

Литература

1. Amelin Yu.V., Semenov V.S. Nd and Sr isotope geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the evolution of Paleoproterozoic continental mafic magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 124. P. 255–272.
2. Radiometric age determinations from Finnish Lapland and their bearing on the timing of Precambrian volcano-sedimentary sequences. M. Vaasjoki (Ed.) Geol. Surv. Finland, 2001. Special Paper 33. 279 p.
3. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, изотопия, оруденение. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин (ред.). Апатиты: изд. Кольского НЦ РАН. 2004. Часть 2. 177 с.
4. Смолькин В.Ф. Петрология, изотопный возраст и оруденение расслоенных интрузий раннего протерозоя Балтийского щита // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5. М-лы Всероссийской петрографической конференции, 24–25 ноября 2005 г. Том II. Томск. 2005. С. 300–307.
5. Hanski E., Walker R.J., Huhma H., Suominen I. The Os and Nd isotopic systematics of c. 2.44 Ga Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions in northern Finland // Precambrian Res. 2001, V. 109. P. 73–102.
6. Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofman A.W. et al. Os isotope systematics of komatiitic basalts from the Vetreny belt, Baltic Shield: evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V. 140. P. 588–599.

Магматизм архипелага Земля Франца-Иосифа

Столбов Н.М.

ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, e-mail: onaimo@centurion.vniio.nw.ru; nstolbov@yandex.ru

Архипелаг Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) приурочен к обособленному окраинно-шельфовому поднятию на севере Баренцево-Карской шельфовой плиты. Отложения складчатого фундамента (нагурская серия) интенсивно дислоцированы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Несмотря на широко распространенное мнение об их вендском возрасте [2] автор считает, что в настоящее время следует остановиться на ближе неопределенном неопротерозойском, скорее довендском, возрасте образований нагурской серии. Об этом свидетельствуют данные по детритовым цирконам из отложений серии, а также корреляция с аналогичными образованиями на сопредельных территориях. В исследованных образцах отсутствуют обрывки каких-либо растительных пленок или явных органических остатков, которые могли бы свидетельствовать о возможном присутствии в данных отложениях микрофитофоссилий [8]. Время метаморфизма датируется 610 млн. лет (Ar-Ar метод по серициту), что указывает на проявление на архипелаге байкальского тектогенеза. По геофизическим материалам [5] в фундаменте предполагается наличие кристаллических блоков карельской стабилизации. Вероятно, имеются террейны, испытавшие гренвилльскую тектоно-термальную переработку. Байкальские комплексы, в таком случае выступают в роли аккреционных образований, осуществляющих консолидацию блоков более ранней стабилизации в единый кратон. Чехол представлен палеозойскими (силур-нижняя пермь) карбонатно-терригенными и мезозойскими (триас-мел) терригенными отложениями морского, мелководно-морского и континентального генезиса, а также континентальными вулканогенными образованиями нижнего мела.

Поднятие ЗФИ сформировалось в мезозое-кайнозое. В поздней юре-раннем мелу здесь широко проявился деструктивный тектогенез, сопровождавшийся трапповым магматизмом (долерит-базальтовая формация). Траппы представлены покровами, потоками, силлами, дайками и жерловыми фациями вулканических аппаратов, в ряде случаев – небольшими штоками субвулканических образований. Преобладают порфиновые и гломеропорфиновые разности безоливиновых базальтоидов. Количество оливина в оливинсодержащих разностях не позволяет выделить их в самостоятельную группу. Плагноклаз и моноклинный пироксен представлены минеральными индивидами двух-трех поколений. Номер плагноклаза соответствует лабрадору-битовниту. Клинопироксен в подавляющем большинстве случаев представлен авгитом. Ортопироксен встречается спорадически. Всем породам в той или иной степени присуща вкрапленность рудного минерала, в них отмечаются толеитовая,

пойкилоофитовая, интерсертальная и долеритовая структуры. Обычны массивная и миндалекаменная текстуры. Субвулканические разности пород от эффузивных отличаются гораздо лучшей раскристаллизованностью основной массы.

На основании детального изучения магматических образований Земли Франца-Иосифа [7] предлагается выделить в их составе два конкретных магматических комплекса (рис.).

Грили-винер-нейштадтский вулканический комплекс субщелочных базальтов-андези-базальтов (название от островов Грили и Винер-Нейштадт) наибольшим развитием пользуется на северо-востоке архипелага (о-ва Грили, Винер-Нейштадт, Джексона, Пайера и др.), где образует компактное поле. В состав комплекса входят лейкобазальты, умеренно-щелочные базальты и долериты, андезибазальты, реже –трахиандезибазальты и андезидациты, монцодиориты. На о.Винер-Нейштадт умеренно-щелочные базальтоиды встречены на мысах Васильева и Тироль и на ряде нунатаков. На о.Грили представители комплекса известны на мысах Анучина, Овчинникова, Городкова и др. На островах Джексона (мысы Норвегия, Олье и др.) и Пайера (мыс Рузвельта) распространена наиболее раскисленная породная группа комплекса.

Радиологическое датирование образцов типичных представителей покровной фации грили-винер-нейштадтского вулканического комплекса с о.Джексона дало следующие результаты: 115+/-4 и 131+/-6 млн. лет (K-Ar, вал).

Субвулканическую фацию комплекса составляют глубинные комагматы эффузивных пород, слагающие штоки, некки, силлы, реже дайки. Штоки и некки обычно хорошо отпрепарированы. Петротипом для выделения данного подразделения послужили умеренно-щелочные микродолериты скалы Рубини (о.Гукера): свежие породы с порфировидной структурой, где немногочисленные фенокристы плагиоклаза помещены в тонко и равномерно раскристаллизованную основную массу. Для пород штока (также, как и для мощных силлов) характерна столбчатая отдельность –параллельно-шестоватая и в виде вееро- и вихреобразно расходящихся пучков шести- и пятиугольных призм.

Умеренно-щелочным субвулканическим породам скалы Рубини аналогичны породы небольших штоков и даек, реже силлов на о-вах Королевского Общества, Бромидж, Гохштеттера, Шенау, Этеридж, Матильды, Брэди, Ньюкомба и др. К этой же породной группе условно можно отнести субщелочные породы штока о.Джефферсона, лакколита (?) о.Елизаветы, дайки с мыса Рогатого о.Ла-Ронсьер и, вероятно, пластовой интрузии (элювиальные развалы) с о.Гейдж. Последние, являясь самыми «щелочными» в субщелочном ряду основных субвулканических пород, возможно, представляя разновидность оливинсодержащих базальтов.

Радиологический возраст субщелочных микродолеритов скалы Рубини варьирует в пределах: 158+/-60 млн. лет (Sm-Nd, изохронный метод), 145+/-7 млн. лет (K-Ar, плагиоклаз) и 103+/-5 млн. лет (K-Ar, вал). Для слагающих дайку гор Вюллерсторфа (о.Земля Вильчека) умеренно-щелочных базальтов при исследовании одного и того же образца двумя разными методами были получены практически совпадающие датировки: 129+/-20 млн. лет (Sm-Nd метод, изохрона по Pir, валу и Pl, геохим. лаб. Канзасского ун-та, США) и 130+/-2 (Ar-Ar, вал, термохрон. лаб. Хьюстонского ун-та, США).

Луиджи-гукеровский вулканический комплекс толеитовых базальтов-долеритов (название от островов Луиджи и Гукера) на ЗФИ распространен практически повсеместно (за исключением мелких северо-восточных островов). Наиболее полно толеитовый комплекс изучен на о-вах Гукера, Луиджи, Земля Георга, Земля Александры (в скважине Нагурская), Чамп и др. Как правило, наряду с преобладающей покровной фацией, в состав единых пакетов толеитового комплекса входят силлы. Встречающиеся секущие интрузии представлены маломощными дайками, выполняющими роль подводных каналов. На о.Гукера среди покровных базальтов выделяются афировые, порфировые и гломеропорфировые разности. Другим типовым разрезом вулканического комплекса толеитовых базальтов-долеритов является разрез безымянного мыса в проливе Кука на юге о.Луиджи, где автором описаны семь покровов плагиофировых толеитовых базальтов мощностью от 7-8 до 18-20 метров. Представители толеитового комплекса широко развиты на о.Земля Георга (п-ов Армитидж, мысы Университетский, Иогансена, Нансена, Раздельный, Янченко, Стивенс, скалы Полосатые и др.). Покровные базальты островов Гукера, Земля Георга и Луиджи относятся к низкокальциевым толеитам ($K_2O < 0,4\%$). Содержание двуокиси титана в толеитах о.Луиджи и о.Гукера выше, чем в толеитах о.Земля Георга, базальты о.Гукера обладают относительно более низкой глиноземисто-

стью, а базиты о.Луиджи –наибольшей магнезиальностью при прочих вполне сопоставимых содержаниях петрогенных оксидов. Толеиты о.Гукера более меланократовые, нежели толеиты о.Земля Георга. Химические составы базитов островов Гукера, Земля Георга и Луиджи очень близки, что позволяет объединить их в единый вулканический комплекс. Имеется ряд оригинальных радиологических датировок для пород толеитового комплекса: базальты покровов о.Брайса –123+/-41 млн. лет (Sm-Nd, изохронный), о.Земля Георга –95+/-5 млн. лет (K-Ar, вал), о.Мак-Клинтока –108+/-6 млн. лет (K-Ar, вал); долериты силлов о.Винер-Нейштадт –121+/-6 млн. лет (K-Ar, вал), о.Земля Вильчека –147+/-17 млн. лет (Sm-Nd, изохронный), о.Гукера –113+/-5 млн. лет (K-Ar, вал). Пик тектоно-термальной переработки K-Ar изотопных систем долеритовых силлов из скважин приходится на 116+/-6 млн. лет (по результатам 14 датировок).

Несмотря на объективные трудности (85% территории ЗФИ покрыто ледниками), в ряде случаев в результате анализа фациальных взаимоотношений удалось произвести палеовулканические реконструкции. Шлаковый конус изучен в районе юго-восточного окончания скал Непрístupных (о.Солсбери). Еще одна постройка центрального типа была обнаружена на о.Галля в районе скал Заварицкого. Судя по набору характерных вулканических фаций на мысах Брайса и Побежимова о.Циглера, на мысе Диллон о.Мак-Клинтока, здесь также присутствуют остатки вулканических построек центрального типа, которые, таким образом, являются достаточно ординарной формой проявления вулканизма на ЗФИ.

На о-вах Галля (п-ов Литтров, мыс Франкфурт) и Бергхауз обнаружены своеобразные эксплозивные вулканические породы кирпично-красного цвета со шлаковой текстурой. Ранее Пирожниковым Л.П. [4] они были описаны как горелые осадочные породы («горельники»). Однако их структурно-текстурные характеристики, рекуррентная природа части пирокластики, присутствие бомбоидов свидетельствуют о вулканических образованиях взрывного характера (фреатомагматические трубки взрыва неглубокого заложения). Геофизические материалы подтверждают трубчатую природу изученных объектов, предполагая для них диаметр до 100 м и глубину канала в 500-600 м.

В районе скал Заварицкого палеовулканическая зона представлена пакетом тесно сближенных субпараллельных даек, внедрившихся в пирокластовую толщу. Между крутопадающими дайками наблюдаются скрины псаммитовых туфов. Пакет субпараллельных даек как бы выступает из-под плаща «покровных» образований, в состав которого, вероятно, входят и пластовые интрузии. Юго-восточное окончание континентально-спрединговой [1] зоны скал Заварицкого установлено на мысе Тегетгофф.

На северном побережье о.Хейса [6] выявлен пакет параллельных даек, состоящий из не менее чем десяти единичных внедрений магматического вещества мощностью от 0,5 до 1,5 м каждое. Пластины, слагающие пакет, представлены тонкозернистыми микродолеритами с незначительными колебаниями в химическом составе. Иногда в пластинах микродолеритов обнаруживается односторонняя закалка, однозначно свидетельствующая в пользу неоднократно подновлявшегося раскрытия ранее залеченной трещины и поступления туда новой порции магматического расплава.

Различия двух выделенных на Земле Франца-Иосифа вулканических комплексов (ассоциаций) четко выражены в химизме. Эти различия находятся в соответствии с особенностями минерального состава пород обеих ассоциаций. Плагιοфировые толеитовые базальты, долериты и габбро-долериты характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3 , CaO и MgO. Пироксен-плагιοфировые субщелочные базальты и андезибазальты, в свою очередь, обогащены TiO_2 , P_2O_5 и щелочами. В геохимическом отношении ассоциация субщелочных базальтов-андезибазальтов обогащена некогерентными, включая редкоземельные (РЗЭ), элементами, а также летучими. Ассоциация толеитовых базальтов характеризуется повышенными содержаниями Cu, Cr, Ni. Обе породные ассоциации базальтоидов ЗФИ характеризуются типичным для континентальных платобазальтов распределением редкоземельных элементов с существенным обогащением легкими РЗЭ. Величина отношений $(La/Sm)_N$ и $(La/Lu)_N$ уменьшается соответственно от 2,30 и 7,38 в обогащенных калием разновидностях базальтов до 1,51 и 2,68 в низкокалийевых толеитах, что может свидетельствовать об увеличении степени плавления материнского субстрата от первых ко вторым [9]. Для ассоциации субщелочных базальтов-андезибазальтов характерны значительно более высокие содержания и других некогерентных элементов –Rb, Sr, Ba, Nb, Zr, Y и др.

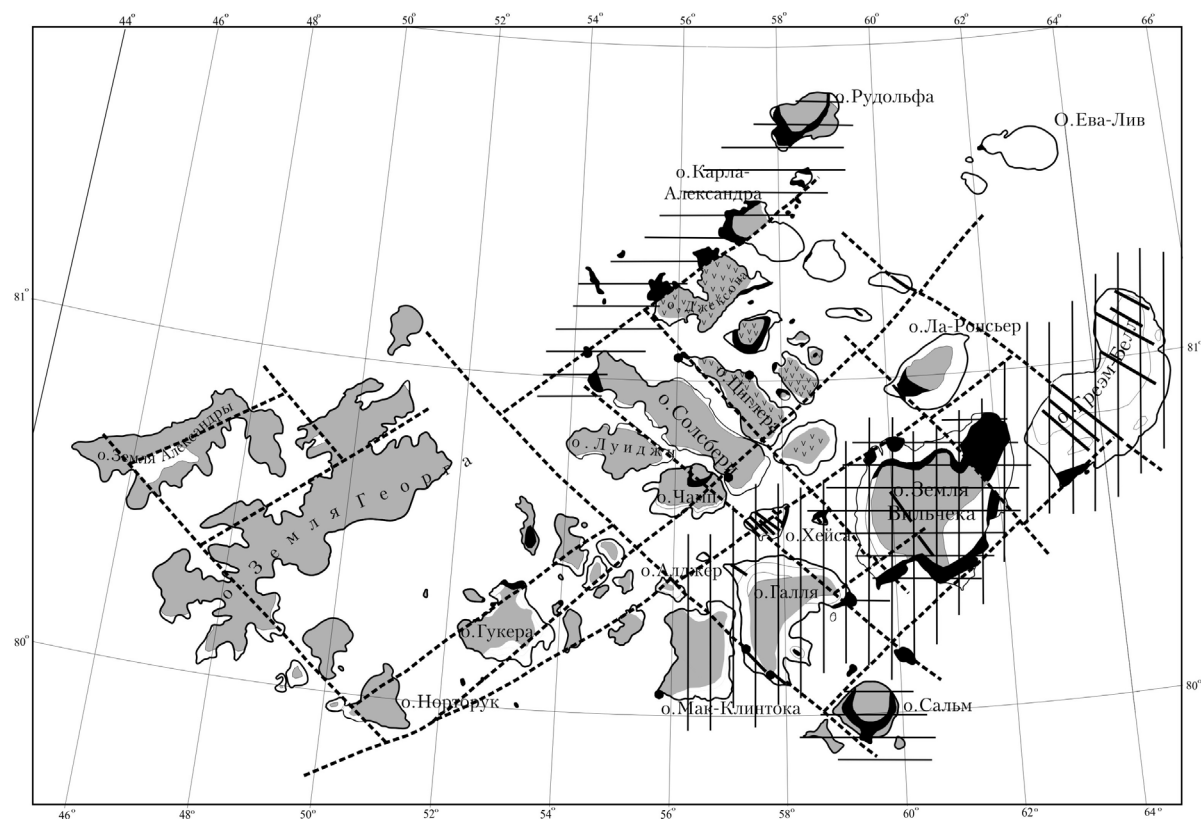


Рис. Схема магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа. Серым цветом закрашена покровная фация комплекса толеитовых базальтов, черным – интрузивные образования. Крапом показана покровная фация комплекса умеренно-щелочных базальтов-андезиобазальтов, специальным знаком (звездочкой) – вулканические аппараты центрального типа, пунктиром – главные разрывные нарушения. Вертикальной штриховкой обозначена область распространения пакетов параллельных даек, горизонтальной – интрузий габброидов «подсилового комплекса»

Полученные геохимические данные свидетельствуют о формировании обогащенных щелочами (прежде всего, калием) пород на относительно больших глубинах при низкой степени плавления вещества субстрата и о более обширном выплавлении низкокалийевых толеитов в условиях малых глубин. Вероятно, образование пород ассоциации субщелочных базальтов-андезиобазальтов отвечало режиму растяжения, а пород ассоциации низкокалийевых базальтов-долеритов – режиму раскола литосферной плиты.

Для субщелочной ассоциации пород получены близкие к нулю значения ϵ_{Sr} , умеренно-положительные $-\epsilon_{\text{Nd}}$ (от 0,39 до 5,48), и сравнительно высокие $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (от 18,84 до 19,26), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (от 15,55 до 15,60) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (от 38,68 до 39,13). Для представителей ассоциации толеитовых базальтов характерны положительные значения (от 1,56 до 6,80) ϵ_{Sr} и ϵ_{Nd} , а также менее радиогенный состав свинца [3]. На изотопных диаграммах фигуративные точки базальтоидов ЗФИ располагаются в пределах вариаций изотопных отношений для базитов океанических островов, тем самым подтверждая представления об общности их происхождения. По своим изотопно-геохимическим характеристикам базальтоиды ЗФИ являются производными разноглубинного магматизма, продуцируемого разными глубинными доменами. Для пород ассоциации субщелочных базальтов источником родоначальной магмы мог быть домен с характеристиками EM-II, для пород ассоциации толеитовых базальтов – деплетированная мантия с характеристиками N-MORB. В ряде случаев отмечаются признаки смешения первичных расплавов. Обе породные ассоциации несут отпечаток контаминированности коровым материалом. В конечном счете, именно результат взаимодействия на мантийном уровне различных по изотопно-геохимическому составу расплавов (смешение мантийных доменов) и неодинаковая контаминация их коровым материалом позволяют подразделить базиты ЗФИ на две различающиеся по изотопии и химизму вулканические ассоциации.

Литература

1. Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы // Труды ГИН РАН, вып. 542 / Отв.ред. М.Г.Леонов. М.: Наука, 2002. 461 с.
2. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн.1. Арктические моря / Ред. И.С. Грамберг, В.Л. Иванов, Ю.Е. Погребницкий. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004, 468 с.
3. Левский Л.К., Столбов Н.М., Богомолов Е.С. и др. Sr-Nd-Pb изотопные системы базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа // Геохимия. 2006. № 4. С. 365–376.
4. Пирожников Л.П. Горелые породы из морского нижнего волжского яруса о.Бергхауз (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН СССР. 1961. Т. 140. № 2. С. 448–450.
5. Старк А.Г., Шкатов Е.П., Кузнецова Л.А. Новые данные о геологическом строении северной окраины Баренцевоморского шельфа по сейсмическим исследованиям // Разведка и охрана недр. 1999. № 7–8. С. 21–24.
6. Столбов Н. М. Дискретность базитового магматизма архипелага ЗФИ // Актуальные проблемы региональной геологии Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши. Тез. докл. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 64–65.
7. Столбов Н.М. Архипелаг Земля Франца-Иосифа –геологический репер Баренцевоморской континентальной окраины // Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2005. 19 с.
8. Столбов Н.М., Устинов Н.М., Голубкова Е.Ю. Какого возраста отложения складчатого фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа? // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. Вып. 6. С. 145–148.
9. Чернышева Е.А., Харин Г.С., Столбов Н.М. Новые данные по геохимии базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 2. С. 238–241.

Некоторые закономерности формирования полезных ископаемых Беломорского региона при эксгумации метаморфических пород

Терехов Е.Н.

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

Проблема вывода глубокометаморфизованных пород к поверхности (эксгумация) долгое время умалчивалась по ряду причин и, прежде всего, ввиду отсутствия ясного структурного механизма реализации этого процесса. Если для молодых складчатых поясов эта проблема в последние 10–15 лет, стала активно развиваться под влиянием успехов фиш-трекового анализа, то в отношении докембрийских образований для которых эта методика не работает, всё остаётся по-прежнему. Большая часть исследователей продолжает верить, что длительная эрозия могла уничтожить верхнюю часть разреза и глубинные части наиболее активных блоков вышли к поверхности. Геологические данные противоречат этому. Так как, нет тех гигантских объемов осадочных пород, которые образовались бы при размыве 20–30 км разреза коры, например над Лапландско-Беломорским подвижным поясом (ЛБПП). Однако, всегда находятся исследователи, которые «раскидывают» эти объёмы по всей площади Восточно-Европейской платформы (ВЕП), а частично погружают их в зоны субдукции. Но главное то, что в период 1.9-1.8 млрд. лет назад породы ЛБПП находились в условиях Р и Т параметров (7–10 кбар и 600–800 град), которые отвечают глубинам 20–30 км, а к рубежу 1.8-1.7 млрд. лет они уже были в условиях хрупких деформаций или вообще на поверхности, так как секутся гигабиссальными постскладчатыми интрузиями этого возраста. То есть, за период менее чем 100 млн. лет глубинные породы вышли к поверхности. Максимальные скорости эрозии на Земле отмечены в Гималаях (до 3-4 км в 1 млн. лет). Поэтому и в отношении ЛБПП, можно при желании допускать подобные скорости, но основная проблема в захоронении осадочных пород не решаема, так как именно в этот период кроме сравнительно небольшой Петрозаводской мульды не было бассейнов осадконакопления. Авлакогены, в которые можно было бы погрузить осадочный материал от этой гигантской эрозии, появились на ВЕП только через 500 млн. лет. Поэтому необходим принципиально иной подход к решению данной проблемы.