восточной окраинах Северо-Азиатского кратона в мезозойский тектоно-магматический этап, с которыми связаны Верхоянская и Алданская коро-мантийные плотностные неоднородности (современные области разуплотнения литосферы), явились благоприятными факторами для формирования месторождений золота Алдано-Станового щита и Верхояно-Колымской орогенной области, представляющих ведущие рудные провинции России.

# ЛИТЕРАТУРА

1. Башарин А.К., Беляев С.Ю., Хоменко А.В. Северо-Азиатский кратон и Сибирская платформа: современная структура // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 6. С. 3-15.

2. Добрецов Н.Л. Пермско-триасовый магматизм и осадконакопление Евразии как отражение мантийного суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 4. С. 497-500.

 Дучков А.Д., Соколова Л.С. Геотермический атлас Сибири // Закономерности строения и эволюции геосфер: Материалы VI международного междисциплинарного научного симпозиума. Хабаровск: ДВО РАН, 2004. С. 45-56.

4. Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: СО АН СССР, 1964. 125 с.

5. Манаков А.В. Региональные геофизические критерии прогноза коренной алмазоносности // Геофизика Якутии на пороге XXI века. Якутск: Изд-во ЯГУ, 2001. С. 158-168.

6. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. №6. С. 7-41.

7. Поспеева Е.В., Манаков А.В., Матросов В.А., Сараев А.К., Алексеев Д.А. Магнитотеллурические зондирования при поисках алмазов в Западной Якутии // Геология алмаза – настоящее и будущее. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2005. С. 1429-1449.

 Похиленко Н.П., Соболев Н.С. Некоторые аспекты эволюции литосферной мантии северо-восточной части Сибирской платформы в связи с проблемой алмазоносности разновозрастных кимберлитов // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С.65-67.

9. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Науч. мир. 2006. 212 с.

10. Стогний В.В., Стогний Г.А. Тектоническая расслоенность Алдано-Станового геоблока. Новосибирск: Наука, 1997. 151 с.

11. Стогний Г.А., Стогний В.В., Строение литосферы Верхояно-Колымской орогенной области // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 41-44.

12. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполи-графиздат, 2005. 174 с.

13. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока / Ю.А. Косыгин, Ю.Ф. Малышев, В.Я. Подгорный и др. М.: Наука, 1984. 200 с.

14. Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР // Физика Земли. 1982. № 1. С. 25-38.

15. Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б. Глубинное строение и рифтогенез области сочленения Амурской и Евразиатской тектонических плит // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 368-371.

## МАНТИЙНАЯ И КОРОВАЯ СОСТАВЛЯЮЩИЕ ПОЗДНЕЮРСКО-РАННЕМЕЛОВОГО МАГМАТИЗМА БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

## Столбов Н.М.<sup>1</sup>, Кораго Е.А.<sup>1</sup>, Скворцов Е.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург onaimo@centurion.vniio.nw.ru; nstolbov@yandex.ru <sup>2</sup>ЗАО ФИП-2, г. Санкт- Петербург fip2@mail.ru

Баренцевоморская континентальная окраина представляет собой койлогенную область с гетерогенным фундаментом (преимущественно байкальским) и разновозрастным чехлом [7]. В поздней юре-раннем мелу здесь проявился деструктивный тектогенез, сопровождавшийся трапповым магматизмом [13]. Позднемезозойские базальтдолеритовые и габбро-долеритовые формации имеют в регионе достаточно широкое распространение (архипелаги Земля Франца-Иосифа и Свальбард, акватория Баренцева моря, возможно, север Новой Земли?). Позднеюрскораннемеловой мегареал базитового магматизма занимает более 1 млн км<sup>2</sup> [8, 15]. На архипелаге Земля Франца-Иосифа и островах Земли Короля Карла он представлен в различных (эффузивной, пирокластической, субвулканической и интрузивной) фациях, а на Шпицбергене, севере Новой Земли и большей части акватории (в южной и центральной частях Баренцевского мегапрогиба) проявления магматизма этого времени представлены почти исключительно гипабиссальными интрузивными телами (пластовыми интрузиями и подводящими каналами к ним в виде даек долеритов и габбро-долеритов).

Полученные нами (в результате последних экспедиций на Новую Землю, Шпицберген и Землю Франца-Иосифа) новые материалы по геохимии и изотопии базитового магматизма Баренцевоморской континентальной окраины позволяют высказать предположения о глубинных источниках проявлений магматизма и геодинамических условиях их становления.

## МАТЕРИАЛЫ ЧЕТЫРНАДЦАТОЙ МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ

На дискриминационной диаграмме в координатах Nb/Y – Zr/Y (рис. 1, содержания Nb, Zr, Y получены методом ионно-плазменной спектрометрии в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ) фигуративные точки проанализированных образцов базитов Земли Франца-Иосифа располагаются выше дискриминационной линии, разделяющей источники магмы на плюмовый и спрединговый. А фигуративные точки долеритов Шпицбергена, располагаясь в поле деплетированной мантии, тяготеют к домену с характеристиками верхней коры, т. е. проще говоря, контаминированы коровым материалом. На этой же диаграмме отчетливо видно и выявленное ранее [12, 13] разделение базитов ЗФИ на два комплекса: низкокалиевых толеитов и субщелочных (умеренно-щелочных) базальтов-андезибазальтов. Это также отчетливо проявлено на вариационной диаграмме в координатах Th-Ta (рис. 2). За исключением фигуративных точек, отвечающих второму («субщелочному») комплексу базальтов Земли Франца-Иосифа (ЗФИ), все остальные проанализированные образцы позднеюрско-раннемеловых основных магматитов Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена располагаются вблизи линии, отвечающей отношению Th/Ta в примитивной мантии. Спайдерграмма, построенная для позднемезозойских базитов Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа (рис. 3), с одной стороны, также подчеркивает близость составов силлов Шпицбергена и пород комплекса субщелочных базальтов – андезибазальтов ЗФИ (в результате большей контаминации последних, нежели базальтов наиболее широко представленного на архипелаге толеитового комплекса, коровым материалом). Хотя, с другой стороны, собственно характер кривых, как отвечающих пластовым интрузиям Шпицбергена, так и двум вулканическим комплексам ЗФИ, мало отличается друг от друга, что может косвенно свидетельствовать, в том числе, и о близко-одновозрастности рассмотренных проявлений магматизма. Кроме того, позднемезозойские долеритовые силлы Шпицбергена по результатам количественного спектрального анализа оказались практически недифференцированными. На дискриминационной диаграмме в координатах Ce/Nb – Th/Nb (рис. 4) все проанализированные образцы магматических пород ЗФИ и Шпицбергена попадают в поле ОІВ (базальтов океанических островов). Ни одна из фигуративных точек не заходит в поле континентальных базальтов, однако наиболее близко к дискриминационной линии, отделяющей базальты океанических островов (OIB) от континентальных базальтов, как и следовало ожидать, располагаются фигуративные точки, характеризующие комплекс субщелочных (умеренно-щелочных) базальтов – андезибазальтов ЗФИ. Следует отметить, что по результатам микрозондового анализа стекла андезибазальтов Земли Франца-Иосифа его состав отвечает риолитам. Такое значительное раскисление остаточного расплава происходит, в том числе, и за счет контаминации его коровым материалом.







Puc.2. Вариационная диаграмма Th-Ta, показывающая распределение проанализированных образцов эффузивных и субвулканических образований ЗФИ (кружки) и Свальбарда (треугольники и прямоугольники) вблизи линии, отвечающей отношению Th/Ta в примитивной мантии

Наконец, проведенные нами изотопные исследования (рис. 5) базитов ЗФИ и Шпицбергена, говорят в пользу измененности (метасоматоза) проанализированных образцов вследствие воздействия на них морской

воды в результате её циркуляции во вмещающих базиты толщах. Изотопная идентификация положения траппов ЗФИ в рамках глобальной Sr-Nd-Pb систематики [11], показывает, что базальтоиды архипелага расположены в пределах вариаций изотопных отношений для океанических островов, тем самым подтверждая представления [2] об общности их происхождения. Однако, на корреляционных кривых очевидно смещение совокупности фигуративных точек базальтоидов ЗФИ от деплетированного мантийного резервуара в направлении к обогащенному домену ЕМ-II. Последний определяется как локальный, долгоживущий и обогащенный некогерентными элементами. Более вероятно, что он имеет коровую предысторию. Данные по изотопии базитов ЗФИ говорят в пользу значительной роли процесса смешения истощенного и обогащенного резервуаров. В связи с этим возникает вопрос о правомерности выделения домена ОІВ в качестве однородного самостоятельного и долгоживущего мантийного анклава. Тем более, что по мере накопления изотопно-геохимических данных о вулканитах океанических островов, по своим характеристикам они оказались вполне сопоставимы с платобазальтами континентов, а в ряде случаев были установлены взаимопереходы базальтов трапповых провинций континентов с базальтами второго слоя коры океанов [2, 3, 4]. В пользу близости условий (субаэральных) формирования и тех, и других свидетельствуют миндалекаменные текстуры базальтов океанических островов и встреченные в базальтах фундамента гайотов коры выветривания и зоны окисления [2, 5].



В качестве альтернативного варианта обогащения некогерентными элементами поднимающегося с глубины мантийного расплава нами рассматривается прямая контаминация его коровым материалом, не опосредованная через домен ЕМ-II. Данные по возрастам цирконов из силла с интервала 1618,4-1626 м из скважины Хейса одноименного острова Земли Франца-Иосифа свидетельствуют об их хорошей корреляции с возрастами детритовых цирконов байкальского фундамента ЗФИ [14], вскрытого Нагурской скважиной, что, естественно, может интерпретироваться только как захват их из верхней коры при интрудировании последней базитовым материалом.

Вероятно, в случае позднемезозойского магматизма Баренцевоморской континентальной окраины, как мы видим на примере ЗФИ [9, 13, 16], головная часть мантийного вещества (плюма?) не смогла сразу проникнуть сквозь мощную континентальную кору и мантийные расплавы (с є<sub>Nd</sub>>7,0) вынуждены были «подслаивать» ее, в результате чего они были контаминированы коровым материалом. По мере нарастания растягивающих усилий, которые могут быть связаны с геодинамической обстановкой, предшествующей океанообразованию, по впервые раскрывшимся каналам проникали расплавы, загрязненные коровым веществом (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr до 0,70844). И лишь затем, по уже имеющимся путям внедрения, стенки которых были предварительно «затампонированы» веществом субщелочной вулканической ассоциации, дневной поверхности транзитно достигали расплавы толеитовых базальтов с минимальным содержанием корового контаминанта. В соответствии с вышеизложенным находит объяснение статистически более раннее внедрение вулканических и особенно субвулканических образований ассоциации субщелочных базальтов-андезибазальтов по отношению к вулканитам ассоциации низкокалиевых толеитов. В коронарной модели высоко продвинутого фронта магмообразования возможно и одновременное излияние базальтоидов обеих ассоциаций [1]. В конечном счете, именно результат взаимодействия на мантийном уровне различных по изотопно-геохимическому составу расплавов (смешение мантийных доменов) и неодинаковая контаминация их коровым материалом, нашедшие отражение в особенностях позднеюрско-раннемелового магматизма, позволяют судить о неоднородностях верхней мантии Баренцевоморской окраины, о различиях в ее составе и строении [3, 4, 11, 17].

Таким образом, наши исследования показывают, что в процесс становления позднеюрско-раннемеловых базальтоидов Баренцевоморской континентальной окраины вовлечено вещество континентальной коры, в то время как для базальтов океанов предполагается только один источник – верхняя мантия. Тем не менее участие компонентов коры континентов предусматривается и в моделях формирования продуцирующей базальты океанского дна и океанических островов обогащенной мантии океанов [2]. Так или иначе, в результате проведенных геохимических и изотопных исследований, мы видим присутствие в магмах мантийного происхождения того или иного количества корового компонента, каковым, безусловно, является и морская вода. Геохимические и изотопные особенности позднемезозойского магматизма также отражают смену условий их выплавления – от изначально глубинных («плюмовых») до обстановок континентального спрединга [6, 10].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов А.Ф., Кривенко А.П. Магмогенез вулканических формаций. Новосибирск: Наука, 1983. 167с.

2. Блюман Б.А. Земная кора континентов и океанов (анализ геолого-геофизических и изотопно-геохимических данных). СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 152 с.

3. Блюман Б.А. Изотопные характеристики корово-мантийных неоднородностей, время и глубина их формирования // Геохимия, 2001, № 5, с 567-572.

4. Блюман Б.А. Основные геодинамические концептуальные следствия неоднородности Земли. // Материалы XXXVI Тектонического совещания. М., ГЕОС, 2003. Т. 1. С. 40-43.

5. Блюман Б.А. Погребенные зоны окисления (выветривания) базальтов в мировом океане: геодинамические металлогенические следствия.// Региональная геология и металлогения. СПб, ВСЕГЕИ, 2006, №29, с. 20-26.

6. Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы (Тр. ГИН РАН, вып. 542). Отв.ред. М.Г.Леонов. М.: Нау-ка, 2002. 461с.

7. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн.1. Арктические моря. Ред. И.С. Грамберг, В.Л. Иванов, Ю.Е. Погребицкий. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004, 468 с.

8. Кораго Е.А. Реконструкции ареалов распространения магматических формаций в Баренцево-Северокарском регионе (БКР) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология, 2004.

9. Кораго Е.А., Столбов Н.М. Магматизм в неогейской геологической истории акватории и прибрежных областей Российской Арктики. В кн.: Росс. Арктика: геол. история, минерагения и геоэкология (ред. Д.А. Додин, В.С. Сурков). СПб., ВНИИ-Океангеология, 2002. С 238-251.

10. Куренков С.А. Геодинамическая конвергенция палеоспрединга // Геотектоника, 1996, № 1. С. 3-19.

11. Левский Л.К., Столбов Н.М., Богомолов Е.С. и др. Sr-Nd-Pb изотопные системы базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа // Геохимия, 2006, № 4, с. 365-376.

12. Столбов Н.М. Специфические черты магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа как отражение особенностей его геодинамики // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 137-144.

13. Столбов Н.М. Архипелаг Земля Франца-Иосифа – геологический репер Баренцевоморской континентальной окраины // Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. СПб., СПбГУ, 2005, 19 с.

14. Столбов Н.М., Устинов Н.М., Голубкова Е.Ю. Какого возраста отложения складчатого фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа? // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология, 2006. Вып. 6. С. 145-148.

15. Шипилькевич Ю.В., Кораго Е.А., Устинов Н.В. Мезозойские трапповые интрузии на Восточно-Баренцевском шельфе и их место в истории геологического развития региона // 25 лет на Арктическом шельфе России. СПб., ВНИИОкеангеология, 1999, с. 50-56.

16. Evdokimov, A.N. & Stolbov, N.M. Basic Rocks of Franz Josef Land: Chemical Character and Tectonic Setting // Proceedings of the Fourth International Conference on Arctic Margins – ICAM IV, Dartmouth, Nova Scotia, Canada, September 30-October 3, 2003. Edited by: Scott, R.A., Thurston, D.K. OCS Study, MMS 2006-003. Anchorage Alaska, 2006. P. 233-236.

17. Hofmann, A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature, 1997. V. 385. P. 219-229.

### О СВЯЗИ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ С ВЕЩЕСТВЕННЫМ СОСТАВОМ И НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННЫМ СОСТОЯНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

#### Суворов В.Д., Мельник Е.А.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, SuvorovVD@ipgg.nsc.ru

Профильные наблюдения ГСЗ обеспечивают получение достаточно надежных данных о двумерном распределении скорости продольных и поперечных волн в земной коре. На это указывают результаты прямого численного моделирования кинематики и динамики волнового поля, показывающее удовлетворительное соответствие наблюдаемых и расчетных характеристик опорных волн. Комплекс сейсмических и гравитационных наблюдений дает возможность построения обоснованных двумерных сейсмоплотностных моделей коры.

По совокупности таких данных можно сделать следующий шаг по изучению состава и состояния вещества на глубине. Он заключается в использовании параметра петрофизической (химической [1-3]) неоднородности, рассматривавшегося ранее для глубоких оболочек Земли

$$\eta = dK/dp - (1/g) d\Phi/dz, \quad (1)$$

где K – модуль сжатия,  $p = \rho g z$  – литостатическое давление, g – ускорение силы тяжести,  $\Phi = K/\rho = Vp^2 - (4/3)Vs^2$ ,  $\rho$  – плотность, z – глубина, Vp, Vs – скорости продольных и поперечных волн. Теоретически величина  $\eta$  равна единице для однородных областей и отличается от нее при отклонениях от неоднородности и при фазовых переходах. Как видно, этот параметр связан с изменениями модуля сжатия и плотности с давлением и соответственно с глубиной. В свою очередь эти величины связаны с вариациями скорости продольных и поперечных волн.

По данным о распределении скорости продольных, поперечных волн и плотности определено изменение  $\eta$  в земной коре сейсмоактивной Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и стабильной части Сибирской платформы – Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП) [4-6]. В Байкальской рифтовой зоне величина  $\eta$  уменьшается в верхней части коры от 40-50 до 1-3 на глубине 10-20 км и стабилизируется на этом уровне в нижней коре. Коэффициент Пуассона при этом возрастает от 0.22 до 0.28 [6] (рис. 1). В ЯКП показатель  $\eta$  и коэффициент Пуассона в земной коре практически не изменяются и равны 2-3 и 0.25 соответственно. Существенно, что область стабилизации петрофизической неоднородности соответствует в БРЗ сейсмоактивному слою, характеризующемуся наибольшей частотой землетрясений.

Сопоставление этих данных с аналогичными определениями показателя  $\eta$  и коэффициента Пуассона по измерениям на образцах различных типов горных пород под всесторонним сжатием [7] и по теоретическому моделированию сухих магматических пород [8] показывает, что такие изменения не могут быть обусловлены вещественным составом. Предполагается его связь с состоянием вещества, которое может находить отражение в реологических характеристиках коры. С этой целью рассматриваются результаты численного двумерно-го моделирования напряженно-деформированного состояния предварительно недеформированной, но напряженной под действием силы тяжести литосферы в упруго-хрупкопластическом приближении [9]. Использованы согласованные сейсмические и плотностные разрезы литосферы до глубины 80 км по профилям ГСЗ вкрест Байкальской рифтовой зоны (п. Усть-Уда – п. Оймур – п. Хилок) [11] и вдоль ее северо-восточного фланга (п. Усть-Кут – г. Нижнеангарск – п. Чара) [4, 5]. Источником гравитационной неустойчивости является область аномальной мантии с пониженной скоростью продольных волн и плотностью и глубокая (до 10-12 км) впадина Байкальского рифта, заполненная осадочными породами с пониженными упругими модулями и плотностью.

На профиле вкрест Байкальского рифта показано, что только при значительном понижении в нижней коре (по сравнению с верхней) коэффициента внутреннего трения (в 10-50 раз) и сдвиговой прочности (в 2-3 раза) удается получить деформации соответствующие наблюдаемым приповерхностным геологическим и