

ГРАНИТЫ И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ В ДОКЕМБРИИ

Свириденко Л.П.

ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

PRECAMBRIAN GRANITES AND GRANITES EMPLACEMENT

Sviridenko L.P.

Institute of Geology, KarRC, RAS, Petrozavodsk

The results of the long-term study of granite formation, interrelated with other geological processes, over a time span bracketed by the Late Archaean and the Middle Riphean are reported. In Precambrian time, there were two types of endogenic processes that produced rocks of granite composition: felsic volcano-plutonism and regional granitization.

Felsic volcano-plutonism evolves together with basic volcano-plutonism if only a volcano-sedimentary cover is formed on an Early Archaean protocrust. Felsic volcano-plutonism is a part of bimodal mantle-crustal volcano-plutonism, and has an evolution trend of its own. In the Precambrian, granites were produced from crustal sources at different depths. The formation of their melts is affected by basic magma. The composition of felsic melts depends on fluid regime and melting conditions.

Regional granitization covers large areas and is triggered by mantle fluid flow which carries potassium and associated rare elements to the Earth's crust. Granitization does not depend on previous geological processes and is an independent endogenic process related genetically to the Earth's mantle from which rare elements are supplied.

The integrated study of granitic and basic magmatism has revealed crustal criteria of the manifestation of mantle diapirism and its stepwise pattern. The lateral geochemical zonation of plagiomicrocline granites within large diapirs is mineralogically significant. Barium-type subalkaline leucogranites are formed in the central supra-diapir zone, whereas rubidium-type rare-metal granites tend to accumulate in the peripheral zone of diapirs. Rapakivi granites of the Salmi pluton and lithium-fluorine granites are the most striking representatives of these two types of granites. Rapakivi granites contain higher CO_2 , C0 and CH_4 concentrations, and ovoidless biotite leucogranites carry H_2O and F . Postmagmatic metasomatic and hydrothermal processes of both geochemical types result in the redistribution of rare and trace elements and contribute to ore formation. Rubidium-type granites contain elevated Rb , Li , Y , Nb , Ta , Sn and Be concentrations.

Domal structures, typical of granite-gneiss areas, are formed upon granitization of volcano-sedimentary covers because dense, poorly permeable volcanics are resistant to granitization, and the density of metasedimentary rocks is similar to that of granite. Therefore, neither orogeny, nor mountain building are observed.

Гранит – самая распространенная порода на поверхности Земли. Гранитообразованию, прежде всего ультраметаморфическому, принадлежит ведущая роль в формировании состава и структуры гранито-ультраметаморфического слоя земной коры. Особенность ультраметаморфического докембрийского гранитообразования заключается в том, что этот процесс охватывает огромные площади.

На протяжении XIX и XX веков развивались две главные концепции о происхождении гранитов – магматическая и метасоматическая, а с этим связана оценка значимости процессов гранитообразования в формировании как полиметаллических, так и редкометалльных месторождений. М.М. Романова убедительно показала, как со временем усложнялась трактовка генезиса пород, относимых к граниту (Романова, 1977).

К.Р. Менерт пришел к заключению о существовании в природе как магматических, так и метасоматических типов гранитов (Менерт, 1963). Ссылаясь на ведущих исследователей мирового

значения, он указал, что термин «гранит» вошел в употребление как чисто петрографическое понятие для обозначения массивных полнокристаллических пород гранитного состава. При этом не требовались доказательства их чисто магматического происхождения. К.Р. Менерт совершенно прав полагая, что проблема гранитообразования может решаться только в совокупности с изучением других геологических процессов и в конкретных тектонических обстановках (с учетом геофизических данных и глубинного строения).

В Институте геологии КарНЦ РАН процессы гранитообразования изучались начиная с раннего периода его существования, являясь составной частью общеинститутской научной тематики (Стенарь, 1966; Лазарев, Кожевников, 1973; Володичев, 1975; Магматические формации..., 1980; Свириденко, 1980; Гродницкий, 1982; Гродницкий и др., 1985; Геология Карелии, 1987; Щипцов и др., 1987; Костин, 1989; Володичев, 1990; Светов, Свириденко, 1991 и др.). Главные направле-

ния исследований: формационный анализ докембрийских образований, формирование гранитного слоя земной коры, вулканоплутонизм Карелии и Фенноскандии, связь процессов гранитообразования с тектоникой докембрия. При этом установлено, что история геологического развития докембрия в интервале времени (3500-600 млн л) в зависимости от конкретных условий, содержит как процессы метаморфического и ультраметаморфического, так и магматического гранитообразования. Первые приводят к гранитизации разновозрастных вулканогенно-осадочных чехлов. Гранитоидный магматизм представляет кислую ветвь бимодального вулканоплутонизма. В настоящее время большой прогресс наблюдается в изучении флюидного режима эндогенных процессов (Летников, 1999, 2000, 2004), в том числе и гранитообразования. Это позволяет по-новому подойти к пониманию соотношения магматических и метасоматических процессов при образовании гранитов.

Гранитообразование и формирование первичной континентальной земной коры

Формирование континентальной земной коры в пределах Фенноскандинавского щита осуществлялось циклически. Наблюдается последовательное ее наращивание с северо-востока в юго-западном направлении на протокару тоналит-диоритового состава (диоритовый слой земной коры). Протокара сохраняется лишь на Кольском полуострове и в Беломорской провинции. Благодаря формационному изучению магматизма сотрудниками Института геологии КФАН СССР (Эволюция докембрийского магматизма ..., 1985) проявление кислого магматизма и гранитообразования увязано с общей последовательностью магматизма. Установлено циклическое развитие магматизма Карелии и выделены два тектономагматических цикла (позднеархейский, завершившийся 2.7–2.6 млрд л. и раннепротерозойский, завершившегося 1.85–1.8 млрд л.), последовательность развития которых сопоставима с последовательностью формирования дальсандского цикла в западной части Фенноскандинавского щита, завершившегося около 1.5 млрд л. Для ранней стадии циклов характерно развитие небольших малоглубинных интрузий и субвулканических даек тоналит-плагиогранитного состава. Они формируются в ассоциации с вулканоплутоническими образованиями основного и ультраосновного состава, представляют кислую ветвь бимодального мантийно-корового вулканоплутонизма и генетически связаны с формированием вулканогенно-осадочных чехлов.

На завершающей стадии тектономагматических циклов наблюдается региональное проявление гранитизации вулканогенно-осадочного чехла. Позднеархейский вулканогенно-осадочный чехол, мощность которого достигает 7 км, в верхней и нижней части сложен терригенными поро-

дами, среди которых преобладают аркозовые метапесчаники. Вулканические породы слагают зеленокаменные пояса, образующие реликтовые структуры среди гранитизированного чехла (рис. 1). Плагиогранитоиды позднеархейского тектономагматического цикла широко развиты в составе зеленокаменных поясов в ассоциации с двумя вулканическими формациями: ранней дацит-андезитовой и поздней – натриевых риолитов. В раннепротерозойском коровом вулканоплутонизме ранней стадии цикла также выделяются две, сопоставимые с позднеархейскими, вулканоплутонические ассоциации. Они ассоциируют с толстовым плато-базальтовым вулканоплутонизмом Кирьяволахтинского вулканического центра (Светов, Свириденко, 1992). В составе вулканитов Кирьяволахтинского центра местами присутствуют лавовые потоки андезитобазальтов и андезитов, реже дацитов.

Гранитизация завершающей стадии тектономагматического цикла представляет собой самостоятельный геологический процесс, генетически связанный с мантией и осуществляющийся под воздействием рассеянного мантийного флюидного потока. В результате в земную кору поступал калий и сопутствующие ему редкие элементы (Ba, Rb и др.). Привнос калия при позднеархейской гранитизации оценивается, в том числе и на основании сопоставления галечного состава конгломератов в стратиграфическом разрезе архейских и протерозойских вулканогенно-осадочных пород. Первое появление плагиомикроклиновых гранитов установлено в гальке сариолийских конгломератов, хотя прослой конгломератов известны и в базальной толще, и в средней части разреза лопия.

Мантийный флюидный поток в условиях, когда $P_H > P_{\text{общ.}}$, кроме калия и редких элементов привносит в земную кору эндогенное тепло, способствующее расширению и разуплотнению горных пород с образованием купольных структур, но недостаточное для осуществления плавления. Флюидный поток производит, главным образом, бластез и калиевый порфиробластез метаосадочных пород, близких по составу граниту. Такого типа породы обычно называют автохтонные граниты, либо мигматит-граниты. Они занимают огромные площади, развиваясь по позднеархейскому (лопийскому) вулканогенно-осадочному чехлу (рис. 1). Ближе всего они соответствуют названию «бластит» (Свириденко, 1980). Бластиты не образуют сколько-нибудь обособленных массивов и включают целую серию согласно залегающих реликтовых вулканогенно-осадочных пород. Вулканические породы благодаря своей плотности и слабой проницаемости, как правило, гранитизации не подвергаются. Э.Н. Лишневецкий по степени отображения в гравитационном поле выделил на территории Карелии гранитные плутоны мощностью от 2 до 7 км и маломощные автономные массивы, впервые подсчитав долю

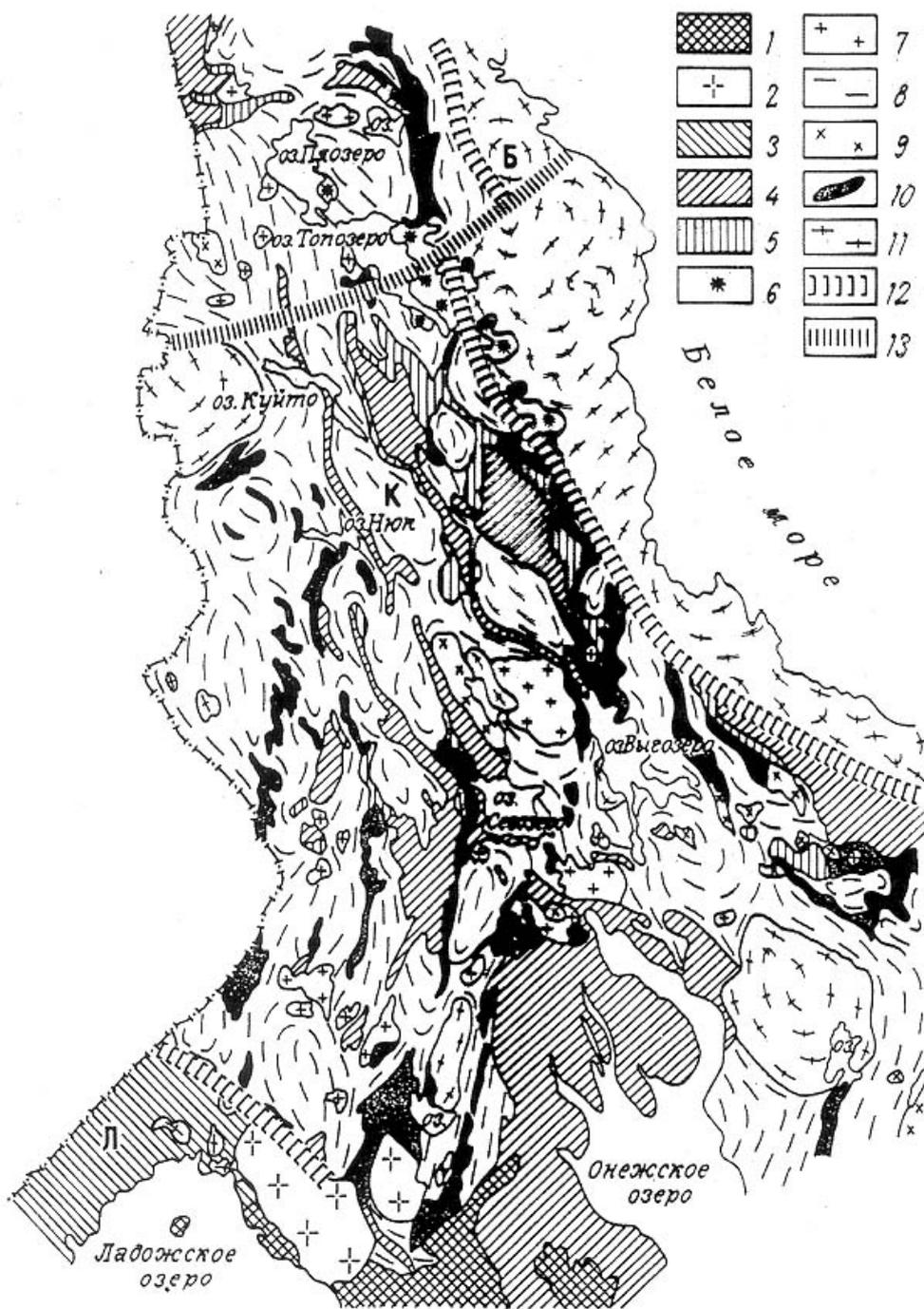


Рис. 1. Схема геологического строения Карелии

1 – породы платформенного вулканогенно-осадочного чехла (рифей и венд); 2 – граниты рапакиви; 3 – свекокарелиды Северного Приладожья; 4 – породы раннепротерозойского вулканогенно-осадочного чехла (ятулий-суйсарий); 5 – сумийско-сариолийские вулканогенно-осадочные породы; 6 – раннепротерозойские чарнокиты; 7 – постархейские граниты; 8 – позднеархейские автохтонные граниты (бластиты); 9 – позднеархейские плагиограниты; 10 – позднеархейские реликтовые зеленокаменные пояса; 11 – раннеархейские тоналито-гнейсы, плагиогранито-гнейсы с реликтами гранулитового комплекса; 12 – зоны глубинных разломов; 13 – межблоковый разлом.

Fig. 1. Scheme showing the geological structure of the Karelian geoblock.

1 – volcanic-sedimentary rocks of the platform cover (Riphean and Vendian); 2 – rapakivi granites; 3 – Svecokarelian rocks of the Svecofennian geoblock; 4 – Svecokarelian volcanic-sedimentary rocks of the Karelian geoblock (Jatulian - Suisarian); 5 – Sumian-Sariolian volcanic-sedimentary rocks; 6 – intrusive charnockites, juncture zone of the Karelian and Belomorian geoblocks; 7 – plagiomicrocline granites; 8 – granite-gneiss; 9 – plagiogranite intrusions; 10 – volcanic-sedimentary rocks of greenstone belts (Lopian); 11 – rocks of the oldest granulite complex subjected to diaphthoresis (Saamian); 12 – suture zones of geoblocks; 13 – zones of deep mantle-generated interblock faults; B – Belomorian geoblock, K – Karelian geoblock, Л – Ladoga (Svecofennian)

магматических гранитов в объеме гранито-ультраметаморфического слоя (Лишневецкий, 2000). Граниты составляют 6% от площади слоя и 8% от его объема. Это массивы плагиомикроклиновых гранитов средней глубинности, имеющие коровый магматический источник.

Гранитный вулканоплутонизм и платобазальтовый вулканизм

Чтобы в полной мере понять условия формирования докембрийской континентальной земной коры недостаточно понять процессы гранитообразования, необходимо оценить соотношение кислого и основного магматизма. Это стало возможным благодаря многолетним палеовулканологическим исследованиям платобазальтового вулканизма на территории Северного Приладожья, где свекокарельский вулканогенно-осадочный чехол залегает на протокоре. Эволюционная последовательность раннепротерозойского базитового вулканизма здесь такая же как одновозрастного базитового вулканизма Центральной Карелии в составе вулканогенно-осадочного чехла, залегающего на гранитном слое земной коры. Но если там региональная гранитизация под воздействием мантийного флюидного потока прошла в конце позднеархейского тектоно-магматического цикла и мантия в протерозое была деплетирована, то в Северном Приладожье, где отсутствуют позднеархейские вулканогенно-осадочные породы, мантия в конце раннего протерозоя (свекокарелия) не деплетирована и региональная гранитизация в конце свекокарельского тектоно-магматического цикла сопоставима с гранитизацией позднеархейского тектоно-магматического цикла. Таким образом, позднеархейский бимодальный мантийно-коровый вулканоплутонизм Карельского кратона и соответствующий ему раннепротерозойский бимодальный вулканоплутонизм на площади Северного Приладожья развивались над изначально неистощенной мантией и на утоненной сиалической протокоре. В раннем протерозое при региональной гранитизации также установлен привнос калия и сопутствующих редких элементов. Следовательно, региональная гранитизация не зависит от возраста и происходит лишь в том случае, когда вулканогенно-осадочный чехол формируется непосредственно на раннеархейской протокоре. Она связана с первоначальным деплетированием мантии. Составление опорного разреза сортавальской серии в Северном Приладожье (Светов, Свириденко, 1992), позволило убедиться, что людиковийский базитовый вулканизм и в том, и в другом регионе полностью сопоставимы, но в Северном Приладожье ему сопутствует кислый вулканоплутонизм. Более того, стало очевидным, что при решении вопросов стратиграфии областей активного докембрийского вулканизма нельзя ограничиваться расчленением вулканических серий, оставляя в стороне вопросы периодизации комплементарного ему плутонизма – интрузивного магматизма. Это при-

водит к ошибкам в формационном членении изверженных пород, в металлогенических оценках и в локальном прогнозировании.

Кислый вулканоплутонизм в Северном Приладожье установлен также в пределах калевийской вулканической зоны (Светов, Свириденко, 2005) в районе Ихамиленсари. Здесь выявлены риодацитовые лавы, туфы, дайки и неки диоритов и порфириовидных кварцевых диоритов. Кислый магматизм повсеместно имеет свою эволюционную направленность. Если в ассоциации с людиковийским платобазальтовым вулканоплутонизмом Кирияволахтинского вулканического центра наблюдается низкокалиевая тоналит-плагиогранит-риолитовая вулканоплутоническая ассоциация, то в ассоциации с калевийским мантийным вулканизмом в целом более высокой основности, наблюдается коровая вулканоплутоническая ассоциация с более высоким содержанием калия. Нельзя не отметить, что породы среднего состава как эффузивной, так и интрузивной фации несут отчетливые признаки гибридности (Светов, Свириденко, 2005). Имеются также признаки смешения кислой и базитовой магм. Образование гранита за счет кристаллизационной дифференциации базитовой магмы не происходит.

В целом, совместное изучение основного и кислого вулканоплутонизма докембрия Карелии в различных геологических обстановках позволило понять, что гранитный магматизм докембрия является коровым и представляет собой кислую ветвь бимодального мантийно-корового магматизма. Его энергетическим источником служит мантия, поставляющая базитовую магму и флюидный поток при совместном воздействии которых в промежуточных и периферических очагах происходит плавление земной коры. Состав кислых плавленов определяется условиями глубинности плавления и флюидным режимом. В западной части Фенноскандинавского щита известны разновозрастные дацит-риолитовые экструзивно-купольные плато, нередко охватывающие огромные территории (Телемарк, Даларна, Смоланд-Вермлад и др.). Комплементарность вулканических и плутонических серий доказывается вулканодинимическими и вулканохронологическими построениями, генетическими связями изверженных пород, общностью их вещественного состава в ходе формирования центров кислого магматизма. Центры кислого вулканоплутонизма сопровождаются полями пневматолито-гидротермального изменения и объемного аутометасоматического перерождения разнофациальных пород. Формирование синвулканических, поствулканических и позднеплутонических рудно-магматических систем определяет стабильность рудообразования и накопление металлоносных осадков в пределах автономных центров эндогенной магматической активности. Таким образом, с последовательным формированием континентальной земной коры интенсивность гранитного магматизма возрастает.

Таблица 1. Геохимические типы плагиомикроклиновых гранитов и бластитов Карелии
Table. Geochemical types of Karelian granites and blastites

	ΣO□(Σ®Γ						∠Γ(™Σ®Γ					
	1(17)	2(16)	3(9)	4(39)	5(6)	6(34)	7(11)	8(6)	9(3)	10(30)	11(20)	
ΣtO ₂	68.06	71.96	74.26	72.17	72.55	69.79	73.0	75.53	73.7	74.71	75.23	
TiO ₂	0.39	0.19	0.12	0.26	0.26	0.40	0.22	0.11	0.02	0.18	0.02	
Al ₂ O ₃	15.91	14.92	13.36	12.67	14.36	13.93	14.40	13.25	15.14	12.47	13.70	
Фe ₂ O ₃	1.17	0.87	0.50	0.66	0.53	1.64	0.66	0.62	0.51	1.42	0.63	
ФeO	2.31	1.00	0.95	1.93	1.15	2.77	1.35	0.77	0.69	1.40	0.86	
MnO	0.05	0.02	0.026	0.03	0.02	0.09	0.05	0.03	0.04	0.03	0.02	
MγO	1.31	0.22	0.30	0.68	0.56	0.40	0.47	0.29	0.15	0.17	0.07	
XαO	3.15	1.33	0.82	1.34	1.51	1.39	1.69	0.75	0.67	0.74	0.37	
Nα ₂ O	4.12	3.34	3.15	3.07	3.19	2.90	4.08	3.74	3.69	3.16	3.98	
K ₂ O	2.81	5.49	5.28	4.91	4.88	5.65	3.56	4.52	3.57	4.81	4.56	
P ₂ O ₅	–	–	0.088	0.10	0.09	0.30	–	–	0.16	0.01	0.03	
Pβ	136	122	199	178	157	189	174	226	419	420	772	
Li	23	9	14	16	16	34	31	–	126	104	275	
Xσ	4	3	3	3	1	–	6	5	35	–	–	
Vα	1223	2297	801	1378	1746	2225	583	610	196	98	267	
Σρ	613	516	135	300	658	153	196	85	17	85	85	
Zρ	–	–	120	214	196	413	–	–	34	140	155	
Ψ	–	–	17	22	25	43	–	–	3	89	139	

Примечание: 1 – позднеархейские биотитовые бластиты Западной Карелии; 2 – позднеархейские субщелочные граниты Западной Карелии; 3 – граниты поздневекокарельского Тервусского массива; 4 – дайки и пластовые тела поздневекокарельских гранитов наддиапировой зоны ЮЗ Приладожья; 5 – поздневекокарельский гранит о. Путсари; 6 – граниты рапакиви (выборгит) Салминского плутона; 7 – позднеархейские биотитовые бластиты оз. Остер Центральной Карелии; 8 – позднеархейские плагиомикроклиновые граниты оз. Остер; 9 – граниты Маткасельки; 10 – неравномернозернистый биотитовый лейкогранит Салминского плутона; 11 – топазсодержащий протолитионитовый гранит. Окислы масс %, элементы г/т, в скобках – количество анализов.

В целом, бимодальный мантийно-коровый магматизм – результат мантийного диапиризма, вовлекающего в эндогенный процесс, как мантию, так и кору Земли.

Гранитообразование и мантийный диапиризм

Изучение мантийно-корового диапиризма позднеархейских и раннепротерозойских геологических комплексов Карелии показало, что диапиризм это самостоятельный процесс, включающий в сферу деятельности мантию и кору Земли, продуцируя бимодальный мантийно-коровый магматизм. Палеовулканологическим выражением мантийно-корового диапиризма является центр эндогенной магматической активности (ЦЭМА). Физически ЦЭМА представляют энергоёмкие корневые питающие магмовыводящие каналы, очаговые зоны и сопутствующие им ареалы автономного магматизма.

В раннюю стадию развития диапиризма как позднеархейского, так и раннепротерозойского (Светов, Свириденко, 2005) формируются бимодальные вулканоплутонические ассоциации, где кислая ветвь представлена тоналит-плагиогранит-дацит-плагиориолитовыми сериями, а в завершающую стадию после региональной гранитизации – плагиомикроклиновые граниты, для которых свойственна латеральная геохимическая зональность от центра диапиризма к его периферии. Такие крупные диапириды по сути отражают и объясняют цикличность проявления магматизма в докембрии.

Широкое проявление бимодального магматизма, связанного с развитием мантийных диапиров ставит под сомнение существование докембрийского орогенеза.

Возникновение диапиризма обусловлено приобретением плавучести зоны магмогенерации в верхней мантии за счет ее флюидизации. Диапириды, формирующиеся таким образом? представлены объемом разуплотненной мантии, с включенным базитовым расплавом и трансмантийным флюидом. Тем самым обеспечивается кинематическая активность диапиризма в нижней и верхней коре надочаговой зоны. Высокая энергетическая активность в центральной головной части диапиризма в Приладожье выражена локально проявленным гранулитовым метаморфизмом и дегидратационным плавлением с образованием автохтонных «сухих» высокобариевых гранитов. В центральной части наддиапировой зоны наблюдается множество даек и пластовых тел высококальциевых гранитов, обогащенных барием.

Главным признаком сопоставимости крупного позднеархейского диапиризма с Вокнаволоцким блоком протокры в его центральной наддиапировой зоне (рис.1) с раннепротерозойским диапиридом Приладожья служит латеральная геохимическая зональность плагиомикроклиновых гранитов. Эту зональность отражают известные гранитные массивы Тервусский и Маткасельский (Светов, Свириденко, 2005).

Тервусский массив на востоке завершает субширотный пояс поздне Svecofennian гранитов в южной части Фенноскандинавского щита. Состав гранита неоднороден за счет переменного содержания породообразующих минералов (кварца, плагиоклаза, калишпата и биотита), хотя в целом, он соответствует граниту и лейкограниту. Главные акцессорные минералы – циркон и апатит. Наблюдаются все признаки первоначального магматического замещения исходных биотитовых плагиогнейсов. Биотит и плагиоклаз в составе гранита имеют непостоянный состав, иногда соответствующий составу этих минералов во вмещающих породах (Светов, Свириденко, 2005). Вначале идет замещение калишпат-пертитом и плагиоклаза и биотита. При этом происходит раскисление плагиоклаза. При более низкой температуре происходит кислотное выщелачивание с образованием каолина и мелкой сыпи рудного минерала. Затем по биотиту развивается мусковит, калишпат замещается альбитом. Маткасельские плагиомикроклиновые граниты, обычно двуслюдяные, иногда мусковитовые, содержат гранат и турмалин. Структура их, обычно пегматитовая, в прикровельной части переходит в пегматитовую. Для гранитов характерен широкий спектр акцессорных минералов: циркон, апатит, рутил, магнетит, гематит, шеелит, корунд, фенакит, танталит, колумбит, касситерит. Химический состав их соответствует высокоглиноземистому лейкограниту. Для них характерно высокое содержание Rb, Li, Cs и низкое содержание Ba, Sr, Zr, Y, Th, что свидетельствует о низкотемпературности расплава и его водонасыщенности.

Сопоставление последовательности мантийного и корово-мантийного магматизма в связи с развитием двух крупных диапиров (позднеархейского и раннепротерозойского (Светов, Свириденко, 2005) позволяет установить сущность тектономагматического цикла. Энергоносителями служат мантийная базальтовая магма и мантийный флюидный поток. Формирование плагиогранитоидов на ранней стадии цикла (Эволюция ..., 1985) объясняется водонасыщенностью коры. Связь магматизма завершающей стадии тектономагматического цикла с мантийным диапиром доказывается латеральной геохимической зональностью гранитов относительно центра диапира (табл. 1).

Субщелочные и редкометалльные граниты

Геохимическая зональность гранитоидов относительно структуры мантийно-коровых диапиров имеет большое значение, пока еще не получившее должной оценки, для металлогенического прогноза. В то же время с гранитами этих геохимических типов в молодых фанерозойских комплексах связаны месторождения редких металлов (Коваленко, 1977, Таусон, 1977). Это высококалиевые лейкограниты с высоким содержанием флюидов. Граниты Салминского плутона, который является восточным окончанием обще-

известного пояса плутонов рапакиви южной краевой части Фенноскандинавского щита содержат оба типа рассматриваемых гранитов. Здесь по времени внедрения наблюдается пережаемость субщелочных гранитов со структурами рапакиви и биотитовых лейкогранитов, сопоставимых с плюмазитовыми редкометалльными гранитами.

Граниты рапакиви и биотитовые лейкограниты кристаллизовались из высококалиевых гранитных расплавов. При сопоставимом содержании кремнезема и суммы щелочей, отношение калия к натрию в гранитах рапакиви составляет около 2, а в биотитовых лейкогранитах – около 1.5. Граниты рапакиви отличаются высоким содержанием Ba и Zr, которые имеют тенденцию накапливаться в «сухих» магмах с повышенной щелочностью. По своим геохимическим особенностям они сопоставимы со щелочными гранитами Кольского полуострова (Батиева, 1976).

В биотитовых лейкогранитах содержание Ba в 5 раз меньше, чем в гранитах рапакиви, а содержание Zr – в 2 раза. Они содержат повышенные концентрации Rb, Li, Y, Nb, Ta, Th. Высокое содержание фтора в биотитовых лейкогранитах, в несколько раз превышающее его содержание в гранитах рапакиви, служит причиной высокой концентрации в них флюорита. Редкоэлементный состав биотитовых лейкогранитов Салминского плутона, в целом, сопоставим с редкоэлементным составом плюмазитовых гранитов фанерозоя (Таусон, 1977).

Главной причиной геохимического различия гранитов рапакиви и биотитовых лейкогранитов является их различный флюидный состав. Граниты рапакиви характеризуются более высоким содержанием CO₂, CO и CH₄ в отличие от биотитовых лейкогранитов, обогащенных F и H₂O. Однако и те, и другие граниты представляют собой флюидонасыщенные системы. Расплавы их имеют источник различной глубинности. Магматический расплав гранитов рапакиви формировался при частичном плавлении низов земной коры под воздействием базитовой магмы и мантийного флюидного потока. Именно, благодаря высокой флюидонасыщенности осуществилось его поднятие в верхнюю часть земной коры. Биотитовые лейкограниты Салминского плутона имеют менее глубинный источник. Им свойственна эманационная дифференциация с образованием в прикровельной части массива редкометалльных литий-фтористых гранитов, с которыми генетически связано оловянное оруденение Питкярантского рудного поля.

Флюидонасыщенность расплавов, как гранитов рапакиви так и биотитовых лейкогранитов, имеет важное значение, потому что именно с постмагматическими метасоматическими и гидротермальными процессами происходит перераспределение редких и рассеянных элементов и создаются условия для рудообразования.

Металлогенетическая значимость процессов гранитообразования изучена в настоящее время лишь в общих чертах, но тем не менее вполне очевидно, что ведущая роль принадлежит флюидонасыщенным высококалийным гранитным системам. Редкометалльная минерализация Nb, Ta, Sn, W связана с литий-фтористыми гранитами Салминского плутона. Кроме того, краевые части мантийных диапиров, где развиты граниты рубидиевого типа, кристаллизующиеся из водонасыщенных гранитных расплавов, содержат рудопроявления Mo, Au, W, Sn, Pb, Zn. Необходимо отметить, что различные формы магматизма (вулканизм, вулканоплутонизм, плутонизм) независимо от состава формируют собственные рудномагматические системы, обладающие своими автономными особенностями. Поэтому для прогнозной оценки необходимо выяснить условия глубинности рудообразования. Сложность металлогенетических исследований усугубляется неоднократным перераспределением рудных компонентов при наложенных процессах тектономагматической активизации.

Гранитообразование и тектоника

Рассмотрение процессов гранитообразования совместно с платобазальтовым вулканоплутонизмом показало, что являясь, главными корообразующими процессами они не зависят друг от друга. Интенсивность платобазальтового вулканизма от позднего архея к фанерозою падает, а интенсивность кислого вулканоплутонизма возрастает. Энергетическим источником этих процессов служила мантия Земли. Общеизвестно, что в фанерозое гранитообразование тесно связано с орогенезом. Глубинное строение Фенноскандинавского щита не соответствует строению земной коры орогенов. Здесь отсутствуют типичные для молодых орогенных поясов корни гор. Изучение гранитообразования на площади Карелии показало отсутствие свойственной орогенам изоклиальной складчатости. Прослеживание маркирующих горизонтов (сульфидных сланцев), сопровождающих калевийский вулканизм на десятки километров в юго-западном Приладжье, свидетельствует о пологом залегании супракрустальных толщ ладожской серии. Мелкие изоклиальные складки здесь организуются в купольные структуры. О пологом залегании свидетельствует также четко проявленная пологая отдельность. Поскольку плотность гранитизируемых метаосадочных пород ладожской серии близка плотности гранита, а вулканические породы основного состава устойчивы к гранитизации, то при гранитизации осадочных пород ладожской серии происходило некоторое разуплотнение, небольшое воздымание и формирование купольных структур. Это главный вклад гранитообразования в тектонику докембрия. При позднеархейской гранитизации также формируются купольные структуры (рис. 1).

Главный вклад процессов гранитообразования в докембрийский тектонический режим – это купольное структурообразование. Региональный характер куполообразования типичен лишь для докембрия и связан с рассеянным флюидным потоком, приводящим к деплетированию мантии.

На территории Карелии выделяются два типа купольных структур: блоково-купольный и купольно-диапировый. Для первого типа характерно присутствие в центральной части комплекса фундамента. Его формированию предшествовала регионально развитая блоковая тектоника, связанная с развитием флексур (Светов, Свириденко, 1991). Второй тип купольных структур формировался в завершающую стадию тектономагматического цикла под воздействием флюидного мантийного потока. Отсутствие интенсивного разуплотнения пород и горообразования является доказательством стабильности тектонических условий, которые свойственны тектоническому режиму докембрийской региональной гранитизации.

Заключение

Гранитообразование в докембрии – это главный корообразующий эндогенный процесс. Его энергетическим источником служит мантия Земли. При гранитообразовании, в зависимости от характера связанного с ним флюидного режима, перераспределяются привносимые из мантии редкие элементы, способные в благоприятных условиях создавать соответствующие полезные ископаемые. Типичные для докембрия купольные структуры своим образованием обязаны процессам региональной метасоматической гранитизации.

Литература

- Батиева И.Д.* Петрология щелочных гранитов Кольского полуострова. Л., 1976. – 222 с.
- Володичев О.И.* Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). Л., 1975. 170 с.
- Володичев О.И.* Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990.- 248 с.
- Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 231 с.
- Гродницкий Л.Л.* Гранитные пегматиты Балтийского щита. Л.: Наука, 1982. – 295 с.
- Гродницкий Л.Л., Ручьев А.М., Крохин А.И.* Лоухское пегматитовое поле (структурное развитие, полиметаморфизм, гранито- и пегматитообразование). Петрозаводск, 1985. – 176 с.
- Коваленко В.И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, 1977. 205 с.
- Костин В.А.* Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока. Петрозаводск: 1989.- 163 с.
- Лазарев Ю.И., Кожевников В.Н. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Л.: Наука, 1973. 124 с.
- Летников Ф.А.* Об одном из возможных источников тепловой энергии эндогенных процессов Земли. ДАН, 2004. Т. 398, № 6. – С. 792–794.

Летников Ф.А. Синергетические аспекты изучения природных открытых неравновесных систем. ДАН т. 370, № 2, 2000. – С. 212–215.

Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования. Вестник ОГГГН РАН, 1999. № 4 (10).

Лешневский Э.Н. Раннедокембрийские граниты: трехмерные фигуры и положение в структуре земной коры (на примере Карелии). Геотектоника, 2000. № 1. – С. 23–32.

Магматические формации раннего докембрия территории СССР // под ред. Ф.П. Митрофанова и К.А. Шуркина. М.: Недра, т.2. 1980. – 285 с.

Менерт К.Р. Новое о проблеме гранитов. Изд-во иностр. лит. М., 1964. – 152 с.

Романова М.М. История представлений о происхождении гранитов. М., Наука, 1977. – 188 с.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. – 357 с.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л. Наука, 1991. – 200 с.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск, 1992. – 151 с.

Свириденко Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры. Л., 1980. 216 с.

Стенарь М.М. Гранитоиды района Хедозеро-Большозеро-Кимасозеро // Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии Петрозаводск: 1966. – С.253–266.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977. 278 с.

Щипцов В.В., Кожевников В.Н., Скорнякова Н.И. Гранитоиды архея юго-восточной части Балтийского щита (Карельский геоблок). Л.: Наука, 1987. – 119 с.

Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии). Под ред. Л.П. Свириденко. Л. Наука, 1985. – 250 с.