

Литература

1. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Дайковый комплекс ультраосновных и щелочных пород района Костомукшского железорудного месторождения // Оперативно-информационные материалы за 1977 г. (геология и петрография). Петрозаводск, 1978. С. 47–51.
2. Светов А.П. Ареалы и центры активного докембрийского вулканоплутонизма Фенноскандии (палеогеодинамические реконструкции // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Тез. докл. Петрозаводск, 1999. С. 131–132.
3. Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. 357 с.
4. Светов А.П., Свириденко Л.П., Шаров Н.В. Диапиризм и проблемы алмазности докембрия Карелии // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. Материалы совещания. Москва, 2005. С. 181–184.

Мантийный диапиризм в истории геологического развития Земли**Светов А.П., Свириденко Л.П.**

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail: sv@krc.karelia.ru

Мантийный диапиризм – это наиболее распространенная тектоническая форма проявления мантийного магматизма. Проблема эволюции процессов в ходе геологической истории Земли является одной из ключевых проблем геотектоники и глубинной геодинамики. В настоящее время она решается преимущественно с актуалистических позиций. Принято считать, что уже в архее действовала тектоника литосферных плит, способствовавшая мантийной конвекции посредством субдукции океанической коры в мантию и приведшая к эволюции мантийного флюидного режима, в частности, к существенному повышению активности кислорода. Обосновывается также смена геодинамического режима Земли на границе архей – протерозой [1], связанная с первым появлением щелочных пород и окислением атмосферы. Предполагается, что тектоника плюмов сменилась плит-тектоникой.

Проводимое нами совместное изучение докембрийского вулканизма и осадконакопления Фенноскандинавского щита позволило доказать их связь с формированием разновозрастных осадочно-вулканогенных чехлов в условиях мелководных эпиконтинентальных бассейнов в обстановках полного соответствия поверхностной и глубинной компенсации. Докембрийским седиментационным бассейнам характерен аренитовый тип осадконакопления, интенсивность которого нарастает от архея к позднему протерозою. Сопутствующие им платобазальты являются характерными образованиями всех протоплатформенных чехлов. Интенсивность платобазальтового вулканизма от архея к позднему протерозою снижается (см. рисунок). Кислый вулканоплутонизм в докембрии пользуется ограниченным развитием. Опыт совместного изучения проявлений докембрийского мантийного и корового магматизма убедительно свидетельствует об отсутствии в регионе геодинамических обстановок взаимодействия докембрийских литосферных плит [3].

Резкий спад интенсивности платобазальтового вулканизма (рис.) наблюдается примерно на границе докембрия и фанерозоя. Видимо не случайно он совпадает с резким возрастанием распространенности щелочного магматизма [1]. Именно этому рубежу отвечает резкое изменение глубинной геодинамики. Платобазальты являются наиболее распространенными магматическими образованиями Земли и резкий спад интенсивности платобазальтового магматизма на рубеже докембрий – фанерозой не случаен. Он совпадает с завершением формирования земной коры континентального типа. На Фенноскандинавском щите континентальная кора формировалась циклически путем последовательного наращивания с северо-востока в юго-западном направлении на первично гранулитовую «диоритовую» протокору. Выделяются три цикла (позднеархейский, свекокарельский и дальсландский), завершившиеся примерно 2700, 1800 и 1000 млн. лет [4]. Аналогичные циклы наблюдаются и на других континентах с некоторыми региональными смещениями их завершения.

Граница докембрий – фанерозой – это, прежде всего, время завершения формирования континентальной коры, содержащей граниты нормального ряда и высококалийевые граниты, отсутствующие в раннеархейской протокоре, обедненной калием. Источником калия, так же как и интенсивных платобазальтовых излияний, является мантия Земли. Нами выделяются свойственные раннему докембрию платобазальтовый геотектонический режим древних платформ и режим региональной гранитизации [3].

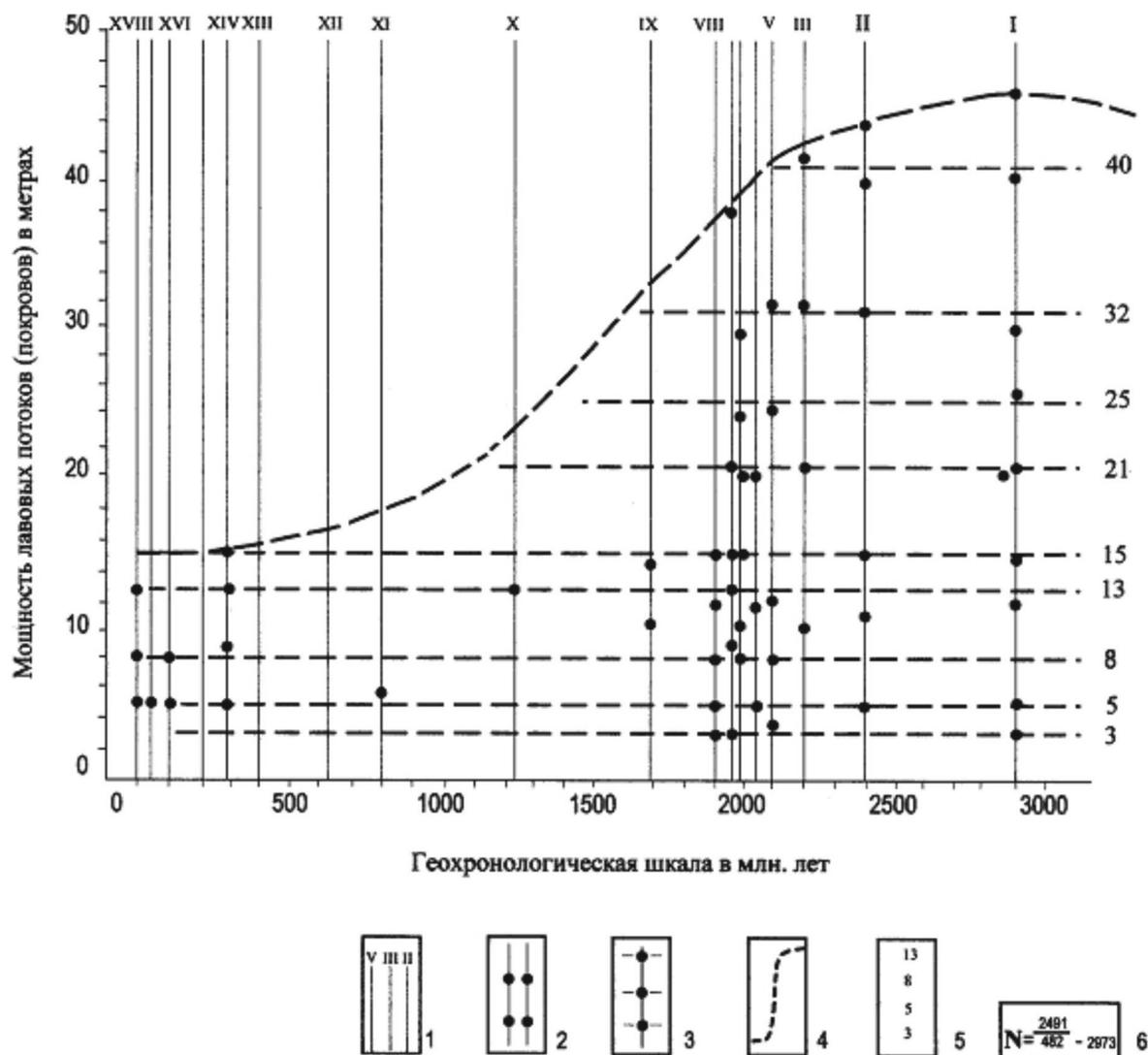


Рис. Полиmodalность средних мощностей потоков и покровов платобазальтов. Мощности лавовых потоков и покровов платобазальтовых излияний континентов от докембрия до современной эпохи:

1 - возрастные группы континентальных платобазальтов (I - лопийские толентовые базальты, коматититы, андезиты и андезитобазальты; II - сариолийские платобазальты; III - платобазальты раннего ятулия; IV - платобазальты среднего ятулия; V - платобазальты позднего ятулия; VI - людиковийские платобазальты; VII - ливвийская платобазальтовая вулcano-плутоническая ассоциация; VIII - калевийская ассоциация изверженных пород; IX - платобазальты вепся; X - платобазальты среднего рифея; XI - изверженные породы янисъярвинского комплекса; XII - платобазальты венда Русской плиты; XIII - лавы лавозерской свиты Кольского полуострова; XIV - траппы Сибирской платформы; XV - излившиеся породы Контозерской серии; XVI - третичные платобазальты, оливиновые базальты, трахибазальты Прибайкалья, базальты Колумбийского плато; XVII - олигоценные лавы алнейской серии Срединного хр. Камчатки; XVIII - четвертичные базальты Гавай, Камчатки, Армении, Витинского плато, Тункинская впадина; 2 - максимумы мощностей соответствующих гистограмм; 3 - частные максимумы мощностей потоков и покровов, общие для всех возрастных групп; 4 - огибающая кривая модальных значений мощностей потоков и покровов в истории платобазальтовых излияний Земли; 5 - общие статистические максимумы мощностей лавовых потоков и покровов докембрия и их величин; 6 - последовательность чисел ряда Фибоначчи

Поскольку синхронность платобазальтового вулcano-плутонизма совпадает с инверсией конседиментационного прогибания ложа седиментационного бассейна и началом регрессивного цикла осадконакопления, то он проявляется в условиях декомпрессии коры и ее некотором разуплотнении. С этим связана низкая эксплозивность эруптивных фаз и низкое содержание в исходных мантийных расплавах летучих компонентов, не превышающее их среднее содержание в верхней мантии. Плавление верхней мантии происходит в условиях спада давления. Содержащиеся в расплаве летучие компоненты при его низком общем давлении обеспечивают транзитное поступление больших объемов расплава на поверхность.

Мантийный источник калия (астеносфера) при первоначальном формировании земной коры континентального типа признается многими исследователями. Мантийный рассеянный флюидный поток, несущий в земную кору калий и сопутствующие литофильные редкие элементы, в завершающую часть перечисленных циклов способствует гранитизации осадочных пород и совместно с базальтовыми расплавами производит разноуровневое плавление земной коры и образование гранитов. Известные проявления щелочного магматизма как правило являются посттектоническими и не связаны с первоначальным формированием континентальной земной коры. Таким образом все наблюдаемые в современном эрозионном срезе магматические процессы так или иначе связаны с эволюцией мантийных процессов, приводящих к деплетированию примитивной верхней мантии.

Первые проявления щелочного магматизма в докембрии Карелии (кимберлиты, лампроиты, лампрофиры) установлены в головной части позднеархейского Калевальского и раннепротерозойского Салминского мантийных диапиров и объясняются последовательным углублением магматических источников при развитии диапиров от периферии к центру [2]. Резкий спад интенсивности платобазальтового вулканизма на границе докембрий – фанерозой и резкое увеличение количества массивов щелочных пород на этом рубеже, по-видимому, объясняется активным вовлечением в магматический процесс нижней мантии. Наиболее вероятно поднятие обогащенных щелочами флюидных потоков с границы ядро – нижняя мантия и метасоматическое обогащение щелочами мантии, предшествовавшее ее плавлению. В отличие от ареального характера платобазальтового магматизма, проявление щелочного магматизма локально.

Литература

1. Козарко Л.Н. Щелочной магматизм в ранней истории Земли. Петрология, 1998, том 6, № 3. С. 251–258.
2. Светов А.П., Свириденко Л.П., Шаров Н.В. Диапиризм и проблемы алмазности докембрия Карелии // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. Материалы совещания. Москва, 2005. С. 181–184.
3. Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. 357 с.
4. Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии) / Л.П.Свириденко, А.П.Светов и др. Л., 1985. 250 с.

Геохимическая типизации фанерозойских и архейских средне-кислых магматических серий из конвергентных обстановок

Светов С.А.

Институт геологии КНЦ РАН, г. Петрозаводск, e-mail: ssvetov@krc.karelia.ru

Детальные геохимические исследования, проводимые в пределах мезоархейских зеленокаменных поясов Карельского кратона (с возрастом пород от 3.05 до 2.7-2.65 млрд.лет), позволили выделить комплексы приуроченные к контрастным геодинамическим обстановкам формирования [1]. Так в Центральном-Карельском террейне были выявлены породные ассоциации по сохранившимся фрагментам: 1) океанических плато (представлены коматиитами, высокомагнезиальными базальтами); 2) островодужных и вулканических поясов (представлены толеитовыми базальтами,