

**ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА – ПРИМЕР ВНУТРИПЛИТНОГО
МАГМАТИЗМА В УСЛОВИЯХ АНОМАЛЬНО МОЩНОЙ СИАЛИЧЕСКОЙ КОРЫ**

Е.В. Шарков

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35*

E-mail: sharkov@igem.ru

Поступила в редакцию 16 февраля 2005 г.

Протерозойские (1,8-1,5 млрд. лет) анортозит-рапакивигранитные комплексы (АРГК) являются характерной ассоциацией западной (Свекофеннской) части Восточно-Европейского кратона, образуя огромный пояс посторогенных внутриплитных батолитов. Эта часть кратона характеризуется наличием крупных реликтовых участков аномально мощной земной коры (до 50-60 км), возникшей в процессе Свекофеннского орогенеза. АРГК такого возраста отсутствуют в восточной части кратона (Карело-Кольский, Волго-Уральский и др. домены) с обычной мощностью земной коры (около 40 км). Показано, что АРГК являются разновидностью внутриплитного магматизма, проявившегося в условиях аномально мощной коры. Они являлись верхними частями крупных трансоровых магматических систем, формировавшихся над головными частями локальных мантийных плюмов. Происхождение таких систем связывается с внедрением силлобразных тел Fe-Ti базальтового расплава в толщу сиалической коры, что инициировало крупномасштабное плавление гранитоидного материала. В итоге на поверхности вместо базальтовых плато развивались огромные пояса и ареалы кислого магматизма.

Ключевые слова: *протерозой, граниты рапакиви, анортозиты, Восточно-Европейский кратон, Свекофеннский домен, внутриплитный магматизм, мантийный плюм, аномально мощная кора.*

**PROTEROZOIC ANORTHOSITE-RAPAKIVI GRANITE COMPLEXES
OF THE EAST-EUROPEAN CRATON – AN EXAMPLE OF WITHIN-PLATE
MAGMATISM UNDER CONDITIONS OF ANOMALOUS THICK SIALIC CRUST**

E.V. Sharkov

Institute of Ore Deposits Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS

Proterozoic (1,8-1,5 Ga) anorthosite-rapakivi granite complexes (ARGC) are distinct magmatic assemblages of the western (Svecofennian) part of the East European Craton where they form a huge belt of postorogenic within-plate batholiths. A feature of this part of the craton is a presence of large relic regions of unusually thick (up to 50-60 km) continental crust, formed during the Svecofennian orogenes. The coeval ARG complexes are absent in the eastern part of the craton (Kola-Karelian, Volga-Urals, etc. domains), where ancient Archaean crust of normal thickness (about 40 km) predominated. It is shown that the ARG complexes were a sort of within-plate magmatism evolved under conditions of the anomalous thick crust. They are represented the upper parts of large transcrustal magmatic systems, which were formed above heads of local mantle plumes. Origin of such systems were, probably, linked with penetration of sill-like bodies of Fe-Ti basalts into the crust to initiate large-scale melting of the granitic material. As a result, large areas and belts of felsic volcanism appeared on the surface instead of basaltic lava plateaus.

Key words: *Proterozoic, granite rapakivi, anorthosite, East European Craton, Svecofennian domain, within-plate magmatism, mantle plume, unusually thick crust.*

Введение

Середина протерозоя (1,8-1,4 млрд. лет) характеризуется широким развитием поясов кислого, преимущественно калиевого магматизма [Bogatikov et al., 2000]. Эти пояса простираются на большие расстояния в пределах Балтийского, Украинского, Гренландского и Канадского щитов, вдоль южного края Сибирской платформы, в Сино-Корейском, Африканском, Индийском и Бразильском щитах, а также в Западной Антарктиде [Рдмц, Наарала, 1996]. Огромные внутриплитные анортозит-рапакивигранитные комплексы (АРГК) являются наиболее характерной породной ассоциацией того периода, по-видимому, представляя собой промежуточные камеры таких магматических систем. Многие геологи полагают, что эти комплексы входят в состав анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной серии (AMCG), широко распространенной среди изверженных пород протерозоя [Emslie, Hegner 1993; Ahall, Gower, 1997]. Однако типичные анортозит-мангерит-чарнокитовые массивы ассоциируют с зонами высокоградного метаморфизма и деформаций и развиты в пределах мобильных зон [Прияткина, Шарков, 1979; Ashwal, 1993; Berman et al., 2000]. Соответственно, посторогенные АРГ-комплексы сильно отличаются от них по тектоническому положению, образуя самостоятельную группу внутриплитных магматических образований. Они, как правило, локализованы среди необычно толстой коры протерозойских орогенов, но по времени отделены от их формирования. Кора под ними редуцирована, однако механизм такого утонения пока неясен.

Целью настоящей работы является обсуждение происхождения этого своеобразного типа внутриплитной активности, характерного для середины протерозоя, на примере АРГК Балтийского и Украинского щитов.

Геологическое положение

Анортозит-рапакивигранитные комплексы Восточно-Европейского кратона расположены в пределах Свекофеннского домена (центральная часть современного Балтийского щита) и его аналогов в фундаменте Русской плиты и на Украинском щите. Свекофеннский домен образовался на месте одноименного орогена, существовавшего в середине палеопро-

теозоя и завершившего свое развитие около 1,8-2 млрд. лет [Gorbatshev, Bogdanova, 1993; Korsman et al., 1999]. В результате орогенных процессов здесь сформировалась аномально мощная, достигающая в настоящее время 50-60 км, земная кора. Если учесть тот факт, что на уровень современного эрозионного среза в свекофеннидах выведены образования, формировавшиеся при давлении 4,5-5,0 кбар, т.е. на глубинах 16-17 км [Glebovitsky, 1997; Esipchuk et al., 2000], то первоначальная мощность такой коры составляла около 70-80 км.

Судя по сохранившимся реликтовым участкам, такая аномально мощная кора была характерна для всей западной части Восточно-Европейского кратона (рис. 1), прослеживаясь в виде реликтовых фрагментов с севера на юг от Центрально-Финляндского массива (ЦФМ) до Черного моря [Luosto, 1997; Красовский, Оровецкий, 2000; Краснопевцева, Щукин, 2000]. При этом АРГ комплексы обычно приурочены к участкам развития именно такой коры, причем конкретно под ними наблюдается ее утонение на 10-20 км [Оровецкий, 1990; Elo, Korja, 1993; Korsman et al., 1999].

АРГК приурочены исключительно к западной, свекофеннской части Восточно-Европейского кратона, практически не выходя за его пределы (рис. 1), и только Салминский массив локализован на границе между свекофеннидами и древним Карельским кратоном (рис. 2А). Вместе с АРГ-комплексами Украинского щита они образуют огромный пояс более 2000 км длиной [Полканов, 1955; Богатиков, 1979]. Возраст АРГК Балтийского щита варьирует от 1,7 до 1,5 млрд. лет [Neumark et al., 1992; Amelin et al., 1994; Рдмц, Наарала, 1996; Ahall, Gower, 1997; Левченков и др., 1998]. Украинские АРГК (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский) несколько древнее; их возраст составляет 1,76-1,78 млрд. лет [Amelin et al., 1994]. Хотя габброиды и анортозиты часто прорываются гранитами, их изотопные возраста практически не различимы, оставаясь в пределах экспериментальной ошибки.

Анортозит-рапакивигранитные комплексы имеют хорошо выраженные интрузивные контакты с вмещающими палеопротерозойскими и архейскими метаморфическими породами, однако сами не подвергались региональному метаморфизму. С ними тесно ассоциируют кислые калиевые вулканиты, кото-

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ



Рис. 1. Схема распределения аноктозит-рапакивигранитных комплексов в западной части Восточно-Европейского кратона (по [Vogatikov et al., 2000]), модифицировано.

1 – габбро-норит-аноктозиты и аноктозиты; 2 – граниты рапакиви: а – установленные геологическими методами, б – по геофизическим данным; 3 – вулканы Транс-Скандинавского пояса; 4 – Готский домен; 5 – норвежские каледониды; 6 – фанерозойские складчатые пояса Западной Европы; 7 – кора Свеккофеннского орогена и площадей мощной свеккофеннской переработки запада Восточно-Европейского кратона: а – участки с мощностью коры (< 45 км), б – участки распространения аномально мощной (> 45 км) коры (по данным [Краснопевцева и Щукин, 2000; Красовский и Оровецкий, 2000; Luosto, 1997]); 8 – преимущественно древняя (архейская и раннепалеопротерозойская) кора Восточно-Европейского кратона.

ЦФМ – Центрально-Финляндский массив; ТСП – Транс-Скандинавский пояс кислого вулканизма (1,78-1,59 Ga); ТЕСЗ – Транс-Европейская сутурная зона; ККА – Крымско-Кавказские Альпиды.

Плутоны: 1 – Ботнический, 2 – Лайтилла, 3 – Вехмаа, 4 – Аландский, 5 – Рижский, 6 – Польский, 7 – Мазурский, 8 – Беларусский, 9 – Коростеньский, 10 – Корсунь-Новомиргородский, 11 – Ахвенисто, 12 – Суомениеми, 13 – Выборгский, 14 – Салминский, 15 – Уляегский, 16 – Лодейнопольский, 17 – Новгородский, 18 – Рагунда, 19 – Нордингра.

Врезка наверху: положение Свеккофеннского домена в пределах Восточно-Европейского кратона. Черное – Норвежские каледониды; затененные площади – подъемы докембрийского фундамента; линия – граница между палеопротерозойской корой Свеккофеннского домена (слева) и преимущественно архейской корой востока кратона.

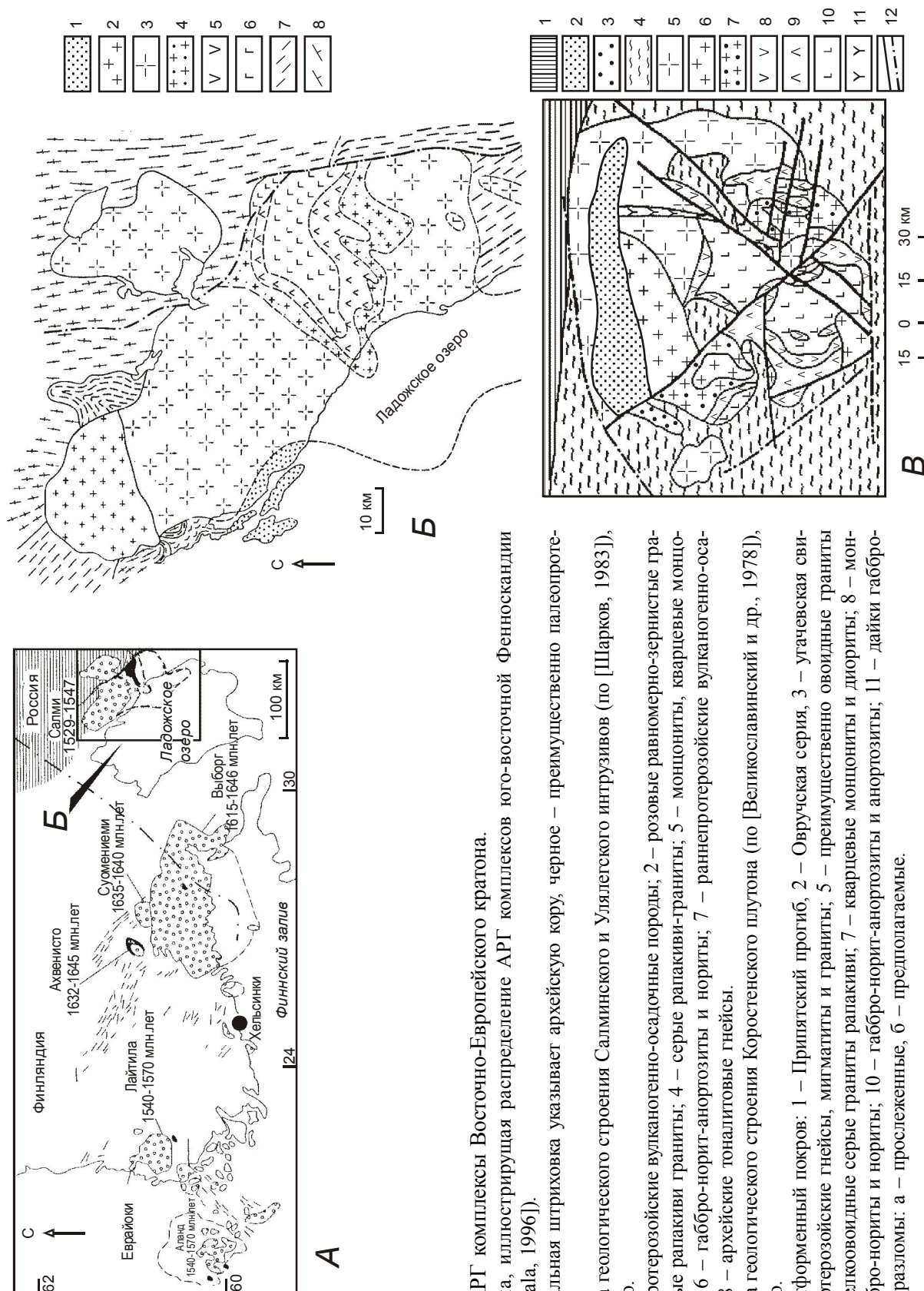


Рис. 2. АРГ комплексы Восточно-Европейского кратона.
 А – Схема, иллюстрирующая распределение АРГ комплексов юго-восточной Фенноскандии (по [Ramo, Naarala, 1996]).

Горизонтальная штриховка указывает архейскую кору, черное – преимущественно палеопротерозойская кора.

В – Схема геологического строения Салминского и Улягского интрузивов (по [Шарков, 1983]), модифицировано.

1 – мезопротерозойские вулканогенно-осадочные породы; 2 – розовые равномерно-зернистые граниты; 3 – розовые рапакиви граниты; 4 – серые рапакиви-граниты; 5 – монцититы, кварцевые монцититы, диориты; 6 – габбро-норит-анортозиты и нориты; 7 – раннепротерозойские вулканогенно-осадочные толщи; 8 – архейские тоналитовые гнейсы.

В – Схема геологического строения Коростенского плутона (по [Великославинский и др., 1978]), модифицировано.

1-3 – платформенный покров: 1 – Припяцкий прогиб, 2 – Овручская серия, 3 – угачевская свита; 4 – палеопротерозойские гнейсы, мигматиты и граниты; 5 – преимущественно оvoidные граниты рапакиви; 6 – мелкоовoidные серые граниты рапакиви; 7 – кварцевые монцититы и диориты; 8 – монцититы; 9 – габбро-нориты и нориты; 10 – габбро-норит-анортозиты и анортозиты; 11 – дайки габбро-долеритов; 12 – разломы; а – прослеженные, б – предполагаемые.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

рые сохраняются в пологих прогибах поверхности плутонов рапакиви, перекрывая их с небольшим угловым несогласием [Великославинский и др., 1978].

Одновременно с АРГК происходило формирование роев диабазовых и кварц-порфировых даек, а местами и комплексных даек, сложенных диабазами в своих краевых частях и гранитами – в центре [Рдмц, 1991]. Диабазовые дайки часто являются интра-интрузивными телами, которые секут граниты рапакиви и, в свою очередь, секутся гранитами. В некоторых случаях они даже внедрялись в интрузивные камеры, где еще существовал жидкий гранитный расплав, образуя своеобразные застывшие «фонтаны» базитового вещества в гранитном (явление минглинга).

Формирование анортозит-рапакивигранитных батолитов было связано с возобновлением тектоно-магматических процессов на Восточно-Европейском кратоне около 1,8-1,7 млрд. лет назад, сопровождавшихся внутриплитным базальтовым магматизмом [Glebovitsky, 1997; Шарков, 1999]. Тип магматической активности зависел от мощности коры. Так, в отличие от западной части кратона, в Карело-Кольском и Волго-Уральском доменах с нормальной мощностью коры (~40 км) в это время развивались обычные континентальные рифтовые зоны [Грачев и др., 1994; Краснобаев и др., 1992].

Геологическое строение анортозит-рапакивигранитных батолитов

Интрузивы АРГ формируют неправильные в плане крупные многофазные тела площадью от десятков до десятков тысяч км², индивидуальная эволюция которых длилась до 30 млн. лет [Neymark et al., 1992; Amelin et al., 1994, 1997; Рдмц, Наарала, 1996]. Они образованы в основном габбронорит-анортозитами и гранитами рапакиви, которые преобладают. Мафические породы, главным образом габбро-норит-анортозиты, нориты, габбро-нориты и монцониты, играют подчиненную роль или просто отсутствуют. Породы промежуточного состава (монцониты, кварцевые монцониты и диориты) редки, и плутоны, по существу, представляют собой бимодальные ассоциации. Местами, рассматриваемые массивы напоминают грубо расслоенные интрузивы с постепенными переходами между

породами, иногда сопровождаемые зонами ритмичного переслаивания: от габбро-норит-анортозитов через нориты, монцониты, кварцевые монцониты и диориты к собственно гранитам рапакиви (Салминский, Ахвенисто, Коростенский и др.).

Граниты рапакиви Фенноскандии характеризуются крупными овальными (овоидными) концентрически-зональными выделениями щелочного полевого шпата (ортоклаза), которые часто окружены каймами олигоклаз-андезина (выборгиты) или без них (питерлиты). Кроме того, щелочной полевой шпат встречается и в форме более мелких субидiomорфных кристаллов. Необычны и мафические породы АРГК. С одной стороны, в них широко представлены низко-Са пироксены, типичные для образований известково-щелочной серии, связанной с зонами субдукции. Однако, с другой стороны, они характеризуются широким развитием Fe-Ti оксидов (ильменита и титаномагнетита), что характерно для пород внутриплитного происхождения.

Ниже рассмотрены три типичных примера АРГК, от самого древнего до наиболее молодого. **Коростенский батолит** в Украине имеет неправильную, почти прямоугольную форму при площади около 12000 км² [Великославинский и др., 1978; Amelin et al., 1994]. Он внедрился в палеопротерозойские гнейсы и мигматиты, которые у контактов подверглись ороговикованию и секутся многочисленными апофизами гранитов рапакиви. На схематической карте массива (рис. 2В) видно, что вмещающие породы локально развиты в плутоне как эрозионные окна или крупные ксенолиты. Его северная часть несогласно перекрывается вулканогенно-осадочными породами овручской свиты с возрастом 1650 млн. лет, содержащими многочисленные потоки дацитовых и риолитовых лав [Shcherbak et al., 2000]. Согласно U-Pb датировкам по циркону и бадделеиту, возраст Коростенского батолита варьирует от 1,79 до 1,76 млрд. лет [Amelin et al., 1994]. Здесь, в гранитах рапакиви, весьма обычны крупные тела зональных (камерных) топаз-содержащих пегматитов с пьезокварцем. Развиты также многочисленные дайки титанистых диабазов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров.

Наиболее распространенная разновидность пород плутона – мелкоовоидные биотит-роговообманковые граниты рапакиви.

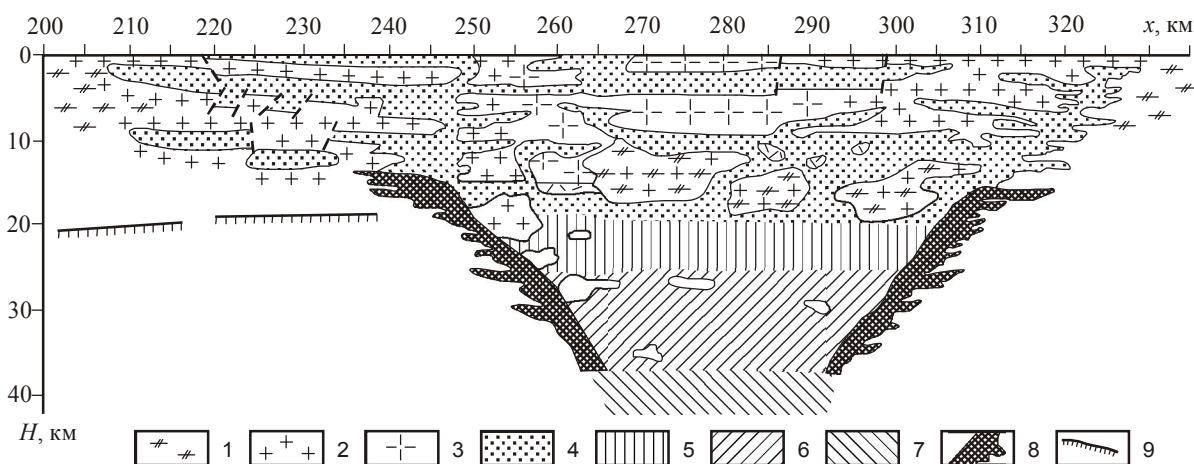


Рис. 3. Коростенская трансоровая аномалия (по [Оровецкий, 1990]).

1 – гнейсы и граниты раннего палеопротерозоя; 2 – рапакивидные граниты; 3 – рапакиви; 4 – габбро-норит-анортозиты; 5 – габбро-нориты; 6 – нориты; 7 – ультрамафиты; 8 – «краевые ультрамафиты»; 9 – сильная внутрикоровая граница: не прослеживаемая через Коростенскую трансоровую аномалию.

Грубозернистые оvoidные биотит-роговообманковые граниты, типичные для АРГК Фенноскандии, менее обычны. Анортозиты и габбро-норит-анортозиты наблюдаются главным образом в его южной и центральной частях, формируя пять «массивов», или «блоков», которые занимают около 25 % его площади.

Волдарск-Волынский «блок» является крупнейшим телом базитов площадью около 1250 км² и мощностью 2-3 км. Его центральная часть сложена темными иризирующими грубозернистыми анортозитами и габбро-норит-анортозитами, которые как по латерали, так и по вертикали сменяются зонами ритмичного переслаивания габбро-норитов и монцонитов; наряду с ними наблюдаются прослои пироксенитов (гиперстенитов), троктолитов и железистых гарцбургитов мощностью от нескольких метров до 10 м. Общая мощность зоны переслаивания достигает 1000-1300 м. Как следует из геологических наблюдений, породы интрузива локально деформированы в пологие складки.

Породы анортозитового комплекса обычно полого погружаются под вмещающие граниты. При этом часто наблюдается вертикальная и горизонтальная зональность: монцониты снизу вверх постепенно сменяются кварцевыми монцонитами и диоритами; затем идут мелкоовoidные зеленые и серые рапакиви, серые редкоовoidные рапакиви, ро-

зовые крупноовoidные биотит-роговообманковые рапакиви и, наконец, равномернозернистые биотитовые граниты [Личак, 1983].

Однако взаимоотношения между основными и кислыми породами неоднозначны. С одной стороны, граниты и базиты связаны промежуточными разновидностями, о которых говорилось выше. С другой стороны, граниты часто интрузируют породы «анортозитового комплекса», а также одни их разновидности секут другие. Такие взаимоотношения пород, очевидно, являются результатом многофазного формирования плутона.

Геофизические данные свидетельствуют о том, что плутон представляет собой верхнюю часть огромной трансоровой системы, образованной чередованием мощных (от 0,5 до 3 км) субгоризонтальных пластин базитов и гранитов (рис. 3). Эта система имеет конусообразную форму и прослеживается до глубин 35-40 км, располагаясь над 10-15-километровым выступом мантии [Оровецкий, 1990].

Выборгский батолит имеет неправильно-овальную форму (рис. 2А) и с учетом его южной части, скрытой под акваторией Финского залива, его площадь составляет около 30000 км². Считается, что плутон был образован в три интрузивных фазы. Породы первой фазы представлены кварцевыми сиенитами («лапее-гранитами»). Оvoidные биотит-роговообманковые граниты рапакиви sen-

su stricto, отнесенные ко второй фазе, образуют около 76 % его площади. Редкоовоидные граниты рапакиви принадлежат третьей фазе. Габбронорит-анортозиты в Выборгском плутоне встречаются только в форме мелких блоков и ксенолитов в овоидных гранитах и лапее-гранитах.

Плутон прорывает свекофенские гнейсы и сланцы. Геофизические данные свидетельствуют о том, что он имеет грубо-пластинообразную форму и состоит из отдельных интрузивов гранитов рапакиви общей мощностью около 30 км. Высокоплотное тело толщиной около 6 км, интерпретируемое как габбро-анортозиты, расположено на глубине 10 км [Elo, Kogja, 1993]. Под плутоном мощность коры составляет 41 км, т.е. на 6-20 км меньше, чем в его окружении.

Сравнительно небольшие сателлиты этого батолита – интрузив анортозитов-гранитов рапакиви Ахвенисто и чисто гранитный – Суоминиеми, расположены к северу от плутона. Интрузив Ахвенисто имеет подковообразную форму и крутое залегание расслоенности. Как и в Коростенском плутоне, в нем вдоль границы анортозитов с гранитами рапакиви наблюдается зона переслаивания анортозитов с норитами, габбро-норитами и различными монцонитами, которые играют подчиненную роль [Alviola et al., 1999]. Изотопные датировки в Выборгском массиве варьируют от 1615 до 1646 млн. лет, в Ахвенисто – от 1632 до 1640 млн. лет, и в Суоминиеми – от 1635 до 1646 млн. лет [Рдмц, Наарала, 1996].

Вулканические породы, генетически связанные с Выборгским батолитом, встречены близ его южного края на острове Гогланд (Суурсаари) в восточной части Финского залива. Они формируют бимодальную вулканическую последовательность мощностью в 110 м, перекрывающую свекофенские породы. Нижняя часть образована 20-метровым потоком порфировидных базальтов, на которых залегает мощный покров кварц-порфировых риолитов с возрастом 1638 ± 4 млн. лет [Левченков и др., 1998].

Салминский батолит расположен на северо-восточном берегу Ладожского озера (южная Карелия) [Свириденко, 1968; Великославинский и др., 1978]. Относительно мелкие сателлитные интрузивы гранитов рапакиви – Улялегский и Лодейнопольский – находятся к северу и к югу от него. Батолит вытянут в северо-западном направлении на 125 км. С

учетом скрытых под платформенным чехлом и водами Ладожского озера частей массива, его площадь составляет около 5000 км². В нем устанавливается хорошо выраженная зональность (рис. 2Б). Его северная часть образована розовыми равномернозернистыми биотитовыми гранитами, которые к югу сменяются розовыми же овоидными гранитами рапакиви (преимущественно выборгитами), затем серыми мелкоовоидными гранитами, кварцевыми диоритами и кварцевыми монцонитами (кварцевыми сиенитами). Буровыми скважинами в южной части интрузива вскрыты темные анортозиты и габбронорит-анортозиты с маломощными прослоями монцонитов, норитов и, редко, бронзититов [Бантова и др., 1975]. В плутоне и во вмещающих его породах встречаются небольшие тела альбитизированных Li-F лейкократовых гранитов и грейзенов, относимые к финальной фазе становления батолита.

Форма интрузива интерпретируется как грубо-пластинообразная [Великославинский и др., 1978]. Снизу вверх габбронорит-анортозиты сменяются норитами, монцонитами, кварцевыми монцонитами и кварцевыми диоритами, серыми мелкоовоидными гранитами рапакиви, розовыми овоидными гранитами рапакиви и биотитовыми гранитами [Шарков, 1983]. По аналогии с Коростенским плутоном предполагается, что горизонтальная зональность, видная на карте, по существу является вертикальной. С этой точки зрения, мафические породы в юго-восточной части батолита образуют пологую антиклинальную складку, ось которой, согласно геофизическим данным (А.Н. Берковский, ИГГД РАН, личное сообщение, 1990), полого погружается под акваторию Ладожского озера.

Детальное U-Pb изотопное датирование пород по циркону [Neumark et al., 1992; Amelin et al., 1997] показало, что формирование интрузива происходило на протяжении примерно 18 млн. лет: от 1547 ± 1 млн. лет до $1529 \pm 0,6$ млн. лет. При этом период размещения индивидуальных фаз гранитов рапакиви варьировал от ~ 5 до ~ 3 млн. лет. Биотит-амфиболовые граниты Улялегского массива на 5-10 млн. лет моложе, чем аналогичные граниты Салминского батолита. Rb/Sr внутренняя эохрона для гранитов имеет возраст 1455 ± 17 млн. лет, вероятно, маркируя завершение постмагматических процессов.

Геохимия анортозит-рапакивигранитных комплексов

По своим геохимическим особенностям граниты рапакиви относятся к А-типу гранитов, характеризующихся высокими Fe/Mg и K/Na отношениями и повышенной общей щелочностью. Граниты имеют повышенные же содержания Zn, Pb, Mo и Zr; для поздних дифференциатов и альбитизированных разновидностей характерны высокие концентрации Be, Sn, Y, Nb, Rb, F и W, а высокие Li и U отмечаются только в альбитизированных гранитах. Высокие концентрации TiO₂ в породах коррелируют с повышенным содержанием P₂O₅. Концентрации Al, Ca и Fe в породах существенно возрастают в габбро-норит-анортозитах. В целом, мафические породы в АРГК имеют низкие содержания Mn, Ni, V, Cu и Y при высоких Ce, Sn, Mo и La, и, локально, P, Ti и Pb. При этом при переходе от гранитов к мафитам концентрации P, Ti, Co, Sr и Sc в целом возрастают, а Pb, Nb, Ba, Y и Yb – уменьшаются. Представительные анализы пород Салминского батолита приведены в табл. 1.

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в главных типах пород этого батолита иллюстрируется рис. 4. Из него видно, что все породы имеют сходный характер графиков при общем увеличении содержаний РЗЭ от мафитов к гранитам. При этом Eu аномалии имеют встречный характер за исключением монцонитов и габбро-норитов, а также внутри-интрузивных диабазов. Обращает на себя внимание, что график распределения

РЗЭ в последних практически не отличается по конфигурации от других пород. Наиболее сложный график получился для выборгитов, что, возможно, связано с особенностями их происхождения (см. ниже).

Поздние фракционаты гранитов рапакиви по химизму близки к Li-F гранитам и их вулканическим аналогам – онгонитам [Магматические..., 1987]. Это подтверждается изучением расплавных включений в топазах из камерных пегматитов Коростенского плутона [Коваленко и др., 1996]. Эти включения характеризуются высокими содержаниями фтора (5 мас. %), которое даже выше, чем в онгонитах, а также Al, щелочей и хлора, при исключительно низких содержаниях ферромагнетических компонентов и низком аргпаитовом коэффициенте. Содержание воды в расплаве оценивается в 9 мас. %. Присутствие таких гранитов и геохимическая специализация рапакиви (высокие K, Rb, Nb, Y, Zr, F, Sn, Be и Li, а также общее распределение РЗЭ) свидетельствуют о том, что рапакиви аналогичны А-типу субщелочных гранитов [Neumark et al., 1992; Рдмц, Наарала, 1996]. Согласно тектономагматической классификации, предложенной Дж. Пирсом с соавторами [Pearce et al., 1984], граниты рапакиви лежат в поле внутриплитных образований.

О. Рдмц [1991] выполнил обширные изотопные исследования рапакиви и ассоциирующих пород Балтийского щита. Он показал, что граниты имеют величину εNd(T) между -3,1 и -0,2, и TDM модельный возраст (кроме топаз-содержащих гранитов) составляет

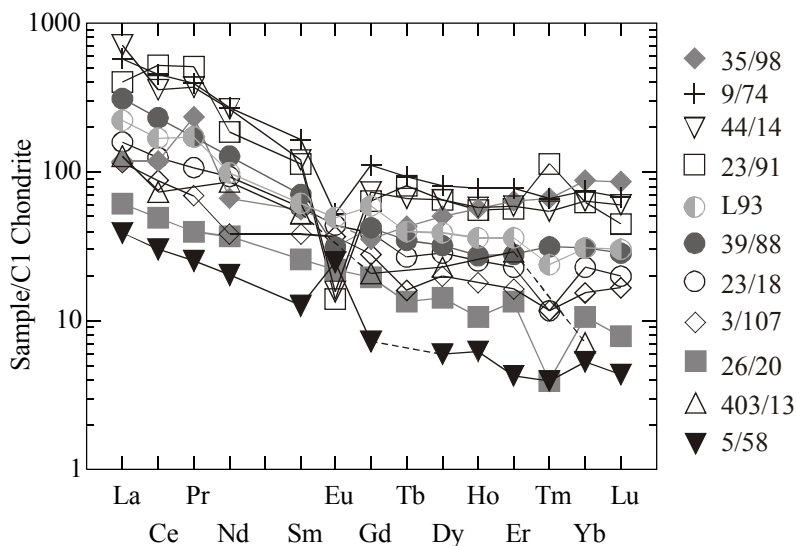


Рис. 4. Нормализованные к хондриту (по [McDough, Sun, 1996]) спектры РЗЭ в породах Салминского батолита.

Анализы выполнены в ИГЕМ РАН методом ICP-MS. Аналитик С.А. Горбачева.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Таблица 1

Представительные анализы пород Салминского батолита

№№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Samples/ Oxides	1/83	3/107	26/20	5/58	23/18	39/88	9/74	44/14	35/98	23/91	403-13	L-93
SiO ₂	51,30	48,40	50,21	55,48	51,90	63,46	65,50	69,31	73,87	76,73	75,60	52,80
TiO ₂	0,44	3,60	2,37	0,04	3,50	1,25	1,05	0,65	0,32	0,15	0,07	3,25
Al ₂ O ₃	3,10	17,05	20,80	27,52	14,60	13,50	13,43	13,20	11,37	12,68	13,60	15,23
Fe ₂ O ₃	1,32	1,40	1,87	0,69	2,17	2,50	1,56	1,51	1,52	0,72	0,38	3,20
FeO	17,35	10,41	7,39	1,11	9,77	6,09	6,19	3,72	2,29	0,95	1,79	8,38
MnO	0,33	0,23	0,12	0,05	0,19	0,10	0,07	0,02	0,02	0,04	0,03	0,05
MgO	21,00	4,47	2,33	0,08	2,33	1,06	0,88	0,47	0,20	0,26	0,22	2,96
CaO	3,16	8,29	8,94	9,31	7,04	3,66	3,95	2,25	1,20	0,98	0,97	7,00
Na ₂ O	0,30	2,99	3,58	3,87	2,94	2,86	2,76	3,02	2,82	3,21	2,23	3,11
K ₂ O	0,08	0,82	0,90	0,80	2,36	4,18	3,13	4,90	5,04	3,55	4,45	1,88
P ₂ O ₅	0,01	1,37	1,01	0,08	1,27	0,34	0,25	0,17	0,09	0,07	<0,03	0,63
F	0,01	0,10	0,11	0,05	0,05	0,06	0,08	0,09	0,14	0,20	1,10	0,06
H ₂ O	–	0,16	0,05	0,12	0,27	0,23	0,08	0,30	0,34	0,02	0,14	0,32
L.O.I.	1,77	1,27	0,82	0,96	1,82	0,75	1,02	0,38	0,82	0,53	1,19	1,20
Total	100,16	100,43	100,39	100,11	100,16	99,98	99,87	99,73	99,90	99,82	101,17	100,01
Sc	–	24,6	–	–	25,4	12,1	9,5	6,0	4,7	4,2	–	33,3
Zn	–	–	–	–	–	115	88	63	102	98	–	31
Sn	–	–	–	–	–	4	4	5	–	–	–	49
Ga	–	–	–	–	–	18	20	27	23	25	–	–
Rb	15	26	9	10	8	175	133	178	152	240	893	60
Li	3	20	9	8	11	20	25	42	30	46	686	9
Sr	135	337	578	826	408	142	130	119	126	38	42	325
Y	33	43	26	23	61	82	40	45	53	65	–	43
Zr	45	398	40	32	365	1011	376	483	463	380	59	246
Nb	33	36	20	18	35	74	20	25	34	88	–	15
Pb	10	6	5	4	18	25	24	25	27	30	–	8
Ba	166	454	432	390	208	1971	1060	1058	1073	1080	–	602
Ni	230	22	85	12	11	45	23	20	16	12	–	19
Co	65	30	10	5	24	7	5	8	28	7	<10	8
V	41	151	58	31	170	15	11	15	18	17	–	233

Примечание. Оксиды и фтор в мас.%, редкие элементы в ppm. 1 – ортопироксенит; 2 – габбро-норит; 3 – габбро-норит-анортозит; 4 – анортозит; 5 – монзонит; 6-7 – кварцевый монзонит; 8 – серый гранит рапакиви; 9 – розовый выборгит; 10 – розовый биотитовый гранит; 11 – Li-F гранит (по [Neumark et al., 1994]); 12 – внутриплутоническая диабазовая дайка.

Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ РАН. Редкие элементы определены рентгено-флуоресцентным методом на рентгеновском спектрометре PW 2400 (Phillips).

2,06 млрд. лет. Изотопный состав Pb в щелочном полевым шпате очень близок к установленному для свекофеннской коры, что предполагает именно ее в качестве главного ис-

точника финских рапакиви. Моделирование происхождения гранитов Суоминниemi, выполненное О. Рамо на основе главных и редких компонентов, показало, что родоначаль-

ная фельзитическая магма (около 73 мас. % SiO_2), могла произойти при 20 % плавлении гранодиоритового субстрата. Расчеты показали, что последующая эволюция, вероятно, контролировалась кристаллизацией щелочного полевого шпата, кварца, мафических минералов и Fe-Ti оксидов (в пропорции 68 : 15 : 15 : 2) с небольшим количеством апатита и циркона. Происхождение пород варьировало от кумулатов (роговообманковые и биотит-роговообманковые граниты) до кристаллизации остаточной жидкости (биотитовые граниты, топаз-содержащие граниты).

Детальные изотопные исследования были также выполнены и для Салминского батолита, который расположен на границе Свекофеннского домена и архейского Карельского кратона [Рдмц, 1991; Neymark et al., 1992]. Согласно этим данным, граниты представляют собой смесь 1 : 1 протерозойского и архейского корового материала, а также архейской нижней коры с низким содержанием радиогенного Pb. Габбро-норит-анортозиты и граниты этого плутона имеют аналогичные первичные изотопные составы Nd, Sr и Pb полевых шпатов (ϵNd от -6,5 до -8,2; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7052-0,7057$ в базитах, и ϵNd от -6,2 до -8,9; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7050-0,7072$ в гранитах). Двухстадийный неодимовый TDM модельный возраст для обоих типов этих пород варьирует от 2,60 до 2,80 млрд. лет. Древний источник легких РЗЭ при имеющихся U/Pb и Rb/Sr отношениях слабо позиционирован во времени, но повышенное Th/U отношение характерно для источников как базитовых, так и кислых пород. Согласно этим авторам, данные для мафических пород не могут быть объяснены только коровой контаминацией; требуется также селективная ассимиляция Pb, Sr и Nd из архейской коры. По мнению этих исследователей, гранитная магма произошла при анатексисе корового материала в результате подъема мантийного диапира.

Диабазовые дайки кристаллизовались из расплавов толеитовых Fe-Ti базальтов, типичных для внутриплитного магматизма континентов [Рдмц, 1991]. Они умеренно обогащены легкими РЗЭ; $\epsilon\text{Nd}(T)$ варьирует от -1,2 до +1,6. Изотопный состав совпадает с ростом кривой корового Pb и дает вторичную изохрону с возрастом 1,85 млрд. лет, который на 200 млн. лет превышает возраст действительной кристаллизации.

Таким образом, геологические, геохимические и геофизические данные свидетельствуют о том, что АРГ комплексы представляют собой крупные многофазные интрузивы, формировавшиеся на протяжении 20-30 млн. лет.

Петрологическая модель формирования и развития анортозит-рапакивигранитных комплексов

Происхождение родоначальных магм анортозит-рапакивигранитных комплексов

Как следует из геохимических и изотопных данных, родоначальные магмы АРГ батолитов произошли как из мантийных, так и коровых источников. Присутствие внутриплутонических диабазовых даек и комплексных даек свидетельствует о том, что в период их становления процессы плавления происходили одновременно и в мантии и в коре. Локализация АРГК над подъемами мантии, по-видимому, указывает на то, что эти подъемы в то время представляли собой головные части мантийных плюмов, где вследствие адиабатической декомпрессии происходило плавление их вещества. Новообразованные базальтовые расплавы внедрялись в вышележащую гранитную кору, вызывая ее плавление и приводя к возникновению над плюмами сложных магматических систем.

О строении этих систем можно судить по геофизическим данным под АРГК. Как уже указывалось, здесь наблюдаются транскоровые аномалии, характеризующиеся чередованием мощных слоев кислых и основных пород. По-видимому, происхождение такой структуры было связано с внедрением серии крупных силлоподобных тел базальтового расплава (скорее всего Fe-Ti базальтов, аналогичных по составу дайкам) на различных глубинах внутри сиалической коры и ее последующего плавления над ними.

Механизм такого плавления был рассмотрен Хуппертом и Спарксом [Huppert, Sparks, 1988]. Согласно их теплофизическим расчетам, плавление должно было вызываться нагревом сиалической коры над телами горячей мантийной магмы, поскольку в результате конвекции основное количество тепла от затвердевающих магматических тел (интрузивов) уходит через их кровлю. При этом мощ-

ность новообразованного слоя фельзического расплава могла вдвое превышать мощность базальтового силла. На начальных стадиях процесса граница между базальтовым расплавом и частично расплавленной сиалической кровлей являлась гравитационно неустойчивой. Такая неустойчивость была связана с погружением относительно холодного резорбированного корового материала (рис. 5А). Этот материал затем растворится в горячем базальтовом расплаве, приводя к изменению его состава, в частности, к его обогащению SiO_2 и Al_2O_3 . В результате, расплав в такой камере должен приобрести особенности, характерные как для внутриплитных Fe-Ti базальтов, так и для остоводужных толеитов. По-видимому, это и является главной причиной преобладания плагиоклазовых кумулатов среди мафитов АРГ плутонов, а также широкого развития в породах низкокальциевых пироксенов, что характерно для пересыщенных кремнеземом расплавов, но не типично для магматических образований внутриплитного происхождения.

Состав расплава в камере на начальных стадиях плавления гомогенизировался конвекцией. Однако, по мере возрастания степени плавления сиалической коры, в верхней части камеры появлялся мощный слой легкого гранитного расплава, который в конвекцию не вовлекался, и в результате здесь формировалась двухслойная конвективная система. С этого момента верхняя и нижняя части магматической камеры развивались независимо (рис. 5Б). Высокотемпературный слой базитового расплава должен был затвердевать первым; верхний же слой легкого кислого расплава, подогреваемый снизу, оставался в жидком состоянии длительное время, практически не смешиваясь с базитовым расплавом. Массообмен между ними мог осуществляться только в форме диффузии наиболее подвижных компонентов, в частности, щелочей (см. ниже). Очевидно, именно в этот период высвобождающиеся при затвердевании базальтовой магмы летучие компоненты уходили в гранитный расплав, обогащая его несовместимыми элементами.

Подобно всем крупным мафическим интрузивам [Уэйджер, Браун, 1970], нижняя (базитовая) часть расслоенной магматической камеры из-за разницы в величинах адиабатического градиента и градиента точки плавления должна была затвердевать снизу вверх,

от подошвы к кровле [Jackson, 1961; Шарков, 1980]. Это подтверждается наличием в мафических породах кумулятивных структур, ритмичной расслоенности и закономерным строением анортозитовых «блоков» во многих АРГ комплексах с переходом снизу вверх от анортозитов к монцонитам. Направленная кристаллизация контаминированного, обогащенного Al_2O_3 и SiO_2 базальтового расплава должна была начаться с выделения основного плагиоклаза и привести к формированию плагиоклазовых кумулатов (анортозитов и габбро-норит-анортозитов). За ними должны следовать пироксен-плагиоклазовые кумулаты (нориты и габбро-нориты), оливин-плагиоклазовые (троктолиты) и пижонит-содержащие кумулаты (пижонитовые нориты и габбро-нориты). Кристаллизация такого расплава должна была завершиться плагиоклаз-ортоклаз-пироксеновыми кумулатами (монцонитами) с высоким содержанием Fe-Ti оксидов и апатита [Шарков, 1983]. Это и наблюдается в наиболее сохранившихся АРГК. Разница по составу между последними, очевидно, была связана с масштабами ассимиляции базальтами корового материала.

Кристаллизация вышележащего слоя кислого расплава могла начаться только после затвердевания нижележащего слоя горячей магмы и, по тем же причинам, происходить снизу вверх. Судя по хорошо сохранившимся разрезам таких плутонов, как Салминский и Коростенский, наиболее высокотемпературными кумулатами здесь являлись кварцевые монцониты и кварцевые диориты. За ними следовали мелко- и редкоооидные серые или зеленые рапакиви, а затем – розовые биотит-роговообманковые рапакиви, которые обычно слагают основной объем АРГ комплексов. Наиболее эволюционированные расплавы кристаллизовались как равномернозернистые биотитовые граниты и Li-F граниты.

Идеализированный разрез финального интрузивного тела, возникшего при затвердевании такой двойной магматической камеры, приведен на рис. 5В.

Особенности геохимии гранитов рапакиви как следствие механизма формирования интрузивов АРГК

Предложенная модель, по-видимому, может объяснить целый ряд геохимических

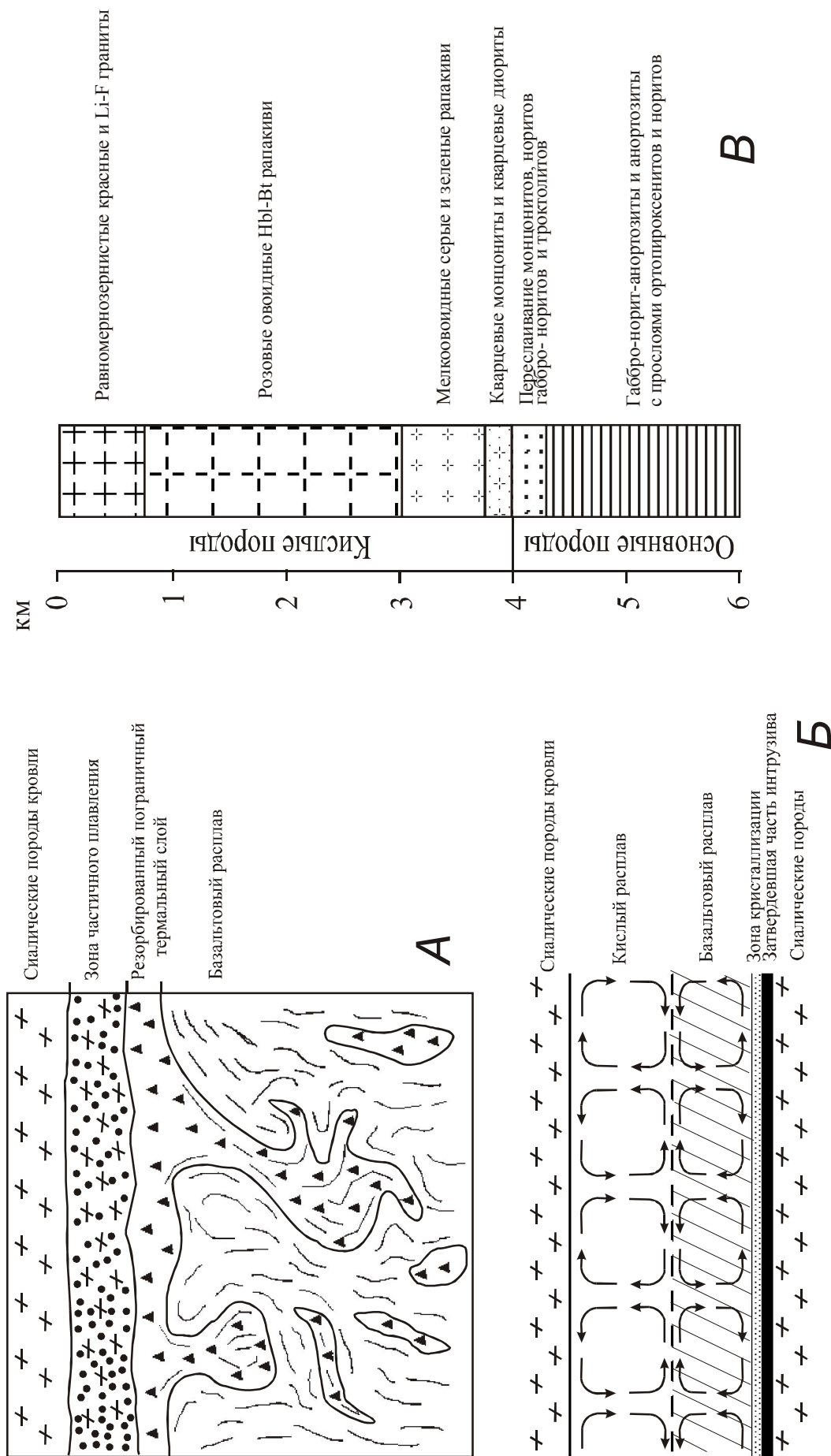


Рис. 5. Схема, иллюстрирующая процесс формирования анортозит-рапакивигранитного интрузива.

А – процессы в сиалитической кровле над мощным базальтовым силор (по [Hurrett, Sparks, 1988]), модифицировано. Б – структура двойной конвекции в магматической камере при формировании АПГ комплексов. В – предполагаемый разрез такой затвердевшей магматической камеры.

особенностей пород, например, обогащенность гранитов рапакиви редкими элементами и их существенно калиевый состав, не согласующийся с составом плавившегося субстрата, в рассматриваемом случае – свекофеннской гранодиоритовой коры.

Как уже указывалось, граниты рапакиви обогащены такими специфическими элементами, как Fe, Ti, щелочи, P, Ba, Zr, Rb, Li, F и др. О. Рдмц [1991] и L. Neymark с соавторами [1992] связывали такое обогащение с несовместимостью этих элементов при плавлении сиалической коры, что вряд ли может объяснить его масштабы, которые, очевидно, требуют их дополнительного источника. В этой связи обращает на себя внимание, что именно эти элементы типичны для мантийных флюидов, ответственных за мантийный метасоматизм, и играют важную роль в формировании внутриплитных мантийных магм, особенно Fe-Ti пикритов и базальтов [Bogatikov et al., 2000]. Поэтому можно думать, что подток таких горячих флюидов из нижележащего слоя базальтового расплава в вышележащий слой фельзического в процессе их длительного сосуществования как раз и мог обеспечить наблюдаемые геохимические особенности пород. Возможно, такие флюиды поступали и непосредственно из головной части мантийного плюма. Они являлись хорошими переносчиками тепла и способствовали плавлению коры над головными частями мантийных плюмов, равно как и инъекции базальтовой магмы в форме даек и минглинга.

Другой проблемой, связанной с гранитными рапакиви, является их существенно калиевый состав. Вероятно, это связано с тем, что согласно экспериментам [Leshner, 1994; Биндеман, Дэвис, 1999], долговременное сосуществование слоев базальтовой и гранитной магмы в единой камере приводит к диффузионному обмену щелочами между ними: калий быстро уходит из базальтового расплава в гранитный, а натрий – в обратном направлении.

Формирование структуры рапакиви

Такой специфический механизм формирования АРГК, вероятно, может объяснить и формирование оvoidных структур в гранитах, представляющих собой особую петрологическую проблему. Как известно, округлая форма кристаллов является неравновесной и не мо-

жет возникнуть при свободной кристаллизации из расплава, поскольку ребра кристаллов находятся в более благоприятных условиях питания по сравнению с гранями, и кристаллы растут преимущественно ребрами, что и обеспечивает их кристаллографическую форму. Поэтому оvoidы не могут быть фенокристаллами, как полагают многие петрологи [Великославинский и др., 1978]. Для объяснения этой загадки было предложено множество гипотез, включая резорбцию минерала, кристаллизацию из высоко-вязкой жидкости, смешение магм, адиабатическую декомпрессию мегакристов в горячей и сухой гранитной магме А-типа, приводящую к их частичному растворению, кумуляцию кристаллов в стратифицированной по составу магматической камере или системе камер разной глубинности, быстрое изменение условий кристаллизации в результате подъема магмы и продолжение ее кристаллизации в менее глубоких очагах и т.д. [Рдмц, Наарала, 1996].

По-видимому, образование оvoidов было связано с кристаллизацией богатого калием фельзического расплава в условиях его подогрева снизу затвердевшим, но еще горячим телом мафитовых кумулатов, что приводило к доминированию восходящих конвективных токов. Выделившиеся в таких условиях легкие ($\sim 2,57 \text{ г/см}^3$) кристаллы ортоклаза увлекались восходящими токами и частично резорбировались (начиная с ребер кристаллов, что вело к появлению их округлой формы) в горячем расплаве внутренних частей магматической камеры. Поскольку их плотность была все же больше плотности содержащей их магмы, при снижении динамических характеристик воздымающегося потока, они начинали погружаться, возобновляя рост, затем снова вовлекались в восходящие течения, опять частично растворялись и так далее. Такие процессы кристаллизации-растворения могли повторяться много раз, ведя к появлению концентрически-зональных кристаллов овальной формы. В конечном счете такие оvoidы оседали на дно камеры, попадая в зону кристаллизации уже в качестве чужеродных тел. В результате формировалась типичная для гранитов рапакиви комбинированная текстура, где оvoidы располагаются среди субидiomорфных кристаллов калиевого полевого шпата. На финальных стадиях затвердевания, когда избыток К в расплаве исчерпыва-

ется за счет кристаллизации К-полевого шпата, начинает выделяться эвтектическая ассоциация минералов (кварц, плагиоклаз и ортоклаз), продуцируя эквигранулярные граниты.

Происхождение олигоклазовых кайм вокруг овоидов, вероятно, связано с увеличением парциального давления воды в эволюционированном гранитном расплаве зоны кристаллизации, когда в системе Or-Ab-An-Qtz появляется область несмесимости. Это должно привести к замещению К-полевого шпата плагиоклазом [Kravtsova, 1992].

Проведенное в ряде массивов гранитов рапакиви детальное изучение включений в овоидах показало, что их внутренние части нередко кристаллизовались при более низких температурах и более высоких давлениях ($T = 680-720^{\circ}\text{C}$, $P = 5-6$ кбар) по сравнению с их периферией и олигоклазовыми оторочками ($T = 780^{\circ}\text{C}$, $P = 3,5-1$ кбар) [Eklund, Shebanov, 1999]. Это предполагает, что формирование таких овоидов началось на глубине, с которой они магматическими токами были вынесены в другую, менее глубинную камеру. Возможен и другой вариант, когда в процессе направленного снизу вверх затвердевания толстого слоя гранитного расплава формирование овоида началось на ранних стадиях его затвердевания, а закончилось – на поздних, уже в верхних частях магматической камеры.

Формирование анортозит-рапакивигранитных батолитов

Другим следствием более раннего затвердевания базальтовых силлов относительно новообразованных слоев гранитного расплава должна являться многофазность батолитов, поскольку гранитный расплав длительное время сохранялся в жидком состоянии, провоцируя гравитационную неустойчивость в пределах крупной трансформированной магматической системы. Кроме того, маловероятно, чтобы камеры на различных глубинах формировались одновременно; скорее они развивались в разное время в процессе существования такой системы, как это следует из геохронологических данных (см. выше). Очевидно, что такая долгоживущая система с сосуществующими промежуточными камерами разной глубинности не может быть устойчива, особенно при наличии огромных объемов легкосиликатического расплава. Последний неизбежно

будет периодически перемещаться на более высокий уровень в качестве новой интрузивной фазы (рис. 6). Из этого же следует, что мафические породы в большинстве случаев могли сохраниться только как блоки среди более молодых гранитов.

Кроме того, можно ожидать и деформации еще горячих затвердевших пород с образованием как пологих складок типа устанавливаемых в Салминском и Коростенском плутонах, так и крутых залеганий пород, как в массиве Ахвенисто.

Глубина становления АРГК может быть оценена по ортопироксеновому геобарометру [Wood, Strens, 1971] в кварц-содержащих мафических породах (габбро-норит-анортозите, троктолите и монцоните) из различных массивов. Согласно полученным данным, изученные батолиты кристаллизовались при давлении от 2 до 6 кбар, что соответствует глубинам 7-20 км [Шарков, 1983]. Салминский батолит является наименее глубинным (давление около 2-3 кбар). Крупнейший на Восточно-Европейском кратоне Рижский анортозит-рапакивигранитный массив [Богатиков, 1979] является самым высокобарическим (5-6 кбар). Коростенский плутон формировался на промежуточных глубинах (3-4 кбар). Эти оценки в целом совпадают по величине с данными, полученными другими методами. В упоминавшейся выше работе [Коваленко и др., 1996] по изучению расплавных и газожидких включений в топазах из пегматитов Коростенского плутона величина давления оценивается в 2,6-3,0 кбар. Формирование гранитов рапакиви Выборгского батолита происходило при давлении 2,5-5,4 кбар (по содержанию Al в амфиболе [Elliott, 2001]). Как видно из этих данных, оценки глубины формирования АРГ комплексов, выполненные разными методами и разными авторами, весьма близки, свидетельствуя о том, что большинство массивов кристаллизовалось при давлении 3-5 кбар.

Дискуссия

Тектоническое положение АРГ комплексов сейчас дискуссионно. D. Corrigan и S. Harper [1997] полагают, что анортозиты и ассоциирующие с ними гранитоиды в Гренвилльском орогене обязаны своим происхождением конвективному утонению (деламинации) субконтинентальной мантии. K.-I. Ahall с соавто-

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

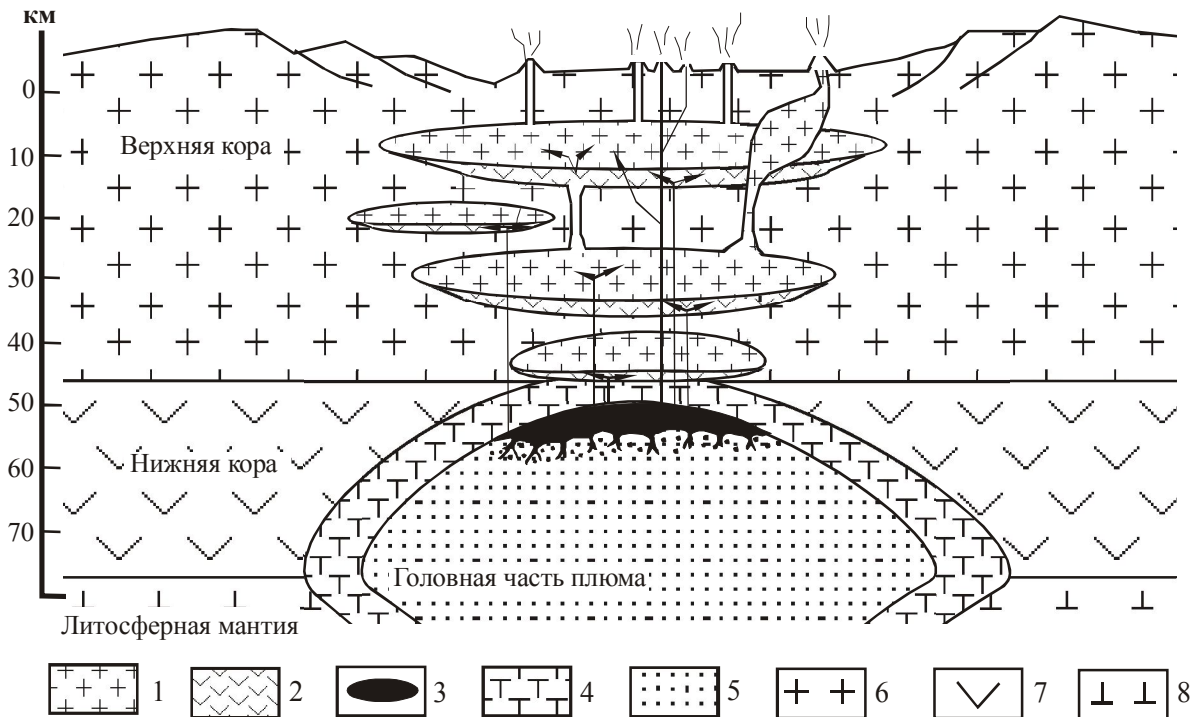


Рис. 6. Предполагаемая схема строения транскоровой магматической системы, возникшей над головной частью плюма в условиях anomalно мощной коры при формировании АРГ комплексов.

1 – граниты; 2 – базиты (преимущественно габбронорит-анортозиты); 3 – базальтовый расплав из области мантийной магмогенерации; 4 – пути прохождения мантийных флюидов; 5 – астеносферный материал плюма; 6 – существенно сиалическая верхняя и средняя кора; 7 – существенно мафическая нижняя кора; 8 – древняя литосферная мантия.

рами [Ahall et al. 2000] считают, что их происхождение связано с рекуррентной субдукцией вдоль падающих в сторону океана зон, которые контролировали эпизодическое плавление мантии и продуцировали анортозит-рапакиви-гранитный магматизм в своем тылу. Однако АРГ батолиты не подвергались никаким тектоно-метаморфическим процессам, и магмы, связанные с зонами субдукции, не участвовали в их происхождении.

Наоборот, все имеющиеся геологические, геохимические и петрологические данные свидетельствуют о том, АРГК являются внутриплитными, посторогенными образованиями. При этом важной особенностью их локализации является то, что они формировались в условиях anomalно мощной земной коры, образовавшейся на месте завершивших свое развитие палеопротерозойских орогенов. АРГ комплексы окружают Центрально-Финский массив и другие участки с необычно мощной корой, которая под ними становится

существенно тоньше (см. рис. 1). При этом, согласно геобарометрическим данным, формирование рассматриваемых батолитов и вмещающих их пород Свекофеннского орогена происходило на одних и тех же глубинах, 10-20 км, т.е. их внедрение происходило уже в условиях существования anomalно мощной коры. С этой точки зрения, участки такой коры являются реликтами палеопротерозойской литосферы Свекофеннского орогена, оставшиеся после формирования АРГК, а также неопротерозойских и фанерозойских эпизодов рифтинга.

Как следует из имеющихся данных, АРГ комплексы представляли собой верхние части долгоживущих транскоровых магматических систем, возникших над локальными мантийными плюмами, которые внедрялись в anomalно мощную кору. В их головных частях, вследствие адиабатической декомпрессии, начиналось плавление ультраосновного вещества, и формирование рассмотренных

выше магматических систем. Эти системы, судя по преобладанию кислых расплавов, развивались в толще сиалической коры. Сами АРГК играли роль промежуточных магматических камер, где накаливались расплавы, поступавшие с различных глубин. Существование таких долгоживущих магматических систем (центров) в регионе свидетельствует о том, что Восточно-Европейский кратон в то время уже был стабильной платформой. Распределение близких по времени однотипных магматических центров на огромной территории предполагает существование под ней единого источника активности – мантийного суперплюма, на поверхности которого периодически возникали протуберанцы (локальные плюмы), которые и обеспечивали магматическую активность в регионе.

По-видимому, наличие аномально мощной сиалической коры являлось главной причиной проявления АРГК. В условиях существенно более тонкой, холодной и жесткой континентальной литосферы формировались типичные для фанерозоя проявления внутриплитного магматизма, связанные с рифтогенезом и образованием покровных базальтов. Головные части мантийных плюмов, обеспечивавших рифтогенез, как и в случае АРГК, пересекали базитовую нижнюю кору и достигали основания верхней сиалической коры. Это следует, в частности, из практического отсутствия среди ксенолитов внутриплитных базальтов нижнекоровых образований при широком развитии мантийных и верхнекоровых ксенолитов [Магматические..., 1988].

Главным различием между этими ситуациями является то, что в крупных магматических провинциях фанерозоя новообразованные базальты легко достигали поверхности по системе питающих даек, тогда как в случае аномально мощной сиалической коры в ее толще возникали магматические системы типа АРГК. В результате, главный объем базальтового расплава оставался внутри коры и инициировал крупномасштабное плавление сиалического материала. В итоге, на поверхности вместо базальтовых плато развивались огромные пояса и ареалы кислого магматизма. Кроме того, из-за большой мощности коры здесь не могли нормально развиваться и собственно рифтогенные процессы, характерные для областей с нормальной мощностью коры.

Длительность внутриплитной активнос-

ти, связанной с конкретными локальными плюмами, как это следует из изотопно-геохронологических данных и по АРГК (см. выше) и по ареалам внутриплитного базальтового вулканизма [Шарков и др., 1998; Грачев, 2000], в обоих случаях составляла примерно 20-30 млн. лет. Следовательно, в терминах тектонического положения, геохимии базальтов и продолжительности активности, АРГ комплексы и области внутриплитного базальтового вулканизма фанерозоя аналогичны, а отличия связаны преимущественно с различной мощностью сиалической коры в районах их проявления.

Обращает на себя внимание, что основная магматическая активность на территории Восточно-Европейского кратона в середине протерозоя была связана со Svecofennicким доменом. В восточной части кратона (Карело-Кольский, Волго-Уральский и др. домены) с нормальной (около 40 км) мощностью коры, одновременная внутриплитная активность была проявлена слабо и в форме обычного континентального рифтогенеза [Грачев и др., 1994; Краснобаев и др., 1992]. Иными словами, основные процессы того времени на кратоне были сосредоточены в пределах дисперсного пояса длиной около 2000 км и 900 км шириной. Его первоначальные размеры неизвестны, поскольку сохранилась только восточная первичная граница. Все остальные являются вторичными: юго-западное продолжение пояса срезано палеозойско-мезозойской Транс-Европейской сутурной зоной (ТЭСЗ, TESZ), южная граница оборвана Крымско-Кавказскими альпидами, а северная – перекрыта надвигами Норвежских каледонид. Возможным северо-западным продолжением пояса являются граниты рапакиви Южной Гренландии с возрастом 1,78-1,74 млрд. лет [Harrison et al., 1989], близкие по времени к украинским АРГК. При этом не устанавливается никакой зависимости вещественного состава АРГК от пространственно-временного положения конкретных комплексов. Так, наиболее древние украинские АРГК более богаты мафическими породами по сравнению с мезопротерозойскими АРГК центральной части изученного домена, а аналогичные по времени массивы Гренландии анортозитов лишены.

Происхождение этого огромного магматического пояса пока неясно. Сейчас можно только сказать, что за кратонизацией Svecofennicского орогена последовало появление

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

многочисленных мантийных плюмов; вне его плюмовая активность незначительна. Такая ситуация, возможно, была связана с предшествующими событиями. Не исключено, что мантийный суперплюм под до-Свекофеннской зоной океанического спрединга, даже будучи перекрыт континентальными плитами при закрытии океана, не прекратил своей активности и в ослабленной форме продолжал существовать примерно до 1,55 млрд. лет в форме крупной астеносферной линзы. С ее поверхности могли периодически подниматься протуберанцы (локальные плюмы), приводя к возникновению АРГК. Иными словами, рассматриваемый пояс кислого магматизма мог быть проекцией срединно-океанического хребта, погребенного под континентальной корой, образованной в процессе орогенеза. Иначе трудно объяснить, почему посторогенная активность была локализована практически только в пределах Свекофеннского домена.

Выводы

1. Протерозойские (1,8-1,5 млрд. лет) анортозит-рапакивигранитные комплексы являются специфической магматической ассоциацией западной части Восточно-Европейского кратона, где они образуют дисперсный пояс анорогенных (внутриплитных) батолитов длиной около 2000 км. Эта часть кратона характеризуется наличием крупных реликтовых участков аномально мощной земной коры (до 50-60 км), возникшей в процессе Свекофеннского орогенеза, к которым и приурочены АРГК. Они отсутствуют в восточной части кратона (Карело-Кольский, Волго-Уральский и др. домены) с нормальной (около 40 км) мощностью коры, где магматизм того времени был проявлен слабо.

2. АРГК являются крупными многофазными бимодальными батолитами, образованными анортозитами и преобладающими гранитами рапакиви. Местами они выглядят как грубо расслоенные интрузивы с переходами от анортозитов через нориты, габбро-нориты, монзониты и диориты к гранитам рапакиви (Салми, Ахвенисто, Коростенский и др.). При этом, родоначальная магма гранитов рапакиви произошла за счет корового сиалического материала, а анортозитов – представляла собой мантийные Fe-Ti базальты, частично контаминированные коровым материалом.

3. АРГК представляли собой верхние части крупных внутриплитных транскоровых магматических систем, формировавшихся над головными частями локальных мантийных плюмов в условиях аномально мощной сиалической коры. Предполагается, что эти системы были образованы силлообразными телами базальтового расплава, над которыми развивались мощные зоны плавления гранитоидной коры.

4. В отличие от обычного внутриплитного магматизма, развивавшегося в условиях коры нормальной мощности, здесь основная масса новообразованных базальтовых расплавов оставалась в толще коры, приводя к крупномасштабному плавлению в ней гранитоидного материала. В результате этого, поверхности достигали преимущественно кислые выплавки. Сами АРГК, по-видимому, являлись промежуточными магматическими очагами под крупными поясами кислого вулканизма, специфической разновидностью внутриплитного магматизма, проявившегося в условиях аномально мощной сиалической коры.

Список литературы

- Бантова М.А., Левковский Р.З., Шарков Е.В.* Геология, вещественный состав и возраст пород Салминского комплекса гранитов рапакиви и габбро-анортозитов // Сов. геология. 1975. № 7. С. 74-86.
- Биндеман И.Н., Дэвис А.М.* Конвекция и перераспределение щелочей и микроэлементов при смешении базальтовых и гранитных расплавов // Петрология. 1999. Т. 7. № 1. С. 99-110.
- Богатиков О.А.* Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.
- Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. и др.* Анортозит-рапакивигранитная формация. Л.: Наука, 1978. 296 с.
- Грачев А.Ф.* Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: Пробел, 2000. 487 с.
- Грачев А.Ф., Николаев В.Г., Сеславинский К.Б.* Эволюция структуры, осадконакопления и магматизма Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии и палеозое // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Геоинвекс, 1994. С. 3-36.
- Коваленко В.И., Царева Г.М., Наумов В.Б. и др.* Магма пегматитов Волыни: состав и параметры кристаллизации по данным изучения включений минералообразующих сред // Петрология. 1996. Т. 4. № 3. С. 295-309.
- Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Ронкин Ю.Л., Козлов В.И.* Геохронология вулканитов айской сви-

- ты и изотопный возраст нижней границы рифея // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 25-40.
- Краснопецева Г.Н., Щукин Ю.К.* Строение глубокой коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 73-84.
- Красовский С.С., Оровецкий Ю.П.* Глубинная структура коры Украинского щита // Минерогический журнал. 2000. № 22. С. 57-76.
- Левченко О.А., Богданов Ю.Б., Комаров А.Н. и др.* Изотопный возраст кварцевых порфиров формации голланд // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 4. С. 511-513.
- Личак И.Л. Петрология Коростенского плутона. Киев: Наукова Думка, 1983. 246 с.
- Магматические горные породы. Т. 4. Кислые и средние породы / Под ред. В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987. 374 с.
- Магматические горные породы. Т. 6. Ультраосновные породы. / Под ред. Е.Е. Лазыко, Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. 502 с.
- Оровецкий Ю.П.* Мантийный диапиризм. Киев: Наукова Думка, 1990. 170 с.
- Полканов А.А.* Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и граниты эпохи хогландия-иотния южной части Балтийского щита // Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР. Вып. 2. Л.: 1955. С. 5-43.
- Прияткина Л.А., Шарков Е.В.* Геология Лапландского глубинного разлома на Балтийском щите. Л.: Наука, 1979. 127 с.
- Свириденко Л.П.* Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (Карелия). Петрозаводск: Изд-во Карелия, 1968. 116 с.
- Уэйджер Л., Браун Г.* Изверженные расщепленные породы. М.: Мир. 1970. 551 с.
- Шарков Е.В.* Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.
- Шарков Е.В.* Петрология магматических процессов. М.: Недра, 1983. 200 с.
- Шарков Е.В.* Внутриплитные магматические системы мезопротерозоя на примере анортозит-рапакивигранитных комплексов Балтийского и Украинского щитов // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 4. (URL:<http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/>).
- Шарков Е.В., Чернышев И.В., Девяткин Е.В. и др.* Новые данные по геохронологии позднекайнозойских платобазальтов северо-восточной периферии Красноморской рифтовой области (Северная Сирия) // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 1. С. 19-22.
- Ahall K.-I., Connolly J.N., Brewer T.S.* Episodic rapakivi magmatism due to distal orogenesis: Correlation of 1.69-1.50 Ga orogenic and inboard «anorogenic» events in the Baltic Shield // *Geology*. 2000. V. 28. P. 823-826.
- Ahall K.-I., Gower C.F.* The Gothian and Labradorian orogenes: variations in accretionary tectonism along a late crustal growth of the Baltic Shield at 1760 Ma // *Precambrian Res.* 1997. V. 45. P. 45-61.
- Alviola R., Johanson B., Rõmõ O.T., Vaasjoki M.* The Proterozoic Ahvenisto granite-massif-type anorthosite complex, southeastern Finland: Petrography and U-Pb chronology // *Precambrian Res.* 1999. V. 95. P. 85-107.
- Amelin Yu.A., Heaman L., Verkhogliad V., Skobelev V.* Geochronological constraints on the emplacement history of an anorthosite-rapakivi granite suite: U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine // *Contrib. Miner. Petrol.* 1994. V. 11. P. 411-419.
- Amelin Yu.A., Larin A.M., Tucker R.D.* Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi-anorthosite complex, Baltic Shield: Implications for magmatic evolution // *Contrib. Miner. Petrol.* 1997. V. 127. P. 353-368.
- Ashwal L.D.* Anorthosites. New York: Springer-Verlag, 1993. 422 p.
- Berman R.G., Easton R.M., Nadeau L.* A new tectonic map of the Canadian Shield: introduction // *Can. Miner.* 2000. V. 38. P. 277-285.
- Bogatikov O.A., Kovalenko V.I., Sharkov E.V., Yarmolyuk V.V.* Magmatism and geodynamics. Terrestrial magmatism throughout the Earth's history. Amsterdam: Gordon and Breach Sci. Publ., 2000. 511 p.
- Corrigan D., Hanmer S.* Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen: A product of convective thinning of the lithosphere? // *Geology*. 1997. V. 25. P. 61-64.
- Eklund O., Shebanov A.D.* The origin of the rapakivi textures by subisothermal decompression // *Precambrian Res.* 1999. V. 95. P. 129-146.
- Elliott B.A.* Crystallization conditions of the Wiborg rapakivi batholith, SE Finland: an evaluation of amphibole and biotite mineral chemistry // *Miner. Petrol.*, 2001. V. 72. P. 305-324.
- Elo S., Korja A.* Geophysical interpretation of the crustal and upper mantle structure in the Wiborg rapakivi granite area, southern Finland // *Precambrian Res.* 1993. V. 64. № 1-4. P. 273-288.
- Emslie R. F., Hegner E.* Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada // *Chem. Geol.* 1993. V. 106. P. 279-298.
- Esipchuk K. Ye., Skobelev V.M., Shcherbakov I.B. et al.* Magmatism of the Ukrainian Shield // *Минералогический журнал*. 2000. № 5/6. С. 82-94.
- Glebovitsky V.A.* The Early Precambrian of Russia. Amsterdam: Harwood Academic Publ., 1997. 261 p.
- Gorbatshev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic Shield // *Precambrian Res.* 1993. V. 64. P. 3-21
- Harrison T.N., Brown P.E., Dempster T.J. et al.* Magmatism, metamorphism and extensional tectonics in the mid-proterozoic rapakivi suite of southern Greenland // *Spec. Pap. Geol. Surv. Finl.* 1989. № 8. 66 p.
- Jackson E.D.* Primary textures and mineral associations in the Ultramafic zone of the Stillwater complex,

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

- Montana // US Geol. Surv. Prof. Paper. 1961. V. 358. 106 p.
- Korsman K., Korja T., Pajunen M. et al.* The GGT/SVEKA Transect: Structure and evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in Finland // Intern. Geol. Review. 1999. V. 41. P. 287-333.
- Kravtsova E.I.* Constraints of feldspar miscibility changes on formation of rapakivi granite complexes // 29th IGC, Kyoto, Japan. Abstracts. V. 2. 1992. P. 565.
- Leshner C.E.* Kinetics of Sr and Nd exchange in silicate liquids: Theory, experiments, and applications to uphill diffusion, isotopic equilibration, and irreversible mixing of magmas // Journ. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 9585-9604.
- Luosto U.* Structure of the Earth's crust in Fennoscandia as revealed from refraction and wide-angle reflection studies // Geophysica. 1997. V. 33. № 1. P. 3-16.
- Neymark L.A., Amelin J.V., Larin A.M.* Pb-Nd-Sr isotopic and chemical constraints on the origin of the 1.54-1.56 Ga Salmi rapakivi-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. V. 50. P. 173-193.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956-983.
- Rõmy O.T.* Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and basic rocks of Southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // Geol. Surv. Finl. Bull. № 355. 1991. 161 p.
- Rõmy O.T., Haapala I.* Rapakivi granite magmatism: a global review with emphasis on petrogenesis // Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crust / ed. D. DemaiFFE. Bruxelles: ULB, 1996. P. 177-200.
- Shcherbak N.P., Ponomarenko A.N., Belevtsev A.R.* Geochronological boundaries of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield and their correlation with the International scale of geochronological time of Precambrian // Минералогический журнал. 2000. № 5/6. С. 5-10.
- Wood B.J., Strens R.G.* The orthopyroxene geobarometer // Earth Planet. Sci. Lett., 1971. V. 11. P. 1-6.

Рецензент академик РАН Ф.П. Митрофанов