ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ АРХЕЯ (НА ПРИМЕРЕ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА): СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ, НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Лубнина Н.В.¹, Слабунов А.И.²

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, г. Москва, lubnina@rambler.ru

² Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, slabunov@krc.karelia.ru

Палеомагнитный метод – один из немногих в геологии, позволяющий количественно определять взаимное положение блоков земной коры. Однако в настоящее время вопрос о времени формирования магнитного поля Земли дискуссионен, впрочем, как и вопросы геодинамики архея. Именно поэтому накопление новых данных по палеомагнетизму архея имеет первостепенное значение как для решения вопросов геодинамики ранней Земли, так и для понимания ее эволюции в целом.

Согласно современным моделям, в момент формирования твердого ядра должно быть отмечено резкое повышение напряженности магнитного поля [14, 30]. Гипотеза Хейла предполагает резкое возрастание магнитного диполя Земли на границе архей – протерозой (2.5 млрд лет), что позволяет говорить о зарождении и росте внутреннего ядра [16]. Вместе с тем, палеомагнитные исследования пород мезо-неоархейского возраста кратона Пилбора [21] и коматеитов Барбетонского зеленокаменного пояса [17, 35] указывают на то, что геомагнитное поле уже существовало вплоть до 3.5 млрд лет тому назад. Палеомагнитные исследования, проведенные на палеоархейских тоналитах и интрузивах Плутона Каап Велей (Южная Африка, 3210-3218 млн лет), показали наличие инверсии в этом временном интервале [19].

В настоящее время в Глобальной палеомагнитной базе данных имеется 113 единичных палеомагнитных определения, полученных на породах архейского возраста. Однако кондиционных определений (индекс палеомагнитной надежности 4-5) для древних кратонов немного. Можно отметить следующие из них: палеомагнитные полюсы, полученные для базальтов кратона Пилбора [31], базальтов Трансваальского бассейна [33], для долеритов Западной Гренландии Северо-Атлантического кратона [27], для вулканитов системы Нянзиан (западная Кения, [24]), гранитов и кварцевых монцонитов субпровинции Вава кратона Сьюпириор [32].

Для Фенноскандинавского щита (ФЩ) в этой базе данных значится не более 10 единичных определений для архейских пород. Палеомагнитный полюс 2680±3, полученный на кварцевых диоритах Васпаисъярви [27] свидетельствует о положении Карельского кратона в на 60-х широтах северного полушария. Вместе с тем, в анализе участвовало лишь 12 образцов из одного сайта, и полученные направления характеризуются лишь одной полярностью. На высокоширотное положение Карельского кратона в неопротерозое указывают и данные по гранулитам Лиекса (Центральная Финляндия [32]). Причем если гранулиты Лиекса демонстрируют отрицательное наклонение, то гранулиты Васпаисъярви [27, 32]- положительное. С другой стороны, палеомагнитный полюс, полученный для габбро-норитов Шальской дайки [25], свидетельствует о положении Карельского кратона в приэкваториальных широтах в интервале 2608±56 млн лет. Другие палеомагнитные данные, полученные на породах архейского возраста, свидетельствуют о положении кратона в умеренных широтах, но южного полушария [1, 3, 5, 9 и др.].

Вместе с тем, в архейских породах, помимо первичной компоненты, выделяются несколько характерных более поздних направлений. Так, для Карельского кратона в большинстве пород выделяется компонента, палеополюс которой расположен в интервале 2.45-2.4 млрд лет части кривой кажущейся миграции палеополюса для ФЩ [2, 5, 9, 24 и др.]. Вместе с тем, в Остерских габбро-анортозитах, а также породах Лапландско-Кольского орогена [3, 9] выделяется компонента, среднее направление которой соответствует свекофенскому (1.85-1.9 млрд лет) для ФЩ.

Архейская часть ФЩ состоит из серии террейнов, история воссоединения которых предопределяет структуру щита, но вместе с тем мы не знаем истинные размеры и количество террейнов, принимающих участие в этих процессах, поскольку ФЩ был частью значительно более крупной структуры (возможно, первого суперконтинента, [12]), завершившей свое развитие к концу архея (2.7-2.6 млрд лет назад, [8, 28]). История «сборки» ядра ФЩ (как, впрочем, всего суперконтинента) не может быть решена без привлечения кондиционных палеомагнитных определений, полученных для разных террейнов.

Наиболее перспективными геологическими объектами для палеомагнитных исследований архея ФЩ, по-видимому, являются массивы санукитоидов, дайки базитов и возможно, гранулиты. Причем наиболее важные, на наш взгляд, – неоархейские санукитоиды с возрастом 2740-2,720 млн лет [11]. Они относительно широко распространены на всей территории Карельского кратона, их аналоги (например, монцодиориты-монцогаббро Туломского массива [19]) отмечаются в Кольской провинции. Результаты палеомагнитных исследований этой группы пород показали, что архейские компоненты в них имеются, хотя и далеко не во всех интрузивах [3, 9]. Учитывая широко развитые в Карельском кратоне массивов этой группы [6, 11, 20], они представляют большой интерес для изучения древнего магнитного поля. Кроме того, в регионе установлены дайки неоархейских базитов [4], которые потенциально могут быть пригодными для проведения палеомагнитных исследований.

В ходе полевых работ 2007 г. были детально опробованы различные фазы Панозерской мафит-монцодиоритовой интрузии [6] и вмещающие ее мезоархейские метавулканиты. Кроме того, для тестирования возможного более позднего перемагничивания пород были опробованы палеопротерозойские (ятулийские) базальты Сегозерской структуры. Всего для проведения палеомагнитных исследований было отобрано в 6 сайтах 60 ориентированных кернов из интрузии, 8 кернов из палеопротерозойских базальтов и 8 ориентированных штуфов вмещающих пород.

Геологическое строение, состав и петрология Панозерской мафит-монцодиоритовой интрузии детально рассмотрен в ряде работ, наиболее полная из которых подготовлена коллективом С.Б. Лобач-Жученко [6]. Массив состоит из 5 магматических фаз, внедрившихся в ходе трех событий. Ранняя фаза представлена расслоенным мафит-ультрамафитовым комплексом, очень близкий возраст имеют ранние монцониты. В них установлены включения оцеллосодержащих миаскитовых лампроитов. Позднее формировались дайки лампрофиров первой генерации, горнблендиты и монцогаббро. Следующая фаза массива сложена среднезернистыми монцонитами с большим количеством ксенолитов пород предыдущих фаз. Четвертая фаза массива представлена монцонитами, которые отделены от предыдущих внедрением даек лампрофиров 2. Большая часть интрузии слагается кварцевыми монцодиоритами – поздняя составляющая массива. Возраст пород массива: 2765 ± 8 (миаскитовые лампроиты) [8], 2737 ± 10 , 2727.1 ± 4.1 (монцониты) [10], 2742 ± 18 , 2741 ± 12 (кварцевые монцодиориты), 2734 ± 17 млн лет (монцодиорит) [11].

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Лабораторные исследования проводились в палеомагнитной лаборатории Лундского Университета (г. Лунд, Швеция) и петромагнитной лаборатории МГУ им. М.В. Ломоносова (г. Москва) и включали в себя цикл обработки палеомагнитных и петромагнитных исследований коллекций образцов по современной методике [7, 17, 35] и др. Измерения проводились в петромагнитной лаборатории МГУ на рок-магнитометре JR-6 (Брно, Чехия) и криогенном магнитометре SQUID 2G Enterprises (США) в палеомагнитной лаборатории Лундского Университета. Измерения магнитной восприимчивости после каждого шага размагничивания проводилось на каппа-мосте KLY-4S (Брно, Чехия). Сходимость результатов, полученных в разных лабораториях, хорошая. Компьютерная обработка результатов измерений выполнялась с помощью компьютерных программ [14].

В ходе детального терморазмагничивания и чистки переменным полем выделялось 3 компоненты намагниченности. Направление низкотемпературной компоненты совпадает с направлением современного геомагнитного поля в районе работ, и в дальнейшем она была исключена из рассмотрения. Среднекоэрцитивная/среднетемпературная компонента выделялась в интервале 200-450°С и полях 3-30 mT. Компонента имеет северо-северо-западное склонение и положительное наклонение. Среднее направление в географической системе координат составляет: N=15 Dec=280° Inc=52° K=39.0 α95=6.2°. Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления этой компоненты, составляет: Ф=33° A=311° dp=8.2° dm=5.6°, близок 1.95-2.0 млрд. лет полюсам ФЩ [1, 9]. Высокотемпературная/высококоэрцитивная компонента выделяется в интервале температур 500-580°С и полей 30-100 mT. Компонента имеет преимущественно юго-восточное склонение и умеренное положительное наклонение. Среднее направление этой компоненты в географической системе координат составляет: Dec=162.4° Inc=43.1° α95=7.5°. Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления этой компоненты на координаты точки отбора Φ =0.8° Λ =228.9° dp=9.3° dm=5.8°, близок палеомагнитному полюсу обратной полярности, полученному для пород Шилосской структуры Восточной Карелии [1]. Три образца имеют противоположное направление: N=3 Dec=347.8° Inc=-23.5° α95=15.1°. Сравнение средних направлений прямой и обратной полярности, полученных осреднением индивидуальных векторов, рассчитанных для каждого образца, показывает, что средние направления различаются статистически незначимо (у/ус=20/21,6 [22]). Палеомагнитный полюс, рассчитанный с направлений высокотемпературной компоненты прямой и обратной полярности, составляет: Ф=8.0° Л=227.0° и располагается вблизи полюсов, полученных для гнейсов пос. Шальский [5].

Образцы палеопротерозойских базальтов демонстрируют двухкомпонентный состав NRM. Низкотемпературная/низкокоэрцитивная компонента, выделяемая в интервале температур до 200°С и полей 15mT, совпадает с направлением современного магнитного поля в районе работ. Высокотемпературная/высококоэрцитивная компонента намагниченности (Tub-520-570°C и >40mT) имеет западное склонение и высокое положительное наклонение. Среднее направление этой компоненты №6 Dec=268° Inc=64.1° K=76.7 α95=7.7°. Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления этой компоненты, составляет: Ф=39.1° Λ =329.1° dp=12.3° dm=9.8°, близок сфекофенским (1.9-1.95 млрд. лет) полюсам ФЩ [1, 10]. В ряде образцов палеопротерозойских базальтов в интервале 450-560°С выделяется высокотемпературная компонента, среднее направление которой составляет: N=4 Dec=310.4° Inc=68.5° α 95=6.1°. Палеомагнитный полюс, соответствующий данному направлению, Ф=57.8° Λ =310.5° dp=10.5° dm=8.7°, значимо отличается от палеополюсов ФЩ. Вместе с тем, подобное направление выделяется в образцах Хижъярвинского массива (компонента A1, [1, 9]). Однако время приобретения породами этой компоненты намагниченности остается неопределенным.

Таким образом, новый палеомагнитный полюс, полученный на породах Панозерской санукитоидной интрузии, показывает, что в период 2,724 млн. лет Центрально-Карельский террейн Карельского кратона находился на 20-х широтах южного полушария.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Краснова А.Ф. Палеомагнетизм пород Шилосской структуры Южно-выгозерского зеленокаменного пояса, Восточная Карелия. Физика Земли, 2000. №5. 70-75.

2. Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П. Раннедокембрийские базиты Балтийского щита: геохимические типы и этапы образования как отражение плюмового магматизма // Мантийные плюмы и металлогения: Тез. Докл. Петрозаводск; Москва, 2002. С.13-17.

3. Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Храмов А.Н., Иосифиди А.Г., 2007. Палеомагнетизм позднеархейских интрузий санукитоидов и его значение для геодинамических реконструкций Балтийского щита в раннем докембрии // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России. Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск, 12-15 ноября 2007 г., 19-22.

4. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Егоров Д.Г. U–Pb датирование дайкового комплекса Кировоградского месторождения (железорудная формация Кольского полуострова) //ДАН. 1998. Том. 360, № 5. С.673-676.

5. Краснова А.Ф., Гуськова Е.Г. О геодинамике развития Водлозерского блока Карелии в свете палеомагнитных данных // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1990. №1. С.103-110.

6. Лобач-Жученко С.Б. Роллинсон Х., Чекулаев В.П., Гусева Н.С., Арестова Н.А., Коваленко А.В. Геология и петрология архейского высококалиевого и высокомагнезиального Панозерского масива Центральной Карелии // Петрология. 2007. Том. 15. № 5. С. 493-523.

7. Палеомагнитология / Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комисарова Р.И. и др. Л.: Недра. 1982. 312 с.

8. Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Ларионова А.Н., Бережная Н.Г., Гусева Н.С. Архейский возраст миаскитовых лампритов Панозерского комплекса Карелии // ДАН. Том. 413. № 4. 2007. С. 541-544.

9. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. №6. 2006. С. 3-32

10. Храмов А.Н., Арестова Н.А., Гуськова Е.Г., Иосифиди А.Г., 2006; Палеомагнитные исследования // Глава 1. Проект Svekalarko: Геологические и геофизические исследования Балтийского щита. 199-205.

11. Чекулаев В.П., ЛевченковО.А., Иванников В.В. и др. Состав, возраст и Sm-Nd систематика санукитоидов Панозерского массива // Геохимия. 2003. № 8. С. 817–828.

12. Bibikova E.V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 129-145.

13. Bleeker W. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. 2003. V. 71. P. 99-134

14. Buffett B.A., Huppert H.E., Lister, J.R. & Woods, A.W.. Analytical model for solidification of the Earth's core // Nature. 1992. V. 356. N 6367. P. 329-331.

15. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre, Geol. Survey Canada. Sidney. 1994. 16 p.

16. Hale C.J. Paleomagnetic data suggest link between the Archean-Proterozoic boundary and inner-core nucleation // Nature. 1987. N 329. P. 233-237.

17. Hale C.J., Dunlop D.J. E. Evidence for an Early Archean geomagnetic field: a paleomagnetic study of the Komati Formation, Barbeton Greenstone Belt, South Africa // Geophys. Res. Lett. 1984. V. 11. P. 97-100.

18. Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J.R. Astr. Soc. 1980. V. 62. P. 699-718.

19. Layer P.W., Kroner A., McWilliams M. An Archean geomagnetic reversal in the Kaap Valley Pluton, South Africa // Science. 1996. N 273. P. 943-946.

20. Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O. et al. U-Pb zircon ages from Sorvaranger, Norway and western part of the Kola Peninsula, Russia // Geology of the eastern Finnmark – western part of the Kola region. Proceeeding of the 1-st international Barents Symposium. 1995. P. 29-47

21. Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Kovalenko A.V., Ivanikov V.V., Guseva N.S., Sergeev S.A., Matukov D.I., Jarvis K.E. The Archaean sanukitoid series of the Baltic shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origion // Lithos. 2005. V. 79. P. 107-128.

22. McElhinny, M.W., Senanayake, W.E. Paleomagnetic evidence for the existence of the geomagnetic field 3.5 Ga ago // J. Geophys. Res., 1980. V. 85. P. 3523-3528.

23. McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in paleomagnetism // Geophys. J. Int, 1990. V. 103. P. 725-729.

24. Meert J.G., Van der Voo, R., Patel, J. Paleomagnetism of the Late Archean Nyanzian System, Western Kenya // Precambrian Research. 1994. V. 69. P. 113-131.

25. Mertanen S. Paleomagnetism of Archean rocks in the Karelian Province (Baltica) – comparison of data from Superior, Pilbara and Kaapvaal cratons // 25th General Assembly, EGS Symposium, CD-ROM Geophysical Research Abstracts 2. 2000.

26. Mertanen S., Vuollo J.I., Huhma H., Arestova N.A., Kovalenko A. Early Paleoproterozoic-Archaen dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennscandian Shield – new paleomagnetic, isotopoic age and geochemical investigations // Precambrian Research. 2006. V. 144. P. 239-260.

27. Morimoto C., Otofuji Y., Miki M., Tanaka H., Itaya T. Preliminary palaeomagnetic results of an Archaen dolerite dyke of West Greenland: geomagnetic field intensity at 2.8 Ga // Geophys.J.Int. 1997. V. 128. P. 585-593.

28. Neuvonen K.J., Korsman K., Kouvo O., Paavola J. Paleomagnetism and age relations of the rocks in the main sulphide ore belt in central Finland // Bull.Geol.Soc.Finland. 1981. V. 53. P. 109-133.

29. Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V., Sorjonen-Ward P., Balagansky V.V., Volodichev O.I., Shipansky A.A., Svetov S.S., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Stepanov V.S. The Archaean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics. Gee D.G. & Stephenson R.A. (eds.) Geological Society. .Memoirs 32. London. 2006. P. 627-644.

30. Stevenson D., Spohn T., Schubert, G. Magnetism and thermal evolution of the terrestrial planets // Icarus. 1983. V. 054, P. 466-489.

31. Strik G., Blake T.S., Zegers T.E., White S.H., Langereis C.G. Palaeomagnetism of flood basalts in the Pilbara Craton, Western Australia: Late Archaean continental drift and the oldest known reversal of the geomagnetic field // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. P. 2551.

32. Vandall T.A., Symons D.T.A. Paleomagnetism of Archean granites and Matachewan dikes in the Wawa Subprovince, Ontario: reevaluation of the Archean apparent polar wander path // Canad.J.Earth Sci. 1990. V. 27. P. 1031-1039.

33. Vuollo J., Mertanen S. Dyke swarms and plate movements // Lithosphere. Symposium. November 9-10. 2006, Espoo. P. 221-227.

34. Wingate M.T.D. A palaeomagnetic test of the Kaapvaal – Pilbara (Vaalbara) connection at 2.78 Ga // S.Afr.J.Geol. 1998. V. 101. P. 257-274.

35. Yoshihara A., Hamano Y. Paleomagnetic constraints on the Archean geomagnetic field intensity obtained from komatiites of the Barberton and Belingwe greenstone belts, South Africa and Zimbabwe // Precambrian Research. 2004. V. 131. P. 111-142.

36. Zijderveld J.D.A. Demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in Paleomagnetism. Amsterdam a.o. 1967. P. 254-286.

ОПЫТ КОРРЕЛЯЦИИ ДЕФОРМАЦИОННЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ХАРАМАТАЛОУСКОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Любоженко Л. Н.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Lnluboschenko@geo.komisc.ru

Хараматалоуский метаморфический комплекс (PR₁?) расположен на Полярном Урале, в центральной части одноименного блока. В его составе преобладают апоэффузивные гранатсодержащие эпидотовые амфиболиты и графитоидные слюдяно-кварцевые сланцы, в подчиненном количестве содержатся плагиогранитогнейсы, породы гондитовой формации, мелкие тела метаморфизованных долеритов. Породы преобразованы последовательно проявившимися метаморфическими процессами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, сопровождавшимися разномасштабными складчатыми деформациями трех периодов (F₁, F₂, F₃). С целью синхронизации этапов складкообразования с метаморфическими событиями нами проведен микроструктурный анализ амфиболов, соответствующих по данным микрозондовых исследований гастингситовой и обыкновенной роговым обманкам, эпидота и биотита. Ориентированные образцы отбирались из амфиболитов и слюдяно-кварцевых сланцев в призамковых частях мелких складок разных генераций. Ниже приведено описание наиболее характерных ориентировок минералов.

В полосчатых амфиболитах (обр.640, нижнее течение р. Изъякыръю), деформированных складкой F₁ субмеридионального простирания, определена ориентировка осей Ng и Nm гастингситовой роговой обманки. Ориентировка [001] совпадает с положением шарнира складки. Узор [010] образован несколькими максимумами, главный из которых расположен в плоскости, параллельной осевой поверхности складки. Меньшая часть зерен образует максимумы, ориентированные таким образом, при котором грани призм роговой обманки лежат в этой же плоскости.

Ориентировка [001] обыкновенной роговой обманки в призамковой части наложенной складки F₂, изгибающей мигматитовую полосчатость и кварцевые прожилки в эпидотовых амфиболитах (обр.511, водораздел р. Б. Хараматалоу и р. Тышор), совпадает с макроскопической линейностью, параллельной шарниру складки, погружающемуся в северо-восточном направлении. Оси [010] концентрируются преимущественно в плоскости, параллельной осевой поверхности складки. В незначительном количестве оси соответствуют положениям зерен, при кото-