

УДК 551.24

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ПОЯС ПОД МОСКВОЙ

© 2004 г. С. В. Богданова, Е. В. Бибикина, А. В. Постников, Л. Н. Таран

Представлено академиком Ю.Г. Леоновым 09.10.2003 г.

Поступило 29.10.2003 г.

Регион вокруг Москвы находится в наиболее сложном тектоническом узле земной коры Восточно-Европейского кратона (ВЕК), куда сходятся структуры различного порядка и возраста (рис. 1). С востока сюда вторгается клин неоархейского Волго-Уральского сегмента, с севера подходят неоархейские и палеопротерозойские структуры сегмента Фенноскандии, а с юга – мезо- и неоархейские структуры сегмента Сарматии. Эти три сегмента коры ВЕК, резко различающиеся архейской и раннепротерозойской историями, разграничены в современной структуре коры транскратонными Среднерусско-Волыно-Оршанской и Пачелмской рифтовыми системами среднего и позднего протерозоя [1, 2]. Последние унаследовали пояса палеопротерозойской коллизии сегментов, которые оцениваются по возрасту около 2.0 млрд. лет для Рязано-Саратовского (Пачелмского) пояса и 1.80–1.75 млрд. лет – для Среднерусского [2].

К какому из сегментов принадлежит Московский регион и какого возраста здесь земная кора, оставалось долгое время загадкой. Р.А. Гафаров [3] относил линейные магнитные аномалии северо-восточного простирания к так называемой Московской складчатой зоне раннего протерозоя, а положительные аномалии связывал с базитовыми интрузиями. Особенный интерес в связи с тектонической интерпретацией всего региона представляют высокоградиентные гранулиты и интрузивные метаморфозы в районе Щелковского выступа (рис. 1, врезка), которые рассматривались как архейские, и даже раннеархейские.

Другим отправным пунктом настоящего исследования были недавние результаты по проекту EUROBRIDGE Программы EUROPROBE (ILP/ESF) и МПГК, которые установили палеопротерозойский возраст земной коры и аккреционную природу тектонических поясов в Прибалтике и Белоруссии [2]. Наиболее древние из террейнов/поясов с возрастом около 2.1–2.0 млрд. лет, примыкающих к северо-восточной окраине Сарматии и, возможно, Волго-Уралии, геофизически простираются в регион Москвы.

Это исследование включало определение изотопного возраста кристаллических пород фундамента, их геохимической специализации и метаморфической эволюции.

Состав фундамента. Кристаллический фундамент был пробурен в самой Москве уже в 1940 г. в районе Старой Бойни. Обнаруженные этой скважиной высокоглиноземистые гнейсы с графитом и мигматиты гранулитовой фации метаморфизма похожи по минеральному составу на аналогичные породы архейского возраста на Балтийском и Украинском щитах и в Волго-Уральском сегменте. Это давало основание считать их также архейскими [4].

Наиболее примечательными оказались породы фундамента, вскрытые к северо-востоку от Москвы, в районе Щелковского горста (рис. 1, врезка). Здесь несколькими скважинами пробурены бластомилониты гранулитовой фации с почти вертикальной сланцеватостью, образованные как по метаосадочным высокоглиноземистым породам (скважины 10, 22, 61, 62), так и по интрузивным лейкократовым норитам и эндербитам (скв. 7). Помимо этого известны дупироксеновые гнейсы, вскрытые скв. Коровинская и Поваровская. Обе группы пород существенно отличаются по магнитной восприимчивости, так что высокоглиноземистым гнейсам соответствуют отрицательные, а интрузивным породам – положительные аномалии магнитного поля. К западу и югу от Москвы (Смоленская, Ярцево, Апрельевка, Серпуховская, Калуга, Рославль) в зоне переменчивых магнитных аномалий преобладают плагио-

*Геоцентр Лундского университета,
Лунд, Швеция
Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского
Российской Академии наук, Москва
Государственная академия нефти и газа,
Москва
Институт геологических наук
Национальной академии наук Белоруссии, Минск*

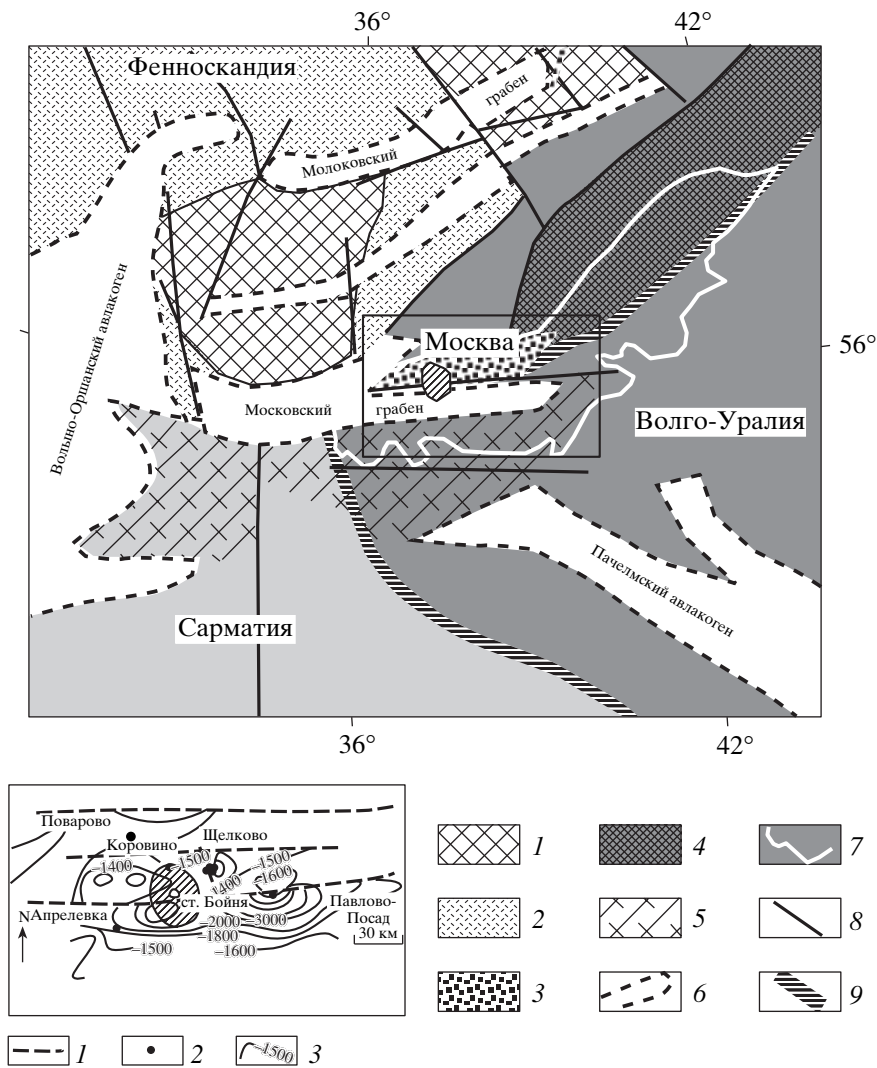


Рис. 1. Схема строения кристаллического фундамента в Московском регионе. 1 – архейская кора Карельского кратона Фенноскандии; 2 – палеопротерозой Фенноскандии; 3 – палеопротерозой Сарматии; 4 – предполагаемые гранулиты Волго-Уралии; 5 – предполагаемое продолжение Осницко-Микашевичского магматического пояса (2.0–1.95 млрд. лет); 6 – контур Московской магнитной аномалии; 7 – границы рифейских грабен и авлакогенов; 8 – главные разломы в фундаменте; 9 – современная граница Волго-Уралии. На врезке: 1 – разломы; 2 – скважины, вскрывшие фундамент; 3 – изолинии поверхности фундамента.

гранитоиды, гнейсы и бластомилониты амфиболитовой фации, возможно образовавшиеся за счет гранитоидов преимущественно плагιοгранитного ряда.

Поскольку гнейсы и метаплутонические породы в Щелково испытали сильные совместные деформации, их контакты полностью тектонизированы, а домилонитовые минеральные ассоциации почти полностью утрачены. Однако в части керна сохранились более ранние структуры пород, особенно в метайнтрузивных породах из скв. 7, что позволило использовать их для определений возраста.

Метаосадочные гранулиты. Минеральные ассоциации в Щелковских высокоглиноземистых и графитсодержащих гранулитов уникальны, образуют серию тонких коронитовых структур, в целом следующих декомпрессионному тренду. Он определяется быстрой сменой ассоциации гранат (пироповый компонент более 45%) + гиперстен + силлиманит + мезопертит + кварц ± сапфирин + шпинель ± корунд + гемоильменит типичными кордиеритсодержащими парагенезисами. Поздняя стадия этой эволюции характеризуется интенсивной мигматизацией и анатектическим плавлением (например, в скв. Старая Бойня 1).

Среди минеральных парагенезисов особенно информативными представляются: 1) появление

сапфирина вдоль наложенной бластомилонитовой сланцеватости и распад гемоильменита с образованием магнетита, рутила и шпинели, указывающих на смену режима в сторону более восстановительных условий, 2) развитие корон более алмандинового граната и вторичного кордиерита, формирование которых, возможно, связано с промежуточным этапом изобарического остывания. Эти реакции и наиболее ранний минеральный парагенез гиперстен + силлиманит + пироп + кварц свидетельствуют, что метаосадки были изначально захоронены на глубинах более 35 км (более 10 кбар). Полученные оценки давления и температур метаморфизма по микрозондовому составу минералов указывают, что пик метаморфизма был, вероятно, достигнут при давлениях 8–9 кбар и температурах не менее 900°C (термобарометры [5, 6]). Ретроградная стадия протекала при максимальных значениях 750–800°C (гранат-ильменитовый термометр, [7]) и около 6 кбар [6].

Метаинтрузивные гранулиты. Метаинтрузивные лейконориты – довольно однородные породы в пределах вскрытых 15 м в интервале 1372.7–1387.2 м скв. Щелково 7. Они образованы субпараллельно перемежающимися линейными скоплениями пироксенов и плагиоклаза. В бластомилонитовой порфирированной структуре этих пород четко выделяются относительно крупные (до 3–4 мм) деформированные и частично развернутые кристаллы магматического гиперстена, все еще сохраняющего структуры субсолидусного распада, лабрадора (до An_{70}) с антипертитовыми вростками, а также ильменомангнетита, магнетита и халькопирита. Апатит и циркон встречаются в количествах, иногда превышающих аксессуарные. Магматические минералы погружены в мелкокристаллическую перекристаллизованную массу, сложенную метаморфическими гиперстеном, диопсидом и более кислым плагиоклазом. Редкий гранат, биотит, калиевый полевой шпат и кварц приурочены к зонам наиболее интенсивной бластомилонитизации. В целом метаморфизм протекал в сухих условиях, и только на позднем ретроградном этапе появился амфибол, заполняющий тонкие секущие трещины. Остывание и субсолидусный метаморфизм лейконоритов происходили в интервале температур от 1000 до 770°C (ортопироксен-клинопироксеновый термометр [7]) при 8 кбар.

Таким образом, интрузия лейконоритов могла произойти в течение ретроградной стадии метаморфизма метапелитов и могла повлиять на ход их метаморфических реакций.

Химически* металейконориты являются производными известково-щелочных магм, на что указывают типичные соотношения главных оксидов (около 53% SiO_2 , около 17% Al_2O_3 ; низкие содержания TiO_2 и P_2O_5). Пониженное содержание K_2O и Rb, возможно, обусловлены также некоторой деплетацией этих элементов во время гранулитового метаморфизма. Относительные содержания Ti/Zr , Ti/Y и $Ti-Zr-Sr$ -соотношения, а также низкое содержание Nb согласуются с химизмом основных дериватов известково-щелочных серий субдукционного типа [8]. Слабое фракционирование PЗЭ, $(La/Yb)_N$ около 4, может быть следствием выплавления расплава на сравнительно небольших глубинах. Это согласуется с высокоанортитовым составом магматического плагиоклаза, который также указывает на влияние водной фазы на кристаллизацию расплава. По соотношениям Zr и Y лейконориты близки основным породам магматических поясов/дуг континентальных окраин [9].

Изотопный возраст кристаллизации лейконоритов был определен U–Pb-методом по циркону. Аксессуарный циркон в породе представлен субпризматическими кристаллами со сглаженными контурами. В крупной фракции (больше 125 мкм) цирконы сильно трещиноваты и содержат включения темноцветных минералов. Более мелкая фракция циркона (–100 мкм) не столь трещиновата, и в некоторых зернах сохранилась тонкая зональность, свидетельствующая в пользу магматического генезиса цирконов. Для анализа отбирались наиболее сохранившиеся, прозрачные зерна. Результаты U–Pb-исследования приведены в табл. 1. В ней также дано описание каждой фракции циркона. Цирконы содержат низкие концентрации урана и имеют исключительно высокий радиогенный состав свинца (отношение $^{206}Pb/^{204}Pb$ более 15 000). На диаграмме с конкордией (рис. 2) наблюдается значительный разброс аналитических данных. Тем не менее дискордия, рассчитанная для наиболее совершенных цирконов мелких фракций (точки 3–5, табл. 1), дает верхнее пересечение с конкордией, отвечающее возрасту 1980 ± 6 млн. лет. Дискордия через две точки крупных, трещиноватых зерен циркона определяет возраст в 1977 млн. лет. Из полученных данных трудно сделать заключение, отражают ли эти данные большую нарушенность U–Pb-изотопной системы в более крупных, трещиноватых

* Химический состав лейконоритов из скв. Щелково 7, среднее из 3 анализов, мас. % (ACME Labs., Canada): SiO_2 52.63; TiO_2 0.78; Al_2O_3 17.30; $FeO_{общ}$ 10.51; MnO 0.20; MgO 7.82; CaO 8.00; Na_2O 2.41; K_2O 0.83; P_2O_5 0.07; малые элементы, ppm: Ba 277; Co 49; Cr 157; Cu 81; Ga 16; Hf 2.3; Nb 2.9; Ni 94.4; Rb 11.3; Sc 33.4; Sr 170; Ta 0.2; V 197; Y 19.6; Zn 95.8; Zr 72.6; PЗЭ: La 11; Ce 23; Pr 2.79; Nd 10.9; Sm 2.17; Eu 0.94; Gd 2.82; Tb 0.460; Dy 2.98; Ho 0.644; Er 1.76; Tm 0.315; Yb 1.90; Lu 0.317.

Таблица 1. U–Pb-изотопные данные для цирконов из лейконорита, скв. 7, Щелково, обр. 606

№ п.п.	Размер фракции, мкм	Навеска, мкг	Содержание, ppm		Изотопный состав Pb			Изотопные отношения		Возраст, млн. лет
			U	Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ Pb (±2σ, %)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (±2σ, %)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	+125	43.1	180.3	78.93	15000	8.240	2.810	0.3485 ± 0.5	5.818 ± 0.51	1972.3 ± 2.1
2	+125	58.4	208.9	86.4	18500	8.250	3.167	0.3345 ± 0.48	5.563 ± 0.48	1965.4 ± 1.4
3	-100	97.3	162.2	68.06	20000	8.231	3.285	0.3416 ± 0.47	5.716 ± 0.48	1975.9 ± 1.3
4	-100	95.0	148.2	62.58	18000	8.215	3.595	0.3504 ± 0.47	5.869 ± 0.48	1978.0 ± 1.4
5	-75	55.0	156.0	65.11	15000	8.220	3.525	0.3450 ± 0.47	5.776 ± 0.48	1973.3 ± 1.5

Примечание. 1 – 5 кристаллов, призматических, трещиноватых; 2 – 5 кристаллов, овальных с редкими включениями; 3 – округлые кристаллы, прозрачные; 4 – призматические кристаллы, прозрачные; 5 – призматические, замутненные. Изотопное исследование цирконов выполнено в лаборатории изотопной геологии Музея естественной истории, Стокгольм, по методу Т. Кроу [15]. Концентрации урана и свинца определены методом изотопного разбавления с применением смешанного трассера ²⁰⁵Pb + ²³⁵U. Холостое загрязнение составило 10 пг свинца. Изотопный состав измерен на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре FINNIGAN MAT 261.

зерна циркона, поскольку различие в возрастах лежит в пределах аналитической погрешности.

Полученные Sm–Nd-изотопные отношения* позволяют оценить модельный возраст (T_{DM}) породы в 2320 млн. лет и ϵ_{Nd} , рассчитанное на возраст цирконов в 1980 млн. лет равным +0.6. Из этих данных следует, что только небольшое количество более древнего корового материала (например, метаосадков) могло контаминировать ювенильный состав лейконоритового/габбродоритового расплава.

З а к л ю ч е н и е. 1. Высокотемпературный/высокобарический метаморфизм и захоронение парагнейсов Щелково в нижнюю кору, очевидно, происходили задолго до внедрения ювенильных известково-щелочных (лейконоритовых/эндербитовых) расплавов около 1980 млн. лет назад. Об этом свидетельствует разница в PT -условиях метаморфизма парагнейсов и лейконоритов. Кристаллизация расплава, метаморфизм и деформации лейконоритов были синхронны ретроградной стадии метаморфизма парагнейсов.

2. История образования подмосковных гранулитов и их структурное положение сходится во многих чертах с тектонотермальной историей на границе Сарматии и прилегающих с северо-запада аккреционных поясов в Белоруссии. Там, в северо-восточном субтеррейне Центрально-Белорусского пояса и в Витебском блоке широко распространены парагнейсы и известково-щелочные ювенильные метавулканы с возрастом около 1980 млн. лет

* Sm, 2.50 мкг/г; Nd, 10.77 мкг/г; ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd 0.1405; ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (±2σ_{изм}) 0.511935 ± 7; ϵ_{Nd} (1980) +0.6; T_{Nd} (CHUR) 1900; T_{Nd} (DM) 2320 млн. лет. Определения изотопных составов Sm и Nd выполнены в Стокгольме, в изотопной лаборатории Музея естественной истории по методике, принятой в лаборатории [10].

[11, 12], а метаморфизм парагнейсов тесно связан с процессами субдукции палеопротерозойской океанической коры возраста 2.0 млрд. лет под край Сарматского континента и сопутствующим формированием Осницко-Микашевичского магматического пояса [13]. Образования габброидов, диоритов и преваляющих гранодиоритов пояса происходило в интервале между 2060 и 1970 млн. лет. Интрузивные породы осницкого типа известны по керну многих скважин к западу и югу от Москвы. Геохимически щелковские лейконориты идентичны основным дериватам этого пояса. Геофизические данные не противоречат продолжению Осницко-Микашевичского пояса в Мос-

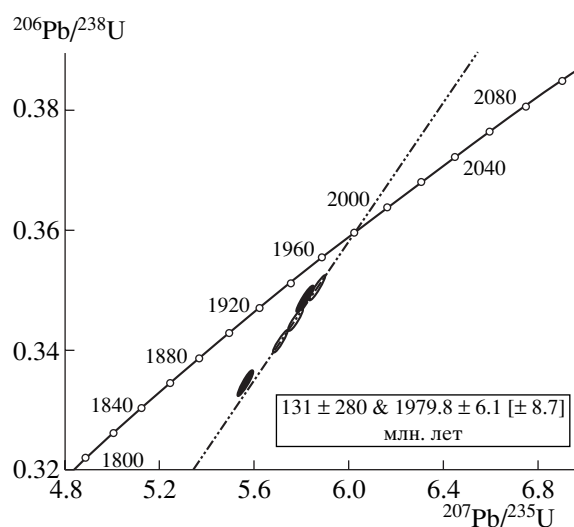


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из лейконорита, обр. 606, скв. 7, Щелково. Залитые эллипсы – фракции циркона +100 мкм, открытые эллипсы – фракции –100 мкм.

ковский регион и, возможно, далее на северо-восток, где он в общих чертах соответствует Московской магнитной аномалии.

3. Сейсмическое профилирование и гравиметрическое моделирование [14] на границе Сарматии в Белоруссии указывает на коллизионное скучивание различных пластин и слоев земной коры с выведением отдельных гранулитовых, нижнекоровых блоков к поверхности (Витебский, Минский и др.). Минимальный возраст скучивания оценивается как 1800–1700 млн. лет. Подмосковные гранулиты тектонически близки белорусским, а гравимагнитные аномалии, вытянутые вдоль северо-западной границы Сарматии и Волго-Уралии, скорее всего, отражают положение нижнекоровых пластин, выведенных из-под края этих сегментов в течение палеопротерозойских аккреционных событий. Они могут быть как архейскими (волго-уральскими), так и раннепротерозойскими.

Исследование выполнено в рамках проекта “Precambrian Evolution in Western Baltica” (Swedish Institute/Visby Programme) и проекта EUROBRIDGE (EUROPROBE, ILP/ESF).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R., Orlyuk M.I. // *Tectonophysics*. 1996. V. 268. P. 1–21.
2. Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Stephenson R.A., Guterch A. Eds. EUROBRIDGE: Palaeoproterozoic Accretion of Fennoscandia and Sarmatia // *Tectonophysics*. 2001. V. 339. № 1/2. 237 p.
3. Гафаров Р.А. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных аномалий древних платформ. М.: Наука, 1976. 270 с.
4. Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. В сб.: *Метаморфические комплексы фундамента Русской плиты*. Л.: Наука, 1978. С. 15–76.
5. Pownceby M.I., Wall V.J., O'Neill H.St.C. // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1987. V. 97. P. 116–126.
6. Koziol A.M. // *EOS*. 1988. V. 70. P. 493.
7. Nickel K.G., Brey G.P., Kogarko L. // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1985. V. 91. P. 44–53.
8. Pearce J.A., Cann J.R. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 19. P. 290–300.
9. Pearce J.A., Norry M.J. // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1979. V. 69. P. 33–47.
10. Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatshev R. // *Tectonophysics*. 2001. V. 339. P. 1–18.
11. Бибилова Е.В., Кириозова Т.И., Найденов И.В. // *ДАН*. 1991. Т. 325. № 4. С. 803–807.
12. Бибилова Е.В., Богданова С.В., Горбачев Р. и др. // *Стратиграфия и геол. корреляция*. 1995. Т. 3. № 6. С. 68–78.
13. Taran L.N., Bogdanova S.V. // *Tectonophysics*. 2001. V. 339. № 1/2. P. 193–214.
14. Kozlovskaya E., Taran L.N., Yliniemi J. et al. // *Tectonophysics*. 2002. V. 358. P. 97–120.
15. Krogh T. // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1973. V. 37. P. 485–494.