

УДК 550.384.5+551.248.1

## ПРИЗНАКИ МЕЗОЗОЙСКОЙ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

© 2011 г. Р. В. Веселовский, А. А. Арзамасцев

Представлено академиком А.О. Глико 24.01.2011 г.

Поступило 31.01.2011 г.

В геологической истории северо-восточной части Фенноскандии выделяют несколько этапов эндогенной активности, наиболее крупные из которых завершились 1.8 млрд лет назад, после чего эта часть кратона стабилизировалась и приобрела черты строения, близкие современным. Последовавший длительный амагматический период, продолжавшийся более 1.3 млрд лет, в палеозое завершился плюм-литосферными процессами, в ходе которых образовалась Кольская щелочная провинция (0.40–0.36 млрд лет назад) и закончилось развитие рифтогенных структур юго-восточного Беломорья [7]. Более поздние геологические свидетельства, которые могли бы указывать на проявление эндогенной активности в период с 350 млн лет и до настоящего времени, в пределах щита установлены не были.

Важное значение для определения условий локализации мантийных расплавов, давших начало Кольской щелочной провинции, имеет оценка геодинамических обстановок фанерозойского этапа развития северо-восточной Фенноскандии и реконструкция тренда перемещения Кольского мегаблока в палеозое. Для решения этой задачи может быть привлечен палеомагнитный метод, однако интервал 400–340 млн лет уже не первое десятилетие является наиболее спорным участком фанерозойского сегмента кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса (КМП) Восточно-Европейской платформы из-за практически полного отсутствия надежных палеомагнитных определений по объектам указанного возраста.

С целью получения новых данных, отвечающих современным критериям надежности, проведены рекогносцировочные палеомагнитные исследования роев даек долеритов и щелочных лампрофиров, возраст которых, установленный

геохронологическими методами ( $Rb-Sr$ ,  $Sm-Nd$ ,  $^{40}Ar/^{39}Ar$ ), находится в интервале 390–370 млн лет. В ходе полевых работ опробованы 9 долеритовых даек баренцевоморского побережья и Печенгского района, 12 даек щелочных лампрофиров Кандалакшского залива Белого моря, а также породы интрузивных массивов Африканда и Турый мыс (в последнем опробован также дайковый комплекс) (рис. 1). Из каждого геологического тела отобрано от 6 до 15 ориентированных образцов, которые подверглись температурной магнитной чистке до 630°C с числом шагов более 12. В ряде случаев для проведения теста контакта также опробованы зоны контакта и вмещающие породы на расстоянии до 100 м от дайки.

Анализ результатов магнитных чисток образцов показал, что большая часть изученных даек и палеозойских массивов несет в себе палеомагнитную запись приемлемого качества, при этом образцы архейских пород фундамента имеют преимущественно шумный палеомагнитный сигнал, не пригодный для интерпретации. В образцах даек естественная остаточная намагниченность (ЕОН) может быть представлена одной, двумя или тремя компонентами. Низкотемпературная компонента намагниченности характеризуется направлением, близким к направлению современного поля в данном районе и имеет, вероятно, вязкую природу. Направления остальных компонент намагниченности (средне- и/или высокотемпературных) локализуются в разных областях стереограммы и могут быть рассмотрены в составе двух групп векторов.

Группа Рz представлена компонентами ЕОН, направления которых характеризуются близкими к нулю наклонениями и северо-восточными (6 даек) или юго-западными (3 дайки) склонениями (рис. 2а,б,д). Противоположно направленные компоненты намагниченности формально не проходят тест обращения [12] на уровне образцов ( $\gamma/\gamma_{cr} = 12/11$ ), что можно объяснить низким качеством палеомагнитного сигнала и неполным удалением более низкотемпературных компонент намагниченности. Поэтому на данном этапе исследований мы будем считать проти-

Московский государственный университет  
им. М.В. Ломоносова  
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта  
Российской Академии наук, Москва  
Геологический институт Кольского научного центра  
Российской Академии наук, Анатиты Мурманской обл.

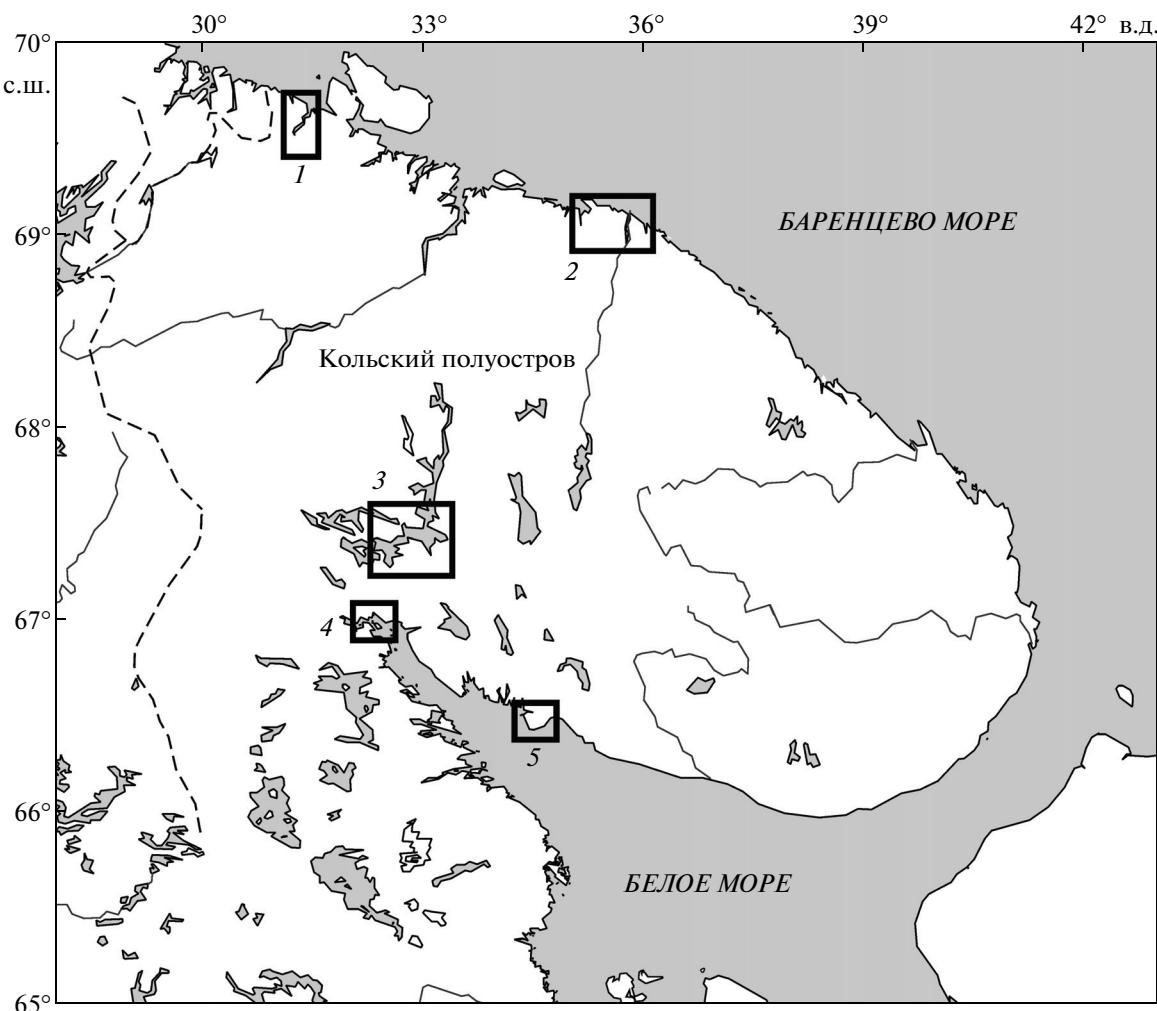
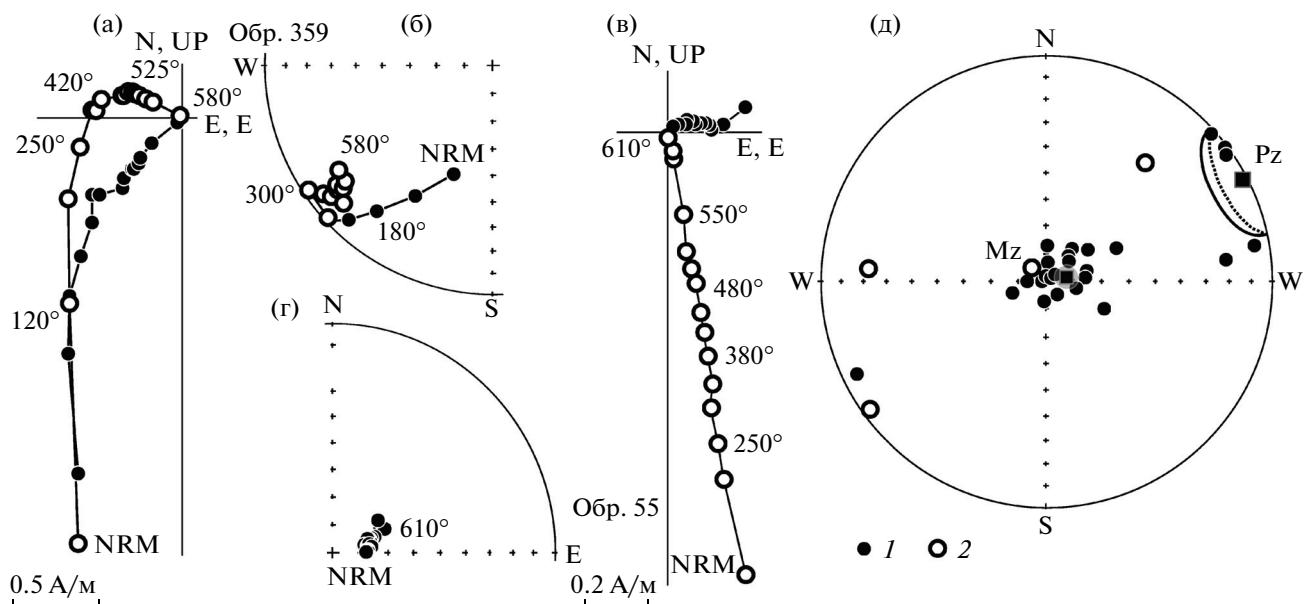


Рис. 1. Расположение исследованных даек и интрузивных комплексов в пределах Кольского полуострова.

воположно направленные компоненты намагниченности группы Pz антиподальными. Эти компоненты выделяются по кругам перемагничивания или в виде конечных компонент в нескольких дайках баренцевоморского побережья, южного берега Кандалакшского залива и интрузивных породах массива Африканда, для большинства из которых имеются девонские изотопные датировки [1]. Палеомагнитный полюс, рассчитанный на уровне сайтов для среднего направления прямой и обращенной компонент намагниченности группы Pz, находится в непосредственной близости к среднедевонскому отрезку кривой КМП Восточно-Европейской платформы [15] (табл. 1, рис. 3), что позволяет оценить возраст компонент группы Pz как девонский. Доводами в пользу первичности компоненты намагниченности группы Pz являются их антиподальность и отличие рассчитанного палеомагнитного полюса от более ранних полюсов Восточно-Европейской платформы. Выполнение теста контакта оценки возраста компонент

намагниченности группы Pz невозможно из-за крайне шумного палеомагнитного сигнала в образцах вмещающих пород фундамента.

Компонента намагниченности, векторы которой образуют группу Mz, установлена нами практически во всех изученных дайках долеритов баренцевоморского побережья, северного обрамления Печенгской структуры и щелочных лампрофиров южной части региона, геохронологический возраст которых был также определен как девонский [1]. В ряде образцов эта компонента намагниченности обнаруживается совместно с компонентами девонского возраста (группа Pz), занимая среднюю часть спектра блокирующих температур, и имеет крутые положительные наклонения (табл. 1, рис. 2в, г, д). Образцы из вмещающих девонские дайки архейских гнейсов, отобранные на удалении до нескольких сот метров от даек для проведения теста контакта, несут, как правило, исключительно одну компоненту намагниченности Mz. Рассчитанный на уровне сай-



**Рис. 2.** Типичные диаграммы Зийдервельда и стереограммы для образцов, в которых выделяется компонента Pz (а, б) или Mz (в, г); д – распределение компонент намагниченности Pz и Mz в изученных дайках и их средние направления (заливые квадраты) с кругами доверия (серые области). 1 – проекции векторов на горизонтальную плоскость (нижнюю полусферу), 2 – проекции векторов на вертикальную плоскость (верхнюю полусферу).

тов палеомагнитный полюс, отвечающий среднему направлению компоненты Mz (рис. 3), тяготеет к мезозойскому (юрскому) участку кривой КМП Восточно-Европейской платформы, что может рассматриваться как прямое указание на время возникновения этой компоненты намагниченности.

Палеомагнитный полюс, полученный для среднего направления компоненты Pz, отражает направление геомагнитного поля во время формирования изученных дайковых роев в девонское время и может быть использован (с существенными ограничениями) для разработки кривой КМП Восточно-Европейской платформы и построения палеотектонических реконструкций. Для повышения надежности и качества определений девонского палеомагнитного полюса по дайкам Кольского полуострова необходимо значительное увеличение числа исследуемых объектов.

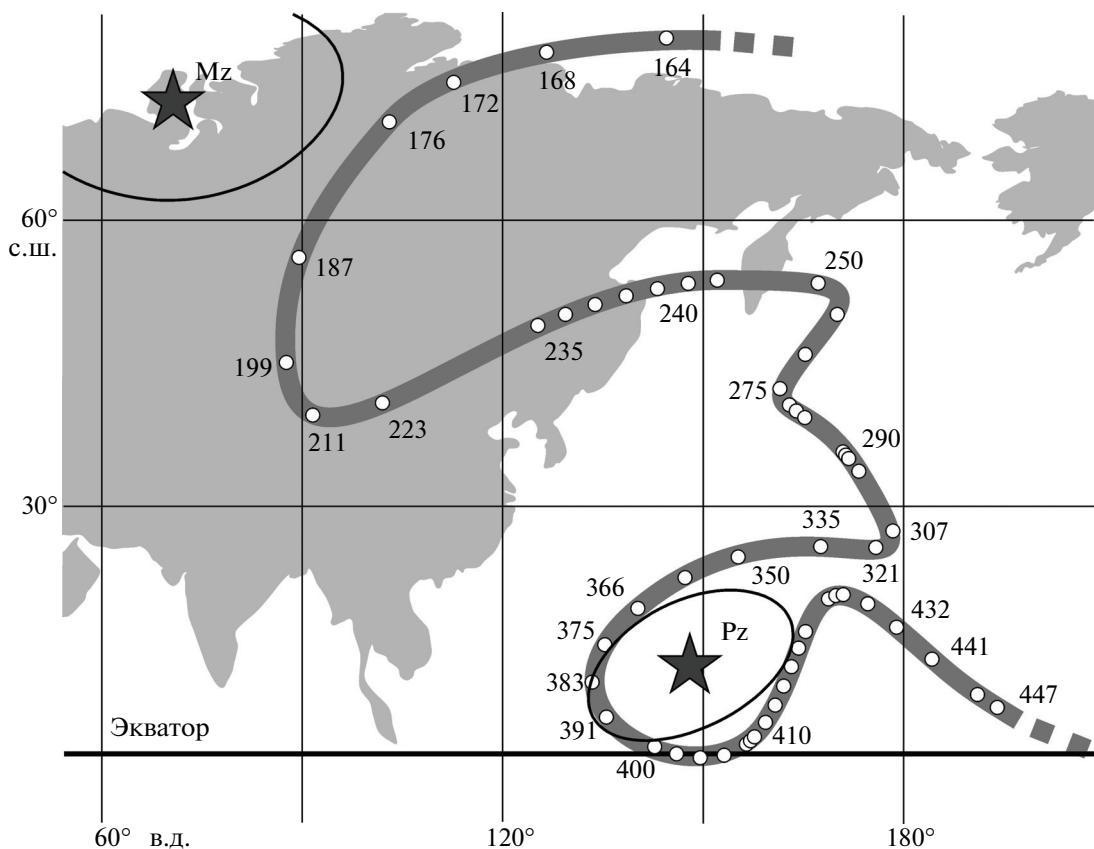
Интерпретация обнаруженной в девонских дайках и интрузивных массивах компоненты намагниченности мезозойского возраста (Mz) представляется более сложной. Вторичная природа этой компоненты вряд ли может быть поставлена под сомнение, так как в значительном количестве образцов она встречается в среднетемпературном интервале, частично перекрывая первичную высокотемпературную компоненту девонского возраста. Биполярность компоненты Mz (из 219 образцов, в которых она выделена, 22 образца из четырех даек несут компоненту намагниченности, обратную Mz) может косвенно свидетельствовать о продолжительности термального перемагничивающего события, достаточной для смены полярности (инверсии) геомагнитного поля.

По своему направлению компонента Mz сходна с направлением современного поля в районе исследований, и теоретически имеется возмож-

**Таблица 1.** Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы выделенных компонент намагниченности даек Кольского полуострова

Компонента	N/S	D	I	K	$\alpha_{95}$	$\Phi$	$\Lambda$	$\Phi_m$	$dp/dm$
Pz	76/9	63.3	2.5	12	15.7	10.9	147.6	1	8/16
Mz	219/21	62.5	83.3	53	4.4	70.4	70.3	77	9/9

Примечание. N/S – количество образцов/сайтов; D, I, K,  $\alpha_{95}$  – характеристики распределения Фишера: склонение, наклонение, кучность и радиус круга доверия соответственно;  $\Phi$ ,  $\Lambda$ ,  $dp/dm$  – широта, долгота и величины полусей овала доверия палеомагнитного полюса;  $\Phi_m$  – палеомагнитная широта. Координаты палеомагнитных полюсов приводятся в пересчете на среднюю точку отбора образцов с координатами lat = 68, long = 33.



**Рис. 3.** Положение палеомагнитных полюсов компонент  $Pz$  и  $Mz$  относительно участка кривой КМП Восточно-Европейской платформы [15].

ность объяснить возникновение стабильной современной химической намагниченности при образовании новых магнитных минералов в зоне выветривания, как это неоднократно наблюдалось при палеомагнитных исследованиях осадочных горных пород (например, [3]). Однако в ряде образцов, несущих средне- или высокотемпературную компоненту  $Mz$ , уверенно выделяется низкотемпературная ( $<250^{\circ}\text{C}$ ) компонента намагниченности, направления которой кучно группируются вокруг направления современного магнитного поля Земли. Более того, проведенные петрографические исследования не обнаруживают каких-либо (даже минимальных) изменений минерального состава даек, поэтому возможность образования современной намагниченности химической природы при образовании новых магнитных минералов минимальна.

Парадоксально, но анализ информации показывает отсутствие каких-либо геологических или геохронологических свидетельств мезозойских термальных и/или иных геологических событий, имевших место на территории Кольского полуострова и сопредельных регионов Фенноскандинавского щита, которые могли бы служить причиной появления намагниченности, связанной с

компонентой  $Mz$ . Многочисленные изотопные датировки кольских даек и иных объектов Кольского полуострова, выполненные по слюдам и амфиболам с помощью наиболее чувствительного к термическому воздействию  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -метода [1], не обнаруживают признаков нарушения этой изотопной системы постпалеозойскими процессами, температура которых, учитывая температуры закрытия К–Аг-системы [9], не превышала  $300\text{--}350^{\circ}\text{C}$ . Данные изучения единичных зерен цирконов из докембрийских пород Фенноскандинавского щита методом SHRIMP [5] свидетельствуют о протекавших в фанерозое процессах, приводивших к частичным потерям свинца из отдельных зон цирконов и возникновению новых генераций цирконов, однако рассчитанные нижние пересечения дискордий, дающие оценку возраста в интервале 700–250 млн лет назад [2, 4], по-видимому, указывают на влияние только девонского этапа магматической активизации [11]. Результаты трекового датирования [10] также не добавляют определенности в силу единичности имеющихся данных для исследованной нами территории, не исключая, однако, наличия некоторого наложенного события мезозойского возраста.

Мезозой-палеозойское перемагничивание в пределах западной части Восточно-Европейской платформы отмечалось при палеомагнитных исследованиях ордовикских и девонских пород Ленинградской области [14 и др.], протерозойских даек Карелии [6] и палеозойских осадочных пород Эстонии [13]. Наиболее крупные события, которые могли явиться причиной столь масштабного перемагничивания, связаны, очевидно, с развитием Баренцево-Амеразийского суперплюма и образованием в пределах области современного арктического бассейна обширного ареала юрско-мелового трапового магматизма или “большой магматической провинции” [8]. Полученные в последние годы  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопные датировки платобазальтов в пределах Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) (о. Гукера,  $189.1 \pm 11.4$  млн лет, Земля Александры,  $191 \pm 3$  млн лет [4]), отвечают начальной фазе развития плюма, проявившейся в расколе литосферы и дезинтеграции области будущего арктического бассейна на блоковые структуры. Реконструкции показали [8], что центр магматической активности охватывал области архипелагов ЗФИ, Шпицберген и, по-видимому, прилегающую к ним в то время северную часть Фенноскандинавского щита, а зона раскола, связанная с функционирующими апофизами плюма, упиралась в Баренцевскую палеоокраину. Последовавшая затем деструкция и растяжение континентальной литосферы в баренцевоморском регионе привели к ослаблению термального воздействия плюма на кристаллический фундамент арктических областей Фенноскандии.

Таким образом, результаты палеомагнитных исследований свидетельствуют о том, что в девонское время восточная часть Фенноскандинавского щита испытала влияние не только девонской тектономагматической активизации, но также подверглась термальному воздействию мезозойских плюм-литосферных процессов, обусловивших развитие в Западной Арктике окраинно-континентального полициклического рифтогенеза.

Работа выполнена при финансовой поддержке ОНЗ РАН (программы 6–8).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
2. Гольцин Н.А., Салтыкова А.К., Полеховский Ю.С. и др. Тез. докл. III Всероссийской конференции по геохронологии. Москва, 6–8 июня 2006 г. М.: ИГЕМ, 2006. С. 200–204.
3. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н., Комиссарова Р.А. В сб. Материалы международной школы-семинара “Палеомагнетизм и магнетизм горных пород”. СПб.: Изд-во СОЛО, 2010. С. 72–78.
4. Каракин Ю.В., Шипилов Э.В. // ДАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 213–217.
5. Лохов К.И., Бережная Н.Г., Матуков Д.И. и др. В сб.: Тез. докл. XVII Симпозиума по геохимии изотопов. М.: 6–9 декабря 2004 г. М., ГЕОХИ. 2004. С. 155–156.
6. Лубнина Н.В. Восточно-Европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2009. 40 с.
7. Носова А.А., Ларионова Ю.О., Веретенников Н.В., Юткина Е.В. // ДАН. 2008. Т. 418. № 6. С. 811–816.
8. Шипилов Э.В., Каракин Ю.В. В кн.: Строение и эволюция литосферы. М., Paulsen. 2010. С. 312–330.
9. Dodson M.H. // Contribs. Mineral. and Petrol. 1973. V. 40. P. 259–274.
10. Hendriks B., Andriessen P., Huigen Y., et al. // Norw. J. Geol. 2007. V. 87. P. 143–155.
11. Larson S.A., Tullborg E.-L. // Geology. 1998. V. 26. № 10. P. 919–922.
12. McFadden P.L., McElhinny M.W. // Geophys. J. Intern. 1990. V. 103. P. 725–729.
13. Preeden U., Plado J., Mertanen S., Puura V. // Estonian J. Earth Sci. 2008. V. 57. № 3. P. 170–180.
14. Smethurst M.A., Khramov A.N., Pisarevsky S. // Geophys. J. Int. 1998. V. 133. P. 44–56.
15. Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., et al. // Earth Sci. Rev. 1996. V. 40. P. 229–258.