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Ltd., 1993. 352 p.
5. Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.Н. и др.// Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 8. С. 1112 – 1123.
6. Коваленко В.И., Козловский А.М., Ярмолюк В.В.// Петрология. 2009. Т. 17, № 2. С. 175–196.
7. Gao S., Luo T.-C. Zhang B.-R. et al.// Geoch. Cosmoch. Acta. 1998. V. 62, № 11. P. 1959–1975.
8. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
9. Pettke T., Oberli F., Heinrich C.A. //Earth and Planetary Sciences Letters. 2010. V. 296, № 3–4. P. 267–277.
10. Richards P.// *Ere* Geology Reviews. 2011. V. 40, № 1. P. 1–26.

ПРОЯВЛЕНИЯ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В ШУНГИТОНОСНЫХ ПОРОДАХ ОНЕЖСКОЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Н. С. Бискэ

(Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, nataliabiske@yandex.ru)

В Онежском прогибе в раннем протерозое имело место феноменальное по объему и высокому концентрациям накопление органического вещества (ОВ). Здесь, в составе вулканогенно-осадочной заонежской свиты людиковия выделены шунгитоносные горизонты, к которым приурочены залежи мощностью до 120 м с содержанием свободного углерода до 70%. К шунгитоносным горизонтам тяготеют пластовые и пластовосекущие тела недифференцированных габбродолеритов неуставленного возраста, объединенные в заонежский магматический комплекс [1]. Мощность силлов обычно не превышает первые десятки метров и лишь в низах разреза шунгитоносной подсвиты составляет 100 и более метров. Объектом исследования данной работы явились интродуцированные габбродолеритами высокоуглеродистые породы известных шунгитоносных залежей.

Породы претерпели региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. Степень углефикации ОВ отвечает метаантрацитовой стадии.

К наиболее ярким проявлениям контактового метаморфизма обогащенных ОВ пород относится формирование природных коксов. Известно [2], что каменные угли низкой и средней степеней углефикации при нагревании в интервале температур от 350 до 500°C переходят в пластическое состояние и спекаются при температуре от 500 до 600°C, образуя твердый пористый продукт полукокк, преобразующийся в кокс при дальнейшем повышении температуры. В процессе коксования выделяются летучие продукты, смола и газ. Основными факторами природного коксования принято считать высокую температуру и скорость прогрева при давлении, не препятствующем удалению продуктов деструкции. Характерными особенностями природных коксов являются пористость и полигональная столбчатая отдельность [3]. Под микроскопом натуральные коксы обнаруживают высокую отражательную способность и анизотропию, проявлением которой служат мозаичные микроструктуры [4], при крайней неоднородности оптических характеристик.

Развитие природных коксов в экзоконтактах базитовых интрузий зафиксировано в пределах залежей высокоуглеродистых пород, расположенных на различных стратиграфических уровнях заонежской свиты. Эталонным объектом исследования послужило Максовское месторождение, в карьерах которого в кровле небольшой, пологозалегающей интрузивной залежи, сложенной аподолеритами, и возле магмоподводящего канала была вскрыта протяженная зона коксования мощностью до 3 м [5, 6]. Коксы темносерые, матовые или со слабым металлическим блеском, обладают пористостью и характерной полигональной столбчатой отдельностью. Столбики высотой до 20 см и диаметром до 5 см ориентированы перпендикулярно плоскости контакта. Над подводящим каналом наблюдаются сноповидные агрегаты столбиков высотой до 1 м. В этой области столбики местами изогнуты, смяты, надвинуты друг на друга. В небольшом ксенолите, расположенном вблизи изменения залегания интрузивного тела от крутого к пологому столбики располагаются радиально. Ярко выраженная обильная пористость (до 40% объема породы) характерна для коксов из непосредственного контакта с силлом. По мере удаления от контакта количество пор, особенно крупных, заметно уменьшается. В контакте с базитами породы залежи нередко раздроблены или брекчированы. Пустоты в коксе обычно заполнены миграционным углеродным веществом и минералами гидротермального генезиса. Многочисленные трещины в стенках магмоподводящего канала залечены «жилным метасапропелитом» - углеродистой породой, пластифицированной под влиянием тепла интрузии. Количество углеродных прожилков и обособлений уменьшается по мере удаления от контакта. Выделения и микропрожилки углеродного вещества обладают высокой анизотропией и обнаруживают тонкозернистые мозаичные микроструктуры, сходные с микроструктурами нефтяных и пековых коксов [4]. Для основной массы кокса характерно развитие ультратонкой (с размером зерен в доли микрона) мозаичной структуры. Содержание углерода в коксах известных залежей колеблется от 20 до 60%, минеральная основа состоит из смеси кварца со слюдой (преимущественно серицитом) или из переменных количеств кварца, слюды, альбита и хлорита. Эндоконтакты силла сложены обуглероженными, миндалекаменными тонкозернистыми порфиоровыми микродолеритами. В маломощных долеритовых дайках, внедрившихся в шунгитонсные породы Зажогинской залежи, изобилуют ксенолиты вмещающих пород размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров. В силлах они, по-видимому, полностью растворены. Присутствие микроскопических углеродистых ксенолитов наряду с тонкодисперсным характером распределения углеродистого вещества и особенностями состава краевых зон свидетельствуют в пользу ассимиляции углерода базальтовым расплавом.

Структурные особенности коксов изучались автором методами оптической и электронной микроскопии, рамановской спектроскопии, термического и микронного анализа. Были проанализированы имеющиеся в литературе данные [7, 8 и др.]. Как показали исследования, значения структурных параметров углеродного вещества в зонах коксования, несмотря на значительные вариации, коррелируют с величиной теплового поля интрузии, достигая предельных значений в непосредственном контакте. Здесь величина температурного максимума основного термического разложения углеродного вещества по кривым ДТГ и ТГ возрастает до 750°C, а межслоевое расстояние уменьшается до 0,342 нм - значения минимального для неграфитируемого углерода, т.е. для углерода, который не переходит в графит при термообработке до 2800°C. Особенно показательны данные КР-спектроскопии. В спектрах серии образцов (жилы метасапропелита в габбродолеритах – коксы вблизи магмаподводящего канала – и на удалении от него) увеличивается соотношение интенсивностей основных полос рассеяния $I(D)/I(G)$ и наблюдается смещение пика G в сторону больших волновых чисел. В жильном материале эти изменения, отражающие уменьшение степени упорядоченности углеродного вещества, проявляются уже на расстоянии 1 см от контакта. Возможно, это связано с неоднократным поступлением жильного материала. Под электронным микроскопом в породах из зоны коксования наблюдается чешуйчатая морфоструктура скола. Для них характерны высокая отражательная способность, мозаичные микроструктуры и присутствие миграционного углеродного вещества в виде разнообразных агрегатов, состоящих из шариков микронного размера, которые, согласно [4], можно рассматривать как продукты коксования жидких возгонов (смолы или пека), выделившихся из керогена под тепловым воздействием интрузии. Наблюдаются также волокнистые, сферические, конические и цилиндрические образования углерода, формирование которых связано с осаждением из газовой фазы. Подобные формы углерода известны и за пределами приконтактных зон, иногда на значительном удалении от интрузии. На Максовском месторождении породы со столбчатой отдельностью по мере удаления от силла сменяется брекчированными или трещиноватыми шунгитоносными породами с обильными пустотами разнообразной формы, заполненными гидротермальными минералами, углеродным веществом или его тонкой смесью с кремнеземом. Углеродная матрица пород обладает глобулярной морфотекстурой скола, характеризуется более низкой отражательной способностью и отсутствием мозаичных микроструктур.

Наиболее интенсивное воздействие (термическое, механическое, химическое) наблюдается в зонах расслоения магматического расплава. В подошве и кровле силлов габбродолеритов формируются шунгит-базитовые псевдобрекчии [9]. Их мощность достигает 40-50 м, протяженность по разобленным выходам и поисковым скважинам составляет несколько километров. Наиболее изучены шунгит-базитовые псевдобрекчии участка Лебещина. Внутренняя структура брекчий весьма изменчива. Они состоят из обломков аподолеритов от долей миллиметра до нескольких метров в длину, погруженных в углеродистый матрикс. Степень насыщения обломками, их ориентировка, размеры, характер и интенсивность проявления вторичных процессов изменения базитов и матрикса заметно варьируют. Преобладают неправильные по форме, удлиненные фрагменты с признаками пластичных деформаций. Встречаются фрагменты лентообразной, каплевидной, гроздевидной и эллипсоидальной формы, реже – угловатые обломки. Отдельные фрагменты обнаруживают наряду с плоскими гранями грани сложной формы. Крупные автономные образования как правило вытянуты вдоль контакта основного тела, мелкие группируются возле них в виде шлейфов и цепочек, образуют структуры дезинтеграции более крупного обломка, иногда – структуры закатывания. Матрикс пелитоморфный, со следами течения. Слоистость наблюдается лишь в немногочисленных

обломках обуглероженных алевролитов. Ее залегание обычно не совпадает с залеганием пород, вмещающих брекчию. Содержание углерода в породах матрикса достигает 60%. Непосредственно в контакте с силлом и его крупными фрагментами высокоуглеродистые породы ококсованы: имеют полигональную микростолбчатую, ориентированную перпендикулярно контакту отдельность и пористую или миндалекаменную структуру. На стенках пор и каверн и в трещинах отлагается углеродное вещество, в котором зафиксированы микрозернистые мозаичные структуры. Более тонкие микроструктуры свойственны матриксу. На контакте, реже на удалении от него, в долеритах наблюдаются жилы малой мощности, сходные по составу и структуре с ококсованным матриксом. Жилы прослеживаются на расстояние до 5 м. Обычно в эндоконтактах развита сеть или присутствуют единичные тонкие трещины, а также поры и каверны, выполненные разными формами углеродного вещества и эпигенетичными минералами.

Краевые зоны и фрагменты интрузива сложены мелкозернистыми лейкоксенизированными хлорит-актинолит-альбитовыми породами, неравномерно обуглероженными, с реликтами миндалекаменной и микропорфировой структур. На их состав и текстурно-структурные особенности существенное влияние оказали процессы контаминации и метасоматоза постмагматической стадии. Тепловое воздействие базитов обусловило ускоренное созревание ОБ и выделение огромной массы газообразных и жидких углеводородов. Парогазовые флюиды конденсировались с образованием гидротерм, из которых отложились многочисленные прожилки с углеродным веществом. В связи с низкой проницаемостью пород значительная часть углеводородов осталась запечатанной в виде твердых битумов в цементе брекчии. Внедрявшийся расплав также обогащался летучими, захватывая и переплавляя породы с ОБ. Ведущим процессом образования шунгит-базитовой псевдобрекчии явилось расслоение основного расплава по механизму вязкого сдвига при внедрении в высокоуглеродистые, способные к пластификации породы. Предполагается, что на дезинтеграцию расплава и смешивание его с осадочной породой оказали влияние такие механизмы как механическое давление, термический удар, адвективное всплывание, эксплозия, флюидизация и газогидроразрыв. Степень их участия в формировании псевдобрекчий была весьма различной и видоизменялась во времени и пространстве, фрагментация носила многостадийный характер.

Ококсование обогащенных ОБ пород позволяет с достаточной долей условности оценить глубину вмещения интрузий заонежского комплекса в вулканогенно-осадочные толщи заонежской свиты. Поскольку скачок углефикации, с которым связывают приобретение углями свойства спекаемости, отвечает температуре около 100 С° [10], можно предположить, что глубина внедрения составляла 1-2 км, что соответствует гипабиссальным условиям. На ранних стадиях катагенеза обогащенные ОБ осадочные отложения сохраняют в значительной мере влагонасыщенность и углеводородный потенциал. Внедрение высокотемпературного расплава вызвало ускоренное созревание ОБ, массовую генерацию и миграцию углеводородов, а также трансформацию глинистых минералов и кремнезема. Горячие, насыщенные углеводородами водные растворы обусловили интенсивную метасоматическую и гидротермальную переработку тел базитов и пород, слагающих залежи. Как показали макро- и микроскопические наблюдения, значительная часть миграционного углеродного вещества отложилась в пределах приконтактовых зон и подверглась существенным преобразованиям. Изменения структурной упорядоченности углеродного вещества нашли отражение в значениях структурных характеристик углерода. Согласно полученным данным, степень структурного преобразования углеродного вещества под термальным воздействием относительно небольших гипабиссальных интрузий определяется не только температурой внедрения магмы, но и скоростью прогрева вмещающих пород и длительностью теплового воздействия интрузии. Определенную роль.

особенно в начальный период внедрения, вероятно, имело и динамическое воздействие магмы. В пользу интенсивного динамического воздействия долеритов свидетельствуют характер залегания интрузивных тел, наличие ксенолитов вмещающих пород и развитие брекчий, а также смятие коксовых оторочек в экзоконтактах интрузий.

Литература

1. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и металлогения) / Отв. Ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с. 2. Русьянова Н. Д. Углехимия. М.: Наука. 2003. 316 с. 3. Петрологический атлас ископаемого органического вещества России / Ред. В. И. Гинцбург, Т. С. Лысенко. СПб., 2006. 606 с. 4. *Штах Э., Маковски М. Т., Тейхмюллер М. и др.* Петрология углей. М., Мир. 1978. 554 с. 5. *Бискэ Н. С.* // Минералогия докембрия. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 15-18. 6. *Филиппов М. М., Бискэ Н. С., Первунина А. В., Дейнес Ю. Е.* // Геология и полезные ископаемые Карелии Вып. 12. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 130-142. 7. *Филиппов М. М., Бискэ Н. С., Медведев П. В., Ромашкин А. Е.* // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 107-118. 8. *Сафронов А. Н., Германов Е. П., Ковалевский В. В.* // Материалы II Российского совещания по органической минералогии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН. 2005. С. 187-189. 9. *Бискэ Н. С., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В.* // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2004. КарНЦ РАН. Петрозаводск. Вып. 7. С. 193-199. 10. Геология и геохимия нефти и газа / Под ред. Б. А. Соколова. М.: Изд-во МГУ. 2000. 384 с.

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ РАННЕПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

М.М. Богина¹, В.Л. Злобин²

(¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, lekhta@mail.ru; ²Геологический институт РАН, Москва, vzlobin@bk.ru)

Введение. Раннепалеопротерозойские (~ 2.45 млрд. лет) вулканы Карельского кратона маркируют стадию инициального рифтинга. Они развиты (с севера на юг) в пределах Паанаярвинской и Кукаозерской структур, Восточно-Карельского пояса (Лехтинская и Шомбинская структуры), Ветреного пояса, и в структурах центральной Карелии (Красная речка, Кумсинская структура, Семчь, Койкары). Детальные работы в пределах Шомбинской и Лехтинской структур и Центральной Карелии (Красная речка, Кумса) в совокупности с имеющимися данными по другим структурам позволили нам выявить, что эти породные ассоциации, имея, общие типоморфные признаки, характеризуются некоторыми индивидуальными особенностями, которые отражают латеральную гетерогенность в проявлениях данного вулканизма.

Восточно-Карельский пояс. В Лехтинской и Шомбинской структурах породы данного возраста представлены бимодальной ассоциацией. Мафитовая компонента включает в себя лавы, лавабрекчии, и туфы базальтов, андезибазальтов при подчиненном количестве андезитов. Породы относятся к известково-щелочной серии и характеризуются невысоким содержанием TiO_2 (как правило, < 1) и Fe_2O_3 , невысокими - умеренными содержаниями MgO (#mg в среднем около 0.4, изредка 0.55), а также низкими содержаниями Cr (27-130, изредка до 200), фракционированными спектрами РЗЭ с умеренным обогащением ЛРЗЭ и ТРЗЭ ($(La/Yb)_n = 4.9-11.7$, $La/Sm_N = 2.3-3.6$, $Gd/Yb_N = 1.66-2.74$), при широких вариациях уровня РЗЭ от 10 до 100 хондритов (рис. 1) [1]. На спайдерграммах отмечаются существенные отрицательные аномалии Nb, при отсутствии или слабой отрицательной аномалии Ti (рис. 1). ϵNd для данных пород характеризуется слабо-отрицательными значениями, варьируя от -1.7 до -0.4. Кислые вулканы, развитые в тесной пространственной ассоциации с основными вулканами, представлены риолитами, дацитами и трахидацитами. Для них присущи широкие вариации индекса глиноземистости, более фракционированные РЗЭ спектры с широкими вариациями по степени обогащения