

которая на континентах достигает 300 км, а в океанах – 5-20 км. За счет разницы толщины литосферы, образуется разное количество геолитодинамических комплексов, которые проскальзывают друг под другом и таким образом гасится скорость движений плит на поверхности. В связи с разностью скоростей, океаническое ложе в 3 раза больше, чем континентальное, что сходится и по географической территории. Гашение скорости начинает происходить на уровне геосфер передаваемой от ядра, вращение которого достигает 1 м/сек (по Трубищину) /6/ 20-40 м/сек (по экспериментальным данным Уруцкоева М. [8], нижней и верхней мантии со скоростью 1-10 м/год. Вращение геосфер и приводит литосферу в движение и создает гравитационное, геомагнитное и электрическое поле планеты Земля, где создаются все условия для воспроизводства полезных ископаемых, за счет электровзрывов [6].

Новые взгляды на строение планеты Земля позволяют сделать выводы о том, что флюидные растворы в земной коре служат для охлаждения процессов холодного ядерного синтеза и интенсивное их выкачивание приводит к глобальному изменению климата. Для этого нужны новые источники энергии. Для получения нового вида энергии необходимо создать механизм, в котором будут присутствовать все элементы строения планеты Земля.

К ним относятся:

1. Радиатор.
2. Электроконденсатор.
3. Генератор-ядро

Последним будет служить шаровая молния.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев А.А. Физические условия залегания и свойства глубинного вещества. (Высокие электрические поля в земных недрах). – Томск: Изд-во ТГУ. 1975. 296с.
2. Воробьев А.А. Равновесие и преобразование видов энергии в недрах. – Томск: Изд-во ТГУ. 1980. 211с.
3. Tarasenko G.V. Cool nucleus syntheses terrestrial cortex on base the electro-category//8<sup>th</sup> International Workshop on Anomalies in Hydrogen/Deuterium Loaded Metals. 13-18 October 2007, Sicily, Katani. P. 4.
4. Тарасенко Г.В. Конденсаторная батарейка//13-я Международная конференция «Конденсированные среды ядерного синтеза». Докл. тез. п. Дагомыс, Сочи, Москва, 25-1 июля 2007 г.
5. Конкреции и конкреционный анализ. Изд-во «Наука», М. 1977.
6. Тарасенко Г.В. Геологические аспекты новой энергии// Геология, геофизика и разработка месторождений нефти и газа. 2008. № 2. М. ВНИИОНГ. Стр. 40-53.
7. Мельников О.А. Ротационный режим Земли – отправной пункт и основа численного и физического моделирования в любых геологических процессах // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы совещания: М.- 2003, т. – 2, с. 40-44.
8. Уруцкоев Л.И., Ликсонов В.И., Циноев В.Г. Экспериментальное обнаружение «странного» излучения и трансформации химических элементов // Прикладная физика.-2000.-№4.-с.1-23.

#### ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПОСТСКЛАДЧАТЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА (геология, геохимия и геодинамическое положение)

**Терехов Е.Н., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С.**

Геологический институт РАН, г. Москва, tereh@ilran.ru

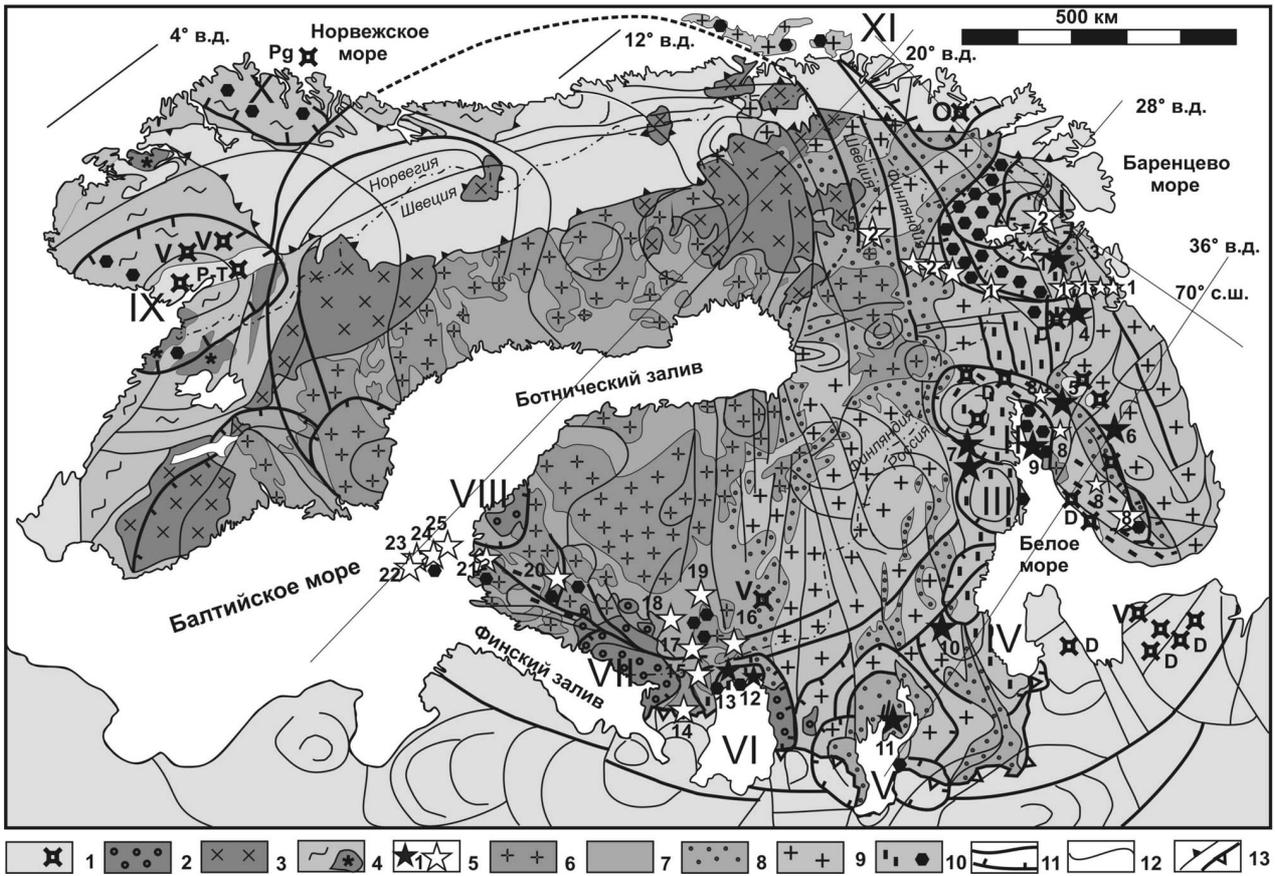
На территории восточной части Балтийского щита от Баренцева моря на севере и до Финского залива на юге (рис.), известна своеобразная группа щелочных пород, возраста которых укладываются в интервал 1.82-1.71 млрд. лет [5-7, 11, 13]. Эти образования приурочены к полосе, в виде дуги охватывающей с востока центральную часть щита, которая интерпретируется как периферическая часть Балтийской кольцевой структуры (нуклеара) [3, 8]. По составу они меняются от щелочно-ультраосновных (лампроитов, лампрофиров, щелочных габбро) до кислых (монзонитов и гранитов). Интрузивные массивы размером в десятки, реже сотни квадратных километров, или маломощные дайки этого комплекса секут раннедокембрийские образования, сами они не деформированы и не метаморфизованы. Синхронное появление однотипных магматических пород на площадях, имеющих принципиальные различия в геологическом строении, требует объяснения, но до сих пор изучались только отдельные массивы или их группы. Часть этих образований, расположенных в Южной Финляндии, первоначально была выделена в составе посторогенной группы магматических пород [18], а позже к ним стали относить массивы Наттанен и Лицко-Арагубского комплексов на территории Северной Финляндии и Кольского п-ва [14]. Понятие посторогенный или постскладчатый магматизм возникло в рамках геосинклинальной теории и обозначало магматизм заключительных этапов эволюции складчатых поясов. Затем эти образования стали рассматривать как комплексы показателей зрелой континентальной коры, когда при подъеме мантийных диапиров уже

хрупкая кора могла взламываться с образованием бимодальных серий. Для фанерозойских складчатых поясов установлен очень быстрый переход от субдукционных известково-щелочных магматических серий через коллизионные анатектические калиевые граниты к посторогенным щелочным комплексам. Иногда такой переход осуществлялся менее чем за 10 млн. лет [12,17]. Продукты посторогенного магматизма отличаются от предыдущих проявлений более высокими температурами, примитивными изотопными характеристиками и высокими содержаниями несовместимых элементов [17]. Для объяснения появления столь необычных магматических пород была разработана модель отрыва субдукционного слэба [12]. Согласно этим построениям, в момент коллизии при захопывании зоны субдукции континентальной корой, происходит отрыв слэба, возникает мантийное окно и сюда внедряется обогащённая мантия. В результате чего начинается посторогенный магматизм. Важно отметить, что в случае отрыва слэба эффект индуцированного подъема горячей мантии подобен мантийному плюму. Модель слэба для объяснения генезиса постскладчатых образований восточной части Балтийского щита, на наш взгляд, не уместна, так как невозможно реконструировать палеостровную дугу подобной формы, охватывающей всё поле распространения этих интрузий. В настоящее время появляется много данных о том, что формирование посторогенных фанерозойских интрузий происходит одновременно с коровым поднятием на фоне горизонтального растяжения [15]. Это растяжение с одной стороны приводит к формированию сбросов – то есть к тектонической денудации 15-30 км разреза и выводу средне-нижнекоровых пород к поверхности, а с другой стороны к выбросу флюидов, которые образуют разноглубинные метасоматиты и выплавки магмы [9].

Важнейшим геологическим событием на Балтийском щите, явилось формирование Лапландско-Беломорского и Ладожско-Южно-Финского подвижных поясов, которое произошло за счет вывода к поверхности глубинных пород в обстановке растяжения. Процессы декомпрессии, сопровождающие эксгумацию крупных масс пород, предопределили образование большого количества флюидов, что привело к формированию разноглубинных метасоматитов, в том числе и в будущих магматических источниках (например, девонских) [9], а также постскладчатых интрузий. Породы, слагающие эти интрузии, имеют характерный состав с повышенными концентрациями щелочей, легких РЗЭ, бария, фосфора, что обычно интерпретируется как показатель низких степеней плавления субстрата. Постскладчатые интрузии имеют кольцевую или коническую форму, вплоть до трубок взрыва, а дайки, чрезвычайно изменчивые по форме, приурочены к взбросам. Форма тел интрузий этого комплекса указывает на условия локального приповерхностного сжатия, которое возникло после появления на поверхности метаморфических ядер в виде подвижных поясов. В это же время глубинные части литосферы (магматические источники) испытывали декомпрессионное растяжение. Приуроченность постскладчатых и некоторых более молодых магматических тел, вплоть до палеогеновых [16], к периферической части кольцевой структуры, охватывающей центральную, амагматическую часть щита (Балтийский нуклеар), очевидна. Однако, геодинамическая природа этой структуры во многом остается загадочной. Весьма интересным фактом является унаследованность рифейскими структурами растяжения (авлакогенами) палеопротерозойских подвижных поясов [2], также приуроченным к периферическим частям нуклеара.

Исходя из состава пород палеопротерозойских постскладчатых интрузий можно утверждать, что поля их распространения должны маркировать области, где на глубине существует обогащенная мантия. Современные исследования показывают, что именно подобная мантия с возрастом метасоматического обогащения 2.0-1.8 млрд. лет явилась источником для магм гигантских проявлений щелочных пород девонского возраста на Севере Русской платформы [1], то есть щелочной магматизм палеопротерозойского возраста в какой-то мере предопределил последующие события.

Постскладчатые интрузии палеопротерозойского возраста не являются самыми древними в регионе образованиями этого типа, так как и для архейского тектонического цикла, известны аналогичные комплексы. Постскладчатые интрузии в архее сформировались после того, как прошли процессы вывода гранулитов в верхние уровни земной коры с формированием кольцевых структур размером 100-300 км (Центральная Карелия). В ядерных частях кольцевых структур встречаются гранулитовые ассоциации с возрастом 2.76-2.7 млрд. лет. Специфика вывода этих гранулитовых комплексов к поверхности состоит в том, что в отличие от протерозойских процессов эксгумации, глубинные комплексы были подняты только до уровня хрупких деформаций, так как секутся дайками с возрастом 2.6- 2.45 млрд. лет, а на поверхности, судя по отсутствию конгломератов с галькой этих пород, они не появились. Однако, процессы декомпрессии, приведшие к формированию метасоматитов и щелочных магм проходили и в позднем архее. Среди позднеархейских образований этого типа встречаются дайки лампрофиров и лампроитов, а также массивы санукитоидов и калиевых гранитов [4,10]. По составу, характеру внедрения (дайки и кольцевые интрузии) позднеархейские интрузии близки к аналогичным образованиям палеопротерозоя, отличаясь от них меньшими размерами, численностью, щелочностью и соответственно они менее обогащены легкими РЗЭ, барием и фосфором. Эти различия, на наш взгляд, обусловлены эволюцией составов постскладчатых комплексов, которые являются функцией мощности вскрыши верхней части коры, срезанной в ходе тектонической денудации и, следовательно, глубиной проникновения сбросов, благодаря которым и происходит подъём глубинных пород к поверхности.



**Схема расположения проявлений постскладчатого магматизма по отношению к структурным элементам Балтийского нуклеара (использованы данные [5-7, 11, 13, 14]).**

1 – поля распространения рифейских и палеозойских отложений, щелочные массивы и трубки взрыва (Pg – палеогенового, P-T – пермо-триасового, D – девонского, O – ордовикского и V – вендского возрастов); 2 – граниты рапакиви (1.7-1.54 млрд. лет); 3 – Транскандинавские гранит-порфиры (1.78-1.6 млрд. лет); 4 – гнейсы, мигматиты, гранулиты и граниты ЮЗ части Балтийского щита; 5 – постскладчатые интрузии: основного-ультраосновного (темные) и кислого состава (светлые) (1.82-1.71 млрд. лет) и их номера (1 – массивы Лицко-Арагубского и 2 – Наттанен комплексов; 3 – лампрофиры Южно-Печенгского пояса; 4-7 массивы: 4 – Гремяха-Вырмис, 5 – Суостова, 6 – Сахариокский, 7 – Тикшеозерско-Елетьозерский; 8 – Стрельнинский и мелкие тела одноименного комплекса; 9 – лампроиты Порьегубского комплекса и 10 – района оз. Левушка; 11 – Кимозерский кимберлитовый силл; 12 – дайковый пояс Калто; 13-20 – массивы: 13 – Элисенваара, 14-Воксинский, 15 – Оярви, 16 – Петравваара, 17 – Эраярви, 18 – Люонтери, 19 – Халпанен, 20 – Хамеелинна; 21 – группа массивов в районе г. Турку; 22-25 – массивы Аландского архипелага: 22 – Лемланд, 23 – Моссхага, 24 – Сеглинге, 25 – Ова); 6 – синскладчатые граниты (1.93-1.83 млрд.лет); 7-8 – вулканогенно-осадочные образования: 7 – свекофенид (1.93-1.87 млрд. лет), 8 – карелид (2.5-1.8 млрд. лет); 9 – архейские образования (гранит-зеленокаменные области) (3.3-2.7 млрд. лет); 10 – породы высокобарической амфиболитовой и гранулитовой фации метаморфизма выведенные к поверхности Земли за 30 – 1 млн. лет до начала постскладчатого магматизма; 11 – внешняя граница ядерной части нуклеара и структуры сателлиты его периферической части (I – Инари, II – Кандалакшская, III – Беломорская, IV – Южно-Беломорская, V – Онежская, VI – Ладожская, VII – Выборгская, VIII – Аландская, IX – Дальсландская, X – Трондхеймская, XI – Лофотенская); 12 – линейменты выделенные по космическим снимкам; 13 – каледонский надрыв (черные) и подошва платформенного цехла (светлые треугольники)

Небольшая степень частичного плавления (1-5%) нормальной мантии является простейшим механизмом получения щелочных расплавов обогащенных легкими РЗЭ. Подобная ситуация типична для глубинных (сквозьлитосферных) сбросов, в ходе эволюции которых породы лежащего крыла испытывают декомпрессию с частичным плавлением и выбросом флюидов, обеспечивающих метасоматические преобразования по всему разрезу литосферы. Геологические данные указывают на то, что первые процессы тектонической денудации за счет развития пологих сбросов происходили в позднем архее, с этим рубежом связывается и первое появление щелочных пород. Поэтому модель последовательного проникновения полого сброса в глубинные части мантии, определяющего сброс давления и контролирующего метасоматическое обогащение и плавление, можно объяснить закономерное изменение щелочности. На стадии формирования гранит-зеленокаменной оболочки, ещё не было глубоко-проникающих сбросов и плавление происходило перед фронтом мантийного плюма. По мере охлаждения коры и постепенного увеличения мощности литосферы появилась возможность заложения глубоко-проникающих сбросов по периферии Балтийского нуклеара, которые способствовали многократному появлению щелочных пород в этой структуре.

*Работа выполнена при поддержке Программы ОНЗ РАН №14 и гранта № 06-05-64848*

## ЛИТЕРАТУРА

1. Арзамасцев А.А. Роль докембрийских плюм-литосферных процессов в образовании палеозойской Кольской щелочной провинции. Матер. совещ. «Петрография XXI века». Апатиты. 2005. Т.3 С. 30-31.
2. Балугев А.С., Терехов Е.Н. К вопросу о причинах приуроченности (унаследованности) авлакогенов к палеопротерозойским подвижным поясам. Матер. научной конференции. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 23-27.
3. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. М.: Наука. 1990. 215 с.
4. Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Егорова Ю.С. Архейские лампроиты Панозерского комплекса Центральной Карелии: геологическое положение и состав. Матер. Совещ. «Петрография XXI века». Апатиты. 2005. Т.3 С.171-172.
5. Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И., Журавлев В.А. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. 1999. Т. 7. № 3. С. 252-275.
6. Проскуряков В.В. Увадьев Л.И. Лампроиты Карело-Кольского региона // ДАН СССР. 1990. Т. 314. № 4. С. 940-945.
7. Ранний докембрий Балтийского щита. – СПб.: Наука, 2005. 711 с.
8. Терехов Е.Н. Опыт применения разномасштабных космических снимков для создания палеогеодинамической модели Балтийского щита. // Известия Вузов. Геология и разведка. 1986. № 7. С. 5-18.
9. Терехов Е.Н. Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит)// Геохимия. 2007. № 4. С.411-428.
10. Чекулаев В.П., Левченко О.А., Иваников В.В. и др. Состав, возраст и Sm-Nd систематика архейских высоко-Mg гранитоидов (санукитоидов) Панозерского массива, Карелия // Геохимия. 2003. №8. С. 817-828.
11. Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.3. Петрозаводск. Кар.НЦ РАН. 2001. С.94-98.
12. Bonin B., Azzouni-Sekkal A., Bussy F., Ferrag S. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings// Lithos. 1998. V.45. P.45-70.
13. Eklund O., Konopelko D., Rutanen H., Shebanov A.D. 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonit magmatism in the Fennoscandian shield// Lithos. 1998. V.45.P 87-108.
14. Naapala I., Front K., Rantala E., Vaarma M. Petrology of Nattanen-Type Granite Complexes, Northern Finland // Precambrian Res. 1987. V 35. P. 225-240.
15. Hodges K., Davidek K., Krol M. Evidence for rapid displacement on Himalayan normal faults and the importance of tectonic denudation in the evolution of mountain ranges // Geology. 1998. V. 26. № 6. P. 483-486.
16. Prestvik T., Torske T., Sundvoll B., Karlsson H. Petrology of early Tertiary nephelinites off mid-Norway. Additional evidence for an enriched endmember of the ancestral Iceland plume //Lithos. 1999. V.46. P. 317-330.
17. Rogers John J.W. and Greenberg Jeffrey K. Late orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: Distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins //The Journal of Geology. 1990.V.98. N.3. P.291-309
18. Sederholm J.J. On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of southwestern Finland: Part III The Aland Islands. Bull. Comm. Geol. Finl. 1934. 107. 68 pp.

### АНАЛИЗ СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В СРЕДЕ, СОСТОЯЩЕЙ ИЗ СОСТАВНЫХ ВОЛНОВОДОВ

Тимичева В.М., Глинская Н.В., Ковалев А.П., Мищенко О.Н.

ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана», г. Санкт-Петербург, labmgm@yandex.ru, palvas@mail.ru

В плоском волноводе мощностью  $h$  с отражающими границами акустическое поле можно представить в виде суммы нормальных волн

$$\psi = \frac{1}{h} \sqrt{\frac{2\pi}{r}} \exp(i\pi/4) \left\{ \frac{1}{\sqrt{k}} \exp(ikr) + 2 \sum_{l=1}^L \cos\left(\frac{l\pi \cdot z}{h}\right) \cos\left(\frac{l\pi \cdot z_0}{h}\right) \frac{\exp(i \cdot b_l \cdot r)}{\sqrt{b_l}} \right\} \quad (1)$$

где  $L = \frac{2h \cdot f}{c}$ ;  $f$  – частота источника звука;  $k = 2\pi f/c$  – волновое число;  $z_0$  – положение источника в волноводе по вертикали;  $b_l = \sqrt{k^2 - (l\pi/h)^2}$ ;  $r$  – горизонтальная координата источника.

Нормальная волна представляет собой гармоническую волну по поперечному сечению слоя и не меняет своей формы при распространении по горизонтали.

Такой волновод имеет спектр собственных частот, определяемых выражением:

$$f_e = \frac{lc}{2h}; l=1, 2 \dots (2)$$

Ко многим типам волн применимо понятие групповой скорости. Приближенно она характеризует распространение возмущений в линейной среде, представляющее собой волну с достаточно медленными отклонениями