

РОЛЬ ПЛЮМ-ЛИТОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ФИШЕРСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ (ГОРЫ ПРИНС-ЧАРЛЬЗ, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)

канд. геол.-минерал. наук В.А.МАСЛОВ

ВНИИОкеангеология им. И.С.Граммберга, Санкт-Петербург, massev@gmail.com

В работе рассматривается актуальная проблема геодинамического развития вулканоплутонических образований мезопротерозойской Фишерской области (Восточная Антарктида). На основе петролого-геохимических данных и ряда структурно-геологических особенностей строения горных массивов Шо, Уиллинг и Фишер, предлагается альтернативная геотектоническая модель эволюции Фишерской области. Характер распределения элементов-примесей, соотношение ряда микроэлементов ($La-Y-Nb$, $Nb/Y-Zr/Y$ и др.) основных пород региона демонстрируют близость составов исходных магм обогащенным мантийным источникам типа E-MORB (реже N-MORB) и их сопоставимость с внутриплитными базальтами континентов или океанов, а также указывают на существенную роль плюмового компонента в формировании исходных базитовых магм. Формирование Фишерского комплекса связано с рифтогенезом палеопротерозойской континентальной коры, сопряженным с процессами мантийного диапиризма. Заключительный этап развития связывается с инверсией структуры, ее значительным горизонтальным сжатием. Формирование Фишерской области, происходившее на интервале 1300–900 млн лет, многостадийно и характеризуется сложной геодинамической эволюцией, что, возможно, обусловлено циклическим характером рифтогенеза и пульсационным тектоно-термальным развитием плюмов.

Ключевые слова: петрология магматических и метаморфических пород, геохимия магматических процессов, геодинамика, рифтогенез, мантийные плюмы, литосфера.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Природа окраинноплитного и внутриплитного магматизма и его сопряженность с процессами мантийного диапиризма широко обсуждаются в современной литературе, в том числе остается дискуссионным вопрос геохимической гетерогенности в пределах рифтовых зон, поскольку в процессы магмогенерации могут быть вовлечены источники различной природы от мантийных до коровых. Подобные проблемы актуальны и в геологии Антарктики.

В пределах одной из крупнейших горных систем Восточной Антарктиды – гор Принс-Чарльз – выделяются две тектонические провинции: (1) – Рукерская провинция, включающая мезо-неоархейскую Рукерскую гранит-зеленокаменную и палеопротерозойскую Ламбертскую структурно-формационные области; (2) – протерозойский Циркумантарктический подвижный пояс (по Каменеву Е.Н. – Вегенер–Моусоновский [Геология..., 1990]), включающий Фишерскую вулканоплутоническую и Биверскую гранулитогнейсовую области (рис. 1).

Фишерский комплекс (ФК) расположен в центральной части гор Принс-Чарльз, в зоне сочленения южных и северных тектонических областей. В этой связи изучение геотектонической позиции ФК имеет ключевое значение для установления геологических взаимоотношений между архейской Рукерской гранит-зеленокаменной областью на юге и протерозойской Биверской на севере.

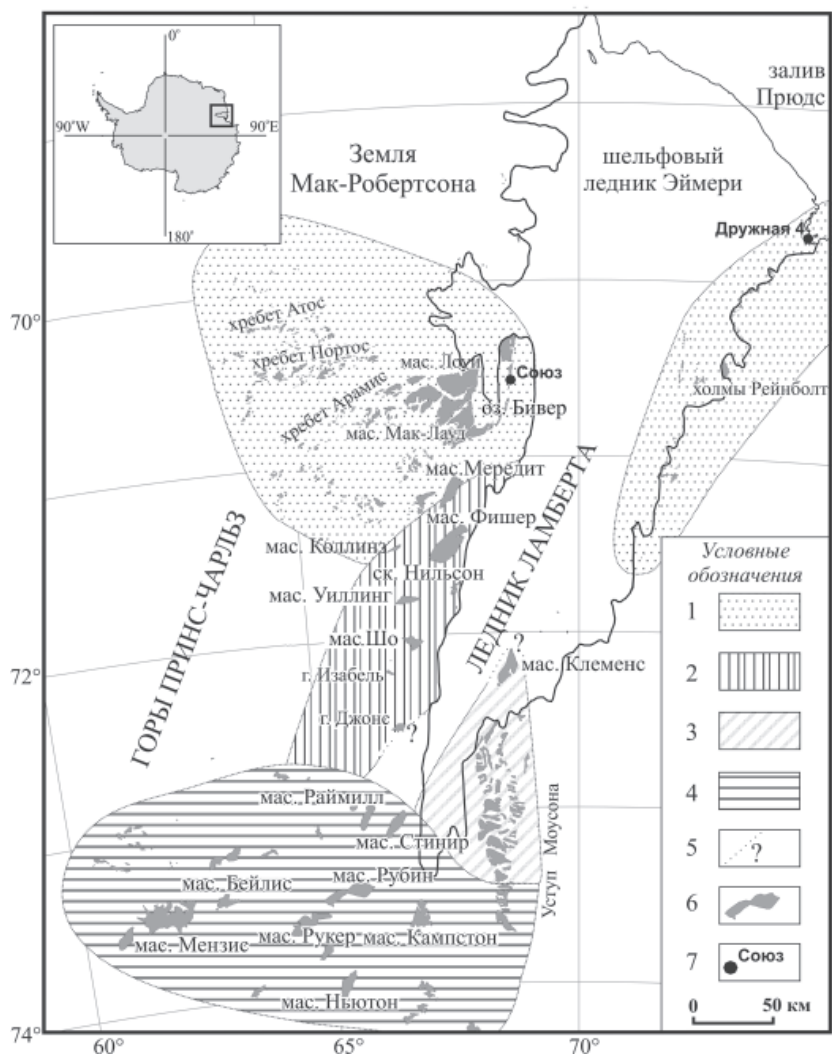


Рис. 1. Геолого-структурное районирование гор Принс-Чарльз, Восточная Антарктида (по [Михальский, 2007], с авторскими изменениями): 1 – протерозойская Биверская гранулитогнейсовая область; 2 – мезопротерозойская Фишерская область (иначе Фишерский комплекс); 3 – палеопротерозойский Ламбертский комплекс; 4 – архейская Рукерская гранит-зеленокаменная область; 5 – объекты, условно отнесенные к геологическим комплексам; 6 – горные выходы; 7 – зимовочные станции и полевые базы

Мезопротерозойский Фишерский комплекс был выделен как самостоятельная структурно-вещественная единица в 90-х годах прошлого столетия [Геология..., 1990; Михальский, 1993] и до недавнего времени включал массивы Фишер, Уиллинг, Коллинс, скалы Нильсон. В течение последних лет в состав ФК были включены часть массива Мередит [Михальский и др., 2006] и регион массива Шо (включающего также г. Изабель и г. Джонс [Маслов, 2011]). На основе петрологических исследований [Маслов и др., 2007] мезопротерозойских метаморфических и мета-

интрузивных пород регион массива Шо был определен как высокометаморфизованная (до гранулитовой фации метаморфизма) краевая часть общей протерозойской структуры единой геодинамической природы – Фишерской вулканоплутонической области [Маслов, 2011]. При сопоставлении петролого-геохимических особенностей горных пород массивов Шо, Фишер и Уиллинг было отмечено подобие минеральных составов пород метаморфических комплексов, сходство наложенных деформаций, близкие друг другу вулканоплутонические ассоциации, выделенные в пределах этих горных массивов; соответствие времени тектонотермальных событий в период 1100–900 млн лет, а также возраст внедрения протолитов ортогнейсов на массивах Шо и (поздних метагранитоидов) Уиллинг \approx 1100 млн лет [Маслов и др., 2007; Лайба и др., 2010].

В пределах Фишерской области развиты в разной степени метаморфизованные метаосадочно-вулканогенные, метавулканогенные и интрузивные породы главным образом мезопротерозойского возраста. Это мафические и салические кристаллические сланцы, амфиболиты и гнейсы, деформированные тела метагаббро (в том числе расслоенный габброидный плутон массива Уиллинг), диоритов, тоналитов и гранитов. Формирование метавулканитов происходило в период 1300–1280 млн лет [Beliatsky et al., 1994; Kinny et al., 1997]. В составе ФК выделены разновозрастные интрузивы ранней (1290–1200 млн лет) габбро-диорит-плагиогранитной и поздней (1200–1020 млн лет) габбро-гранит-гранодиоритовой ассоциаций [Kinny et al., 1997; Mikhalsky et al., 2001]. Породы претерпели не менее двух этапов метаморфических преобразований отвечающих возрастам 1120 и 1000 млн лет.

Согласно устоявшейся гипотезе формирование Фишерской области происходило в конвергентных надсубдукционных, геодинамических условиях, представляя собой вулканическую или магматическую дугу [Михальский, 2007; Mikhalsky et al., 2001]. Однако полученные новые петро-геохимические данные по массиву Шо, в совокупности с известными, специфическими характеристиками геологического строения других горных объектов ФК, свидетельствуют, что природа описываемых геологических явлений и их геохимических черт весьма дискусионна.

Цель исследований заключалась в выявлении геолого-петрологических особенностей и геохимических признаков вулканоплутонических образований, позволяющих иначе охарактеризовать геодинамические условия формирования Фишерской области и оценить роль плюмовых процессов, их степень взаимодействия с литосферой.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ФИШЕРСКОГО КОМПЛЕКСА

Детальному описанию геологического строения и петрологии отдельных горных объектов Фишерской области посвящено значительное количество работ. В рамках данной статьи приведены некоторые, наиболее важные характеристики пород горных массивов Фишер, Уиллинг и Шо.

В геологическом строении массива Фишер участвуют мезопротерозойские метаосадочно-вулканогенные и метаинтрузивные породы от основного до кислого состава. Породы, слагающие массив Фишер, значительно деформированы, имеют крутое залегание (6080) с падением преимущественно на северо-запад. Здесь выделена метаосадочно-вулканогенная серия Фишер, включающая семь свит преимущественно основного и среднего состава [Лайба и др., 2010]. В общей сложности, около половины площади массива занимают метаморфизованные интрузии габбро-диорит-гранодиоритового состава, дифференцированные по составу от ультрамафитов и габброидов до кварцевых диоритов и плагиогранитов. Метадiorиты и метаплагиограниты (метатоналиты) образуют пластообразные интрузивные тела, залегающие субсогласно с вмещающими метаморфическими

породами и существенно деформированные. Более поздними являются интрузивные тела биотитовых гранодиоритов и гранитов.

Метабазиты массива Фишер имеют достаточно выдержанные химические составы по всем компонентам. Их общей особенностью является относительно низкое содержание K_2O (обычно менее 1 %) при повышенных количествах Na_2O (2–4,6 %). При этом метабазациты разделяются на два петрохимических типа – В1 и В2 [Лайба и др., 2010; Mikhalsky et al., 2001]. Базациты В1 имеют показатель магнезиальности $mg=53–65$ и содержат нормативный оливин, а базациты В2 имеют низкий $mg=45–52$ и содержат нормативный кварц.

Массив Уиллинг большей частью сложен мезопротерозойскими интрузивными телами габбро-тоналитовой (-плагиогранитной) плутоической ассоциации, а также в пределах массива выделены метавулканогенная, базальт-риолитовая и базальт-андезит-риолитовая формации толеитового и субщелочного типа [Лайба и др., 2010]. Метаинтрузивные образования представлены штоками метагабброидов, субогласными жилами и дайками метабазацитов (амфиболитов), метадiorитов, метатоналитов (-метаплагиогранитов). В пределах массива Уиллинг (около половины его площади, восточный блок) располагается одноименная расслоенная габброидная интрузия. Расслоенный плутон «Уиллинг» по аэромагнитным данным имеет размеры до 12 км по длинной оси и площадь не менее 60 км², а мощность разреза составляет более 2,5 км. Его возраст оценивается в 1238±32 млн лет [Лайба и др., 2010].

Метаморфические породы слагают западный блок массива. Это калиевые биотитовые ($\pm Grt$) плагиогнейсы и гнейсы; мафические амфибол-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы, реже амфиболиты. Выделяются 2 группы мафических сланцев – низкотитанистые и высокотитанистые. Породы метаморфизованы на уровне высокотемпературной амфиболитовой фации, значительно деформированы и представляют собой тектониты и катаклазиты.

В геологическом строении горного массива Шо участвуют дислоцированные породы мезопротерозойской метаморфической толщи, мезо-неопротерозойские (?) метаинтрузивные породы и разновозрастный жильный комплекс [Маслов и др., 2007].

В составе метаморфической толщи выделены три группы пород, отличающиеся по химическому и минералогическому составу: лейкократовые гнейсы (ЛГ) – фельзитические лейкократовые гранат-биотитовые, биотитовые ($\pm Hbl$) гнейсы (редко плагиогнейсы) и мигматиты; плагиогнейсы (ПГ) – мезо-меланократовые биотитовые, амфибол-биотитовые плагиогнейсы; метабазациты – мафические амфиболитовые, амфибол-биотитовые ($\pm Px$) кристаллические сланцы, ($\pm Px$) амфиболиты. Время внедрения протолитов лейкократовых ортогнейсов оценивается в 1081±18 млн лет [Маслов и др., 2007]. К метаинтрузивным породам отнесены пластообразные и линзовидные тела метагабброидов ($Pl-OPx-Hbl\pm Cpx\pm Ol\pm Chl\pm Spn$) и метаультрамафитов (метапериidotиты, $Hbl-Ol-Di-En-Srp-Spl$; метапироксениты, $En-Hbl-Ol-Srp-Spl$), которые согласно залегают среди метаморфитов и так же, как вмещающие толщи, в значительной степени метаморфизованы и деформированы.

На массиве Шо выделяется метаосадочно-вулканогенная толща, где доминирующими являются породы группы плагиогнейсов и метабазациты, рассматриваемые как метавулканические породы, а также в подчиненном количестве присутствуют гранат-биотитовые гнейсы, отнесенные к метаосадочным породам. Плутоические ассоциации связываются с метаультрамафитами, метагабброидами и телами лейкократовых биотитовых ортогнейсов, обладающими характерными петрологическими признаками глубинных изверженных пород. В качестве предполагаемых ассоциаций протолитов выделяются вулканическая толеитовая базальт-андезит-риолитовая, плутогенная перидотит-габбровая и известково-щелочная диорит-плагиогранитная ассоциации.

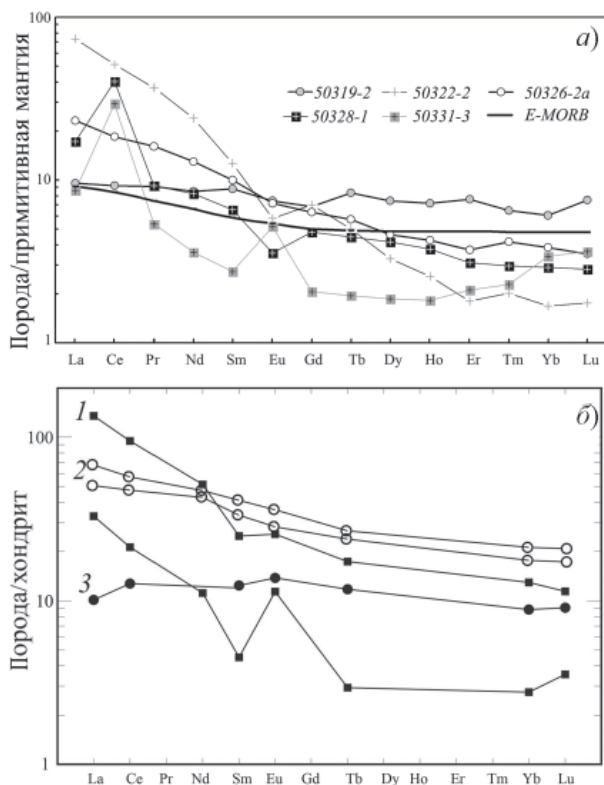


Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ пород массива Шо (а) и Уиллинг (б), по [Mikhalsky et al., 2001], нормированные к примитивной мантии и хондриту по [Sun, 1989].

(а): Метагаббро (50319-2), амфиболит (50326-2а); лейкократовые биотитовые гнейсы (50328-1, 50331-3); аплит (50322-2). (б): 1 – фельзические сланцы и гнейсы, 2 – мафические сланцы (группа НТР), 3 – мафические сланцы (группа ЛТР). E-MORB – обогащенные океанические базальты.

На диаграмме AFM [Irvine et al., 1971] точки составов метабазитов массива Шо, мафических кристаллических сланцев и андезитовых метабазальтов массива Уиллинг и Фишер располагаются главным образом в поле толеитовой серии, формируя натриевую, калий-натровую толеитовую петрохимическую серию [Маслов, 2011]. Плагиогнейсы и лейкократовые гнейсы массива Шо, как и родственные породы массивов Уиллинг и Фишер, расположены преимущественно в поле известково-щелочной серии.

На диаграммах содержания редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированных к примитивной мантии [Sun, 1989], четко отмечаются низкие концентрации тяжелых РЗЭ для всех разновидностей пород (рис. 2). Распределения РЗЭ метабазитов и гнейсов обладают умеренным характером фракционирования ($La/Yb \approx 2-8$). Относительно повышенные концентрации легких РЗЭ по сравнению с тяжелыми указывают, что магматический расплав, из которого кристаллизовались породы, генерировался из неистощенного мантийного вещества.

Спектры метагаббро, амфиболита и биотитового гнейса (обр. 50328-1, рис. 2а), а также мафические сланцы НТР (рис. 2б) – субпараллельны. Eu минимум ($Eu/Eu^* = 0,71$) в биотитовом гнейсе (обр. 50328-1) массива Шо и фельзических гнейсах массива Уиллинг свидетельствует о частичном фракционировании

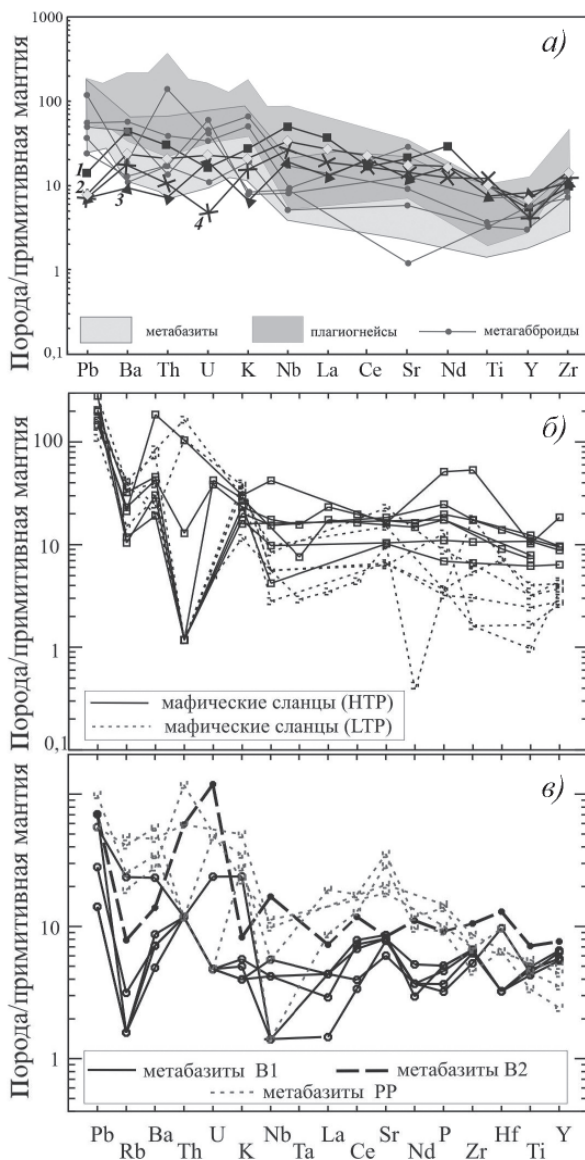


Рис. 3. Диаграммы нормированных к примитивной мантии [Sun, 1989] содержаний редких элементов пород Фишерской области. Спектры распределения редких элементов пород массива Шо (а), Уиллинг (б) и Фишер (в) [Михальский, 2007; Mikhalsky et al., 2001]. Указаны также содержания редких элементов для базальтов других регионов мира (а): 1 – Рифт Грегори, Восточно-Африканская РЗ [Baker et al., 1977], 2 – Красноморский рифт [Volker et al., 1997], 3 – о. Исландия, центральный грабен [Фролова, 1997], 4 – о. Гавайи, влк. Мауна-Лоа [Кузьмин, 1985]

расплава и выносе плагиоклаза. Весьма низкие концентрации тяжелых РЗЭ, наличие положительных аномалий Се в спектрах распределения РЗЭ пород группы ЛГ массива Шо, вероятно, отражают особенности окислительно-восстановительных

условий флюидного режима. Весьма существенно, что подобные аномалии не наблюдаются в спектрах метабазитов.

Заметное сходство всех трендов распределения РЗЭ свидетельствует о едином мантийном источнике формирования пород. На трендах основных пород массива Шо и Уиллинг – амфиболита, метагаббро и базальтов – отмечается субмантийное «плоское» распределение РЗЭ и весьма близкое к базальтам E-MORB, что говорит о значительном геохимическом сходстве этих пород с мантийным веществом, по составу близким обогащенным океаническим базальтам. При этом мафические сланцы ЛТР (массив Уиллинг) отвечают базальтам типа N-MORB [Михальский, 2007a].

На диаграммах редких элементов ортопород массива Шо (рис. 3а) отмечается общий четкий отрицательный наклон кривых, с обогащением крупноионными литофильными элементами (LILE – Pb, Ba, K, Sr) а также Th, U, и относительным обеднением высокочargedными элементами (HFSE – Nb, Zr, Y, Ti). В случае метабазитов Шо наклон кривых минимален и отмечается близость содержаний высокочargedных элементов таковым в базальтах N-MORB. Представленные тренды, по-видимому, свидетельствуют о влиянии корового компонента на исходный расплав. Различие в содержании Pb, Ba, Th, U, K в группах может означать увеличение влияния корового компонента и флюидных процессов на состав исходных магм.

Наиболее близки друг другу спектры распределения элементов-примесей метабазитов массива Шо и массива Уиллинг (рис. 3б), что неслучайно, исходя из географического положения объектов, сходства вещественных составов пород метаморфических комплексов и их структурно-тектонического положения. На спайдерграммах редких элементов тренды метабазитов Шо наиболее хорошо согласуются с линиями распределения мафических сланцев массива Уиллинг [Михальский, 2007], исключая в нескольких случаях заметную отрицательную аномалию по Th.

Существенное сходство трендов содержаний редких элементов отмечается между метабазитами Шо и фишерскими метабазальтами В2 (рис. 3в), в меньшей степени метабазитами групп В1 и РР [Михальский, 2007a; Mikhalsky et al., 2001]. На трендах иногда отмечаются отдельные аномалии по U, Th, Rb при общем пологом распределении элементов-примесей. Аномалия Nb в метабазитах ФК проявлена не всегда и в целом более свойственна кислым вулканитам. Происхождение пород группы В1 и В2 сопоставляется с субстратом типа P-MORB [Михальский, 2007], т.е. плюмовым источником.

Для сравнения на диаграмме (рис. 3а) нанесены тренды нормированных содержаний микрокомпонентов в базальтоидах известных районов мира, отвечающих современным геодинамическим обстановкам континентальных рифтов Восточной Африки, Красного моря и океанических островов Гавайи, Исландия [Кузьмин, 1985; Фролова, 1997; Baker et al., 1977; Weaver, 1991]. Как видно, метабазиты массивов Шо и Уиллинг (в меньшей степени Фишер) по характеру распределения элементов-примесей сопоставимы с кривыми внутриплитных базальтов континентов или океанов [Наумов и др., 2004]. Как показывают результаты различных исследований [Туркина, 2008; Филатова, 2008; Фролова, 1997; Pearce, 2008] такие тренды распределения микрокомпонентов в метабазитах наиболее характерны для базальтоидов, формировавшихся в условиях континентальных рифтов или внутриплитных вулканических ассоциаций океанических островов.

Изотопные отношения для мафических сланцев и метабазитов массивов Уиллинг и Фишер составляют в среднем $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7035 - 0,704$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511 - 0,513$ [Mikhalsky et al., 2001]. Такие отношения связываются с веществом обогащенной мантии (ЕМ1), которое рассматривается как первичный элемент мантийных плюмов [Грачев, 2000] или сопоставляется с субдукционными процессами в литосфере.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ НА ОСНОВЕ ДИСКРИМИНАЦИОННЫХ ДИАГРАММ

Для реконструкции геодинамических обстановок был использован ряд дискриминационных диаграмм. Эти данные в полном объеме приведены в работе [Маслов, 2011], здесь продемонстрированы только некоторые из диаграмм (рис. 4) на основе элементов-примесей.

На диаграммах Дж.Пирса (рис. 4а–б [Pearce, 1973]) точки базальтоидов ФК преимущественно попадают в области, характерные для условий типа MORB (базальты COX), WPB (внутриплитные базальты), в меньшей степени островодужных базальтов (IAB), а также в участки сонахождения перечисленных обстановок. На треугольной диаграмме «La–Y–Nb» (рис. 4в) [Cabanis, Lecolle, 1989] точки метабазитов массивов Шо и Фишер преимущественно расположены в поле континентальных базальтов и E-MORB. На диаграмме «Zr–Nb–Y» (рис. 4г), [Meschide, 1986]) точки составов метабазитов равномерно располагаются в четырех полях – АП, В, С, D. Достоверно могут быть идентифицированы только внутриплитные щелочные базальты (WPA, поле АП) и E-тип MORB (поле В). Другие поля имеют двоякую интерпретацию. Таким образом уверенно выделяется группа точек, расположенная в поле В, отвечающая базальтам типа E-MORB (также известный как P-MORB), т.е. обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (COX), формирование которых М.Мешайд и другие исследователи связывают с областями, где развиты плюмовые процессы (например, о. Исландия [Геншафт, 1999; Meschide, 1986]).

На дискриминационной диаграмме Дж.Пирса для пород гранитного состава «Nb–Y» преобладающее количество точек одновозрастных ортогнейсов горных объектов ФК, сопоставляемых с гранитоидами, попадают в поле гранитов вулканических дуг и коллизионных гранитов (VAG+syn-COLG). Небольшая часть значений располагается в пределах поля внутриплитных гранитов (WPG) или гранитов аномальных рифтов [Маслов, 2011].

Для оценки степени влияния плюмового источника на геохимическую специализацию метабазитов ФК были использованы диаграммы (рис. 4д, е) на основе отношений несовместимых элементов – Nb, Zr, Y и Th, которые являются относительно нечувствительными к процессам изменения пород, фракционной кристаллизации [Condie, 2005; Weaver, 1991]. На диаграмме «Nb/Y–Zr/Y» (рис. 4д) точки изученных пород ФК большей частью попадают в область океанических платобазальтов, расположенную между источниками РМ и EM2 в части диаграммы, соответствующей базальтам, сформированным благодаря плюмовому источнику вещества. Диаграмма «Zr/Nb–Nb/Th» (рис. 4е) показывает некоторую геохимическую гетерогенность мантийных источников магм. Ареал точек метабазитов демонстрирует высокие Zr/Nb отношения и близость к источнику EN, а также РМ, в малой степени – к другим мантийным источникам. Это, вероятно, обусловлено как первичной геохимической неоднородностью плюма, так и различными процессами взаимодействия плюма с подкоровой частью литосферы, возможно, прежде всего смещением глубинного плюмового компонента DEP и обогащенного компонента EN. Подобные поля формируют точки позднемезозойских низкотитанистых платобазальтов Декана (Индия), положение которых также интерпретируется как процесс взаимодействия мантийного плюма с континентальной литосферой и отмечается небольшой вклад деплетированных мантийных источников DM [Condie, 2005].

Однако в случае ФК на отдельных диаграммах значительное количество точек метабазитов располагается в поле базальтов MORB, формирующихся, как известно, на основе магм из обедненной мантии DM. Это явление может отражать разную степень перераспределения различных несовместимых элементов в ходе

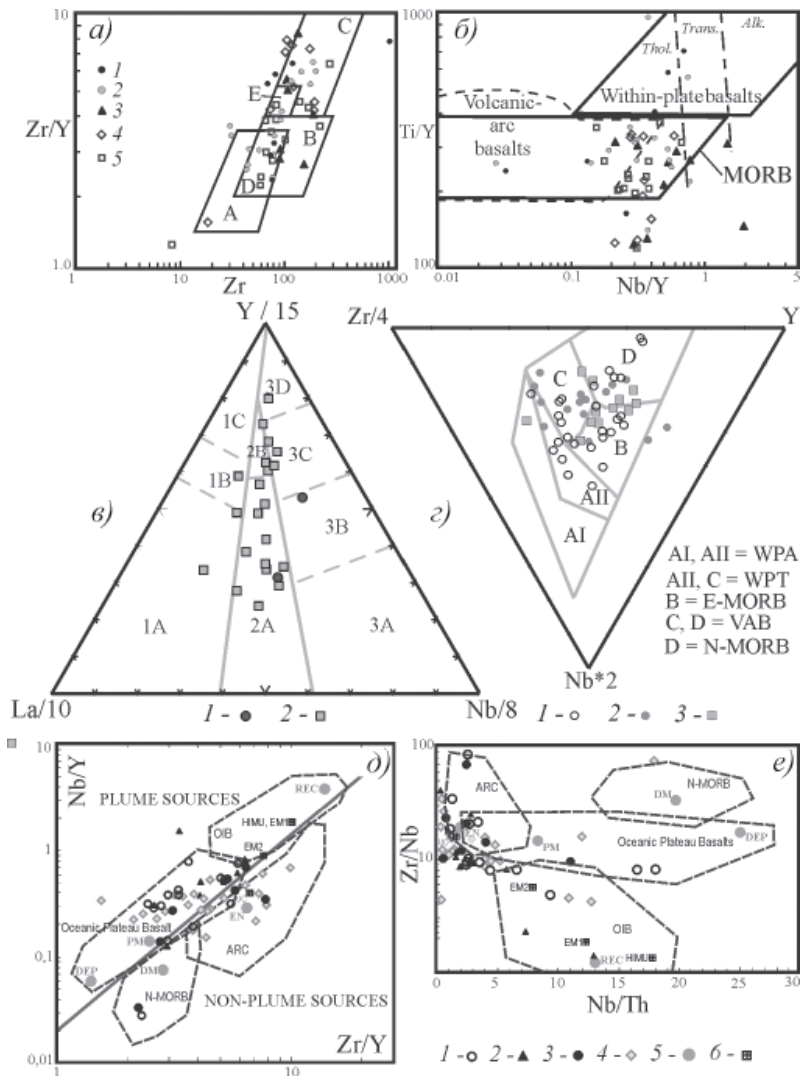


Рис. 4. Геодинамическая типизация мантийных источников пород Фишерского комплекса: (а–б) по [Pearce, 1973]: метабазиты (1), плагиогнейсы (2) и метагабброиды (3) Шо, метабазиты Уиллинга (4), метабазиты Фишера (5). (а) – диаграмма «Zr/Y–Zr/Y», поля на диаграмме: А–IAB, В–MORB, С–WPB, D–MORB и IAB, Е–WPB и MORB. (б) – диаграмма «Ti/Y–Nb/Y». (в) – диаграмма «La–Y–Nb» [Cabanis et al., 1989]: метабазиты Шо (1), метабазиты Уиллинга (2), метабазиты Фишера (3); 1А–CAB, 1В–CAB+IAT, 1С–IAT; 2А – континентальные базальты, 2В – BABB, 3А – щелочные базальты континентальных рифтов, 3В–С – E-MORB. (г) – диаграмма «Nb–Zr–Y» [Meschide, 1986], метабазиты Шо (1), метабазиты Уиллинга (2), метабазиты Фишера (3). Поля диаграмм: CAB – известково-щелочные базальты, WPT – островодужные толеиты (базальты), N-MORB – нормальные базальты COX, OFB – базальты океанического дна, OIB – базальты океанических островов, VAB – базальты вулканической дуги, WPA – внутриплитные щелочные базальты, WPT – внутриплитные толеиты, ARC – базальты дуг. (д–е) Диаграммы «Nb/Y–Zr/Y» и «Zr/Nb–Nb/Th» [Condie, 2003; Weaver, 1991]: Метабазиты (1), плагиогнейсы (2), метагабброиды (3) массива Шо; метабазиты массивов Уиллинг и Фишер (4); гипотетические мантийные источники и резервуары (5, 6): обогащенная U+Th/Pb мантия (HIMU), обогащенная мантия (EM1, EM2), примитивная мантия (PM), деплетированная мантия (DM), глубинная деплетированная мантия (или глубинный, плюмовый компонент DEP), обогащенный компонент (EN), рециклированная литосфера (REC), верхняя кора (UC)

смещения магм источников EN и DM. Это подтверждается и диаграммой «TiO₂/Yb–Nb/Y» Дж. Пирса [Pearce, 2008], где наблюдается взаимодействие плюмового и литосферного источников, с трендом, демонстрирующим увеличение влияния обедненной мантии DM, что характерно для развивающихся рифтовых областей.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Вопрос о геодинамической природе мезопротерозойского Фишерского комплекса неоднократно поднимался в зарубежной и отечественной литературе [Михальский, 2008; Mikhalsky et al., 2001; Tingey, 1991]. Предполагается, что значительная часть горных пород Фишерской области отвечает геодинамической обстановке развивающейся вулканической и/или магматической дуги в конвергентных надсубдукционных условиях, а меньшая часть могла образоваться в условиях активной континентальной окраины. Такая позиция объясняется наличием характерных геохимических признаков островодужного вулканизма и изотопными данными, например – формированием известково-щелочных серий, присутствие на спайдерграммах редких элементов ниобий-танталовых отрицательных аномалий и др.

На взгляд автора, данной гипотезе противоречат как некоторые специфические характеристики геологического строения горных объектов ФК, так и петролого-геохимические критерии. Не очевидны и некоторые ключевые положения, например, что породы известково-щелочных серий считаются индикатором субдукционных условий, хотя они встречаются в разнообразных обстановках (области мантийного диапиризма, континентальные орогенные пояса, зоны коллизии [Филатова, 2008; Фролова, 1997]). Известно также, что островные дуги обладают значительной протяженностью, для них типична поперечная латеральная зональность, выражающаяся в смене вулканно-плутонических ассоциаций от фронтальных к тыловым частям структуры [Фролова, 1997]. Горные выходы ФК географически обособлены и имеют протяженность порядка 120–140 км, а признаки зональности в строении не установлены.

На основе представленных выше петролого-геохимических данных автором предлагается иная геотектоническая модель региона, согласно которой Фишерская область формировалась в обстановке континентального рифтогенеза, сопряженного с процессами мантийного диапиризма, впоследствии сменившейся стадией сжатия.

Для более полного обоснования предложенной геомодели обратимся к ряду главных признаков, выявленных для плюмовых магматических процессов. Для плюмов характерна:

- пространственная сопряженность с рифтогенными структурами и точками тройного сочленения как океанических, так и континентальных плит;
- большая площадь распространения одинаковых магматических ассоциаций, дисгармоничных по отношению к древней, складчато-покровной структуре региона (раме);
- циклический (пульсационный) характер развития плюмов [Грачев, 2000];
- длительность функционирования глубинных магматических источников до сотен млн лет, многофазное и длительное формирование магматических тел, в том числе расслоенных [Шарков, 2006];
- ярко выраженные геофизические аномалии;
- специфические изотопно-геохимические характеристики базитовых пород широкого петрографического состава (обогатенность глубинными восстановительными флюидами с соединениями H, S, F, Cl, Ba, K, Sr; высокие изотопные отношения $3\text{He}/4\text{He}$ [Грачев, 2003]).

Многие из представленных признаков отмечаются и в случае рифтогенеза, что вполне закономерно, исходя из представлений о пространственно-временной корреляции плюмовых процессов и рифтообразования. В первую очередь это

подобие магматических образований, длительность тектоно-магматических процессов, их циклический характер и т.п. [Грачев, 2000; Леонов, 2001; Милановский, 1983; Фролова, 1997].

Аналогичные признаки отмечаются в пределах Фишерской вулканоплутонической области. Так, массив Уиллинг характеризуется развитием контрастных, бимодальных серий, типичных для рифтогенных структур [Михальский, 2007a]. На массиве Уиллинг расположен крупный расслоенный габброидный плутон. Как известно, для образования подобных интрузивов требуется значительный временной интервал с соблюдением стабильного температурного и динамического режимов в условиях растяжения. Формирование большинства подобных структур связывается с континентальными рифтогенными процессами.

В рамках ранее предложенной геодинамической модели становления ФК образование крупного расслоенного интрузива представляется маловероятным. В подвижных зонах поступавшие порции расплавов попадали в мобильную среду, где их локализация определялась местными зонами растяжения, возникавшими в процессе тектонического течения пород рамы. Такие тела имеют небольшие размеры и не обладают типичной расслоенностью. Также известны единичные примеры расслоенных интрузивов, формировавшихся в условиях задугового спрединга [Шарков, 2006]. Процессы растяжения в ходе развития задуговых бассейнов активных континентальных окраин во многом подобны формированию континентальных рифтов (за исключением энсиматических дуг). Таким образом, в рамках современных представлений, в формировании расслоенных комплексов определяющую роль играл рифтогенез, сопряженный с процессами мантийного диапиризма, который мог быть первопричиной или же следствием подъема астеносферы (?) [Грачев, 2000; Леонов, 2001].

Представленные геохимические данные показывают близость составов метабазитов ФК к обогащенным мантийным источникам типа E-MORB (редко N-MORB), что подтверждается нормированными диаграммами R3Э и редких элементов. Такие геохимические характеристики типичны для базальтов континентальных рифтов и ОИВ, причем свойства этих геодинамических обстановок весьма схожи, что объясняется участием плюмового вещества в процессах магнообразования. Подобные выводы следуют из анализа положения точек составов пород массива Шо (отчасти Уиллинг и Фишер) на дискриминационных диаграммах, где метабазиты отвечают базальтам срединно-океанических хребтов (и/или ОИВ), континентальных рифтов и редко островодужным базальтам.

Преимущественное нахождение точек лейкократовых ортогнейсов, сопоставляемых с гранитоидами, на дискриминационных диаграммах в поле, отвечающем гранитам вулканических дуг и коллизионным гранитам, заметно контрастирует с положением точек метабазитов, показывающих существенную связь с внутриплитными, дивергентными процессами. Такое несоответствие может свидетельствовать о смене геодинамической обстановки — инверсии тектонических процессов и переходе от условий растяжения к обстановке сжатия, т.е. конвергентному режиму развития. На цикличность геологических процессов в древних тектонических зонах, неоднократно испытывавших горизонтальное растяжение земной коры (рифтогенез) и последующее сжатие, указывает в своих работах Е.Е. Милановский [Милановский, 1983].

Геохимические данные свидетельствуют о фракционировании исходных расплавов, сформировавших ассоциации пород ФК. На вариационных диаграммах петрогенные элементы образуют характерные линейные тренды, обусловленные процессами магматического фракционирования в ходе становления магматических комплексов. Общее обеднение Y всех разновидностей горных пород ФК, и в неко-

торой степени тяжелыми РЗЭ, указывает на возможное фракционирование граната, осаждение его в рестите и незначительное присутствие граната в родоначальных для этих пород расплавах. Фракционирование плагиоклаза в протолитах фельзических гнейсов приводит к обеднению Eu. Дальнейшее наложение метаморфических процессов, увеличение роли флюидов приводит к выносу большинства РЗЭ из некоторых разновидностей ортогнейсов гранитного состава [Петров и др., 1975].

Согласно данным по микроэлементам (рис. 3), значимую роль в ходе магмообразования сыграли и процессы коровой контаминации, которые в большей степени проявлены при формировании пород известково-щелочного ряда (протолитов плагиогнейсов, лейкократовых ортогнейсов). Это влияние, вероятно, определялось прогрессирующим разогревом области магмогенерации и большей степенью взаимодействия вещества мантийного плюма и субконтинентальной литосферы [Фролова, 1997]. Интенсивный прогрев литосферы повышал ее пластичность, вследствие чего уменьшалась ее проницаемость и замедлялось проникновение расплавов на поверхность. Эти процессы обусловили формирование промежуточных очагов, где магматические расплавы испытывали дифференциацию, образуя кислые породы известково-щелочной серии.

Модель геодинамической эволюции мезопротерозойской Фишерской области

Начальная стадия развития рифтовой структуры, по-видимому, соотносится с формированием магматических ассоциаций горных массивов Фишер и Уиллинг, имеющих самые древние возрасты внедрения в пределах ФК (~1300 млн лет). Возрасты протолитов метаморфических горных пород соседних районов с северо-запада (Мак Лауд) оцениваются в 1700–2300 млн лет, а с юго-востока (хребет Моусона) – не менее 2500 млн лет [Михальский, 2008a]. Вероятно, палеопротерозойские породы являлись фундаментом для заложения Фишерской структуры в мезопротерозое.

На первом этапе геодинамического развития (1300–1200, 1100–1000 (?) млн лет) Фишерская вулcano-плутоническая область формировалась в условиях континентального рифтогенеза при активном участии плюм-литосферных процессов, сопровождавшегося ультрабазит-базитовым, толеитовым и субщелочным магматизмом, когда происходило значительное добавление мантийного вещества. В случае максимального раскрытия рифта и значительного поднятия мантийного диапира степень утонения континентальной коры рифтовой структуры могла быть существенной, а роль литосферной мантии как источника базитовых магм типа E-MORB (-MORB) становилась определяющей.

Заключительный этап (1000–900 млн лет) связывается с инверсией структуры и развитием пород известково-щелочной серии, ее значительным горизонтальным сжатием, вероятно обусловленным тектонической активизацией смежных областей, а также наращиванием мощности земной коры. Процесс сжатия способствовал увеличению интенсивности теплового потока, проникновению больших масс флюидов, газообразных веществ и гранитизирующих растворов, приведших на завершающей стадии к высокотемпературному метаморфизму вулканогенно-плутонических пород, формированию узких складчатых зон, а также образованию интрузий синкинематических гранитоидов.

Безусловно, предложенная модель носит, прежде всего, концептуальный характер, а геотектоническое развитие мезопротерозойской Фишерской области имеет более сложную историю. Выявление первичной последовательности магматических и седиментационных процессов осложняется тем, что мезопротерозойские породы отдельных горных массивов подвергались (иногда многократно) тектонотермальной переработке разной интенсивности. В этой связи, например, неясно какую роль в процессе становления ФК играют ранние (в период 1300–1250 млн лет) метавулканисты и метаинтрузивы тоналит-гранитного состава, фиксируемые в

пределах массивов Фишер и Уиллинг. Формирование таких пород может отражать развитие бимодальных магматических серий, с типичным для них циклическим чередованием кислых и базальтовых излияний. Часть ранних кислых метавулканитов, принадлежащих к известково-щелочной серии, могут, например, относиться к начальной фазе внедрения, отвечая антидромной последовательности эволюции магматизма, хорошо известной в процессе развития рифтовых структур. Как и в других геоструктурах (например, в окраинных и внутренних морях), такая последовательность является индикатором разрушения и деструкции континентальной земной коры [Фролова, 1997].

Эти дополнительные стадии развития могут быть отображением установленной для рифтовых систем периодичности тектономагматической активности в ходе их эволюции, в том числе процессов горизонтального растяжения-сжатия коры, а также пульсационного характера тектоно-термального развития плюмов [Балашов, 2004; Добрецов, 2008].

Для рифтогенных систем одним из важных факторов, свидетельствующим о возможной многократной ремобилизации одних и тех же структур, является унаследованность развития рифтов по отношению к древним структурам. Значительность влияния древней структуры на рифтообразование неоднократно отмечена в литературе, так, Ю.Г. Леоновым [Леонов, 2001] показано, что тектонические неоднородности коры способствуют локализации на этих же участках последующих деформаций.

Цикличность рифтогенных процессов, наложение молодых рифтовых систем на древние наблюдается и в пределах гор Принс-Чарльз, где расположена современная Ламбертская рифтовая область. Развитие подобных структур в фанерозое, подтвержденное обширными геологическими данными [Грикуров 1989; Геология..., 1990], вероятно, также определялось тектонотермальными, пульсационными активизациями плюма (или плюмов?). Так, в перми и триасе погружение блоков структуры привело к накоплению угленосных отложений (район оз. Бивер, рис. 1). Следующий общепризнанный [Куригин и др., 1988; Mikhalsky et al., 2001] этап активизации тектонических процессов происходил в мезозое – кайнозое, проявления щелочно-ультраосновного магматизма датируются возрастом 145–120 млн лет.

ВЫВОДЫ

Геохимические данные по элементам-примесям пород основного состава Фишерской области показывают близость составов исходных магм обогащенным мантийным источникам типа E-MORB (редко типа N-MORB). По соотношениям ряда микроэлементов метабазиты преимущественно отвечают обогащенным и нормальным базальтам СОХ, континентальных рифтов и океанических островов, демонстрируя связь с плюмовым мантийным источником. На существенную роль плюмового компонента в формировании исходных базитовых магм указывают и дискриминационные диаграммы.

Становление ФК, происходившее на интервале 1300–900 млн лет, многостадийно и характеризуется сложной геотектонической эволюцией. По мнению автора, формирование Фишерской области связано с рифтогенезом палеопротерозойской континентальной коры при активном участии плюмовых процессов. Завершающая стадия развития региона связана с инверсией геодинамических процессов – переходом от дивергентных (рифтогенных) процессов к конвергентным (коллизийным). Преобразование геодинамической системы сопоставляется с гренвильской эпохой складчатости (1000–900 млн лет), когда были максимально проявлены деформации и метаморфизм до гранулитовой фации.

Геодинамическая эволюция региона гор Принс-Чарльз на значительном временном интервале (мезопротерозой – кайнозой) может выступать в качестве яркого

примера унаследованного развития (телескопирования) тектонических структур, доказывая значимость влияния древних структур на рифтообразование. Циклы, выражающиеся в смене рифтогенных стадий стадиями сжатия земной коры, в фанерозойской истории геотектонического развития региона гор Принс-Чарльз повторялись неоднократно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балашов Ю.А., Глазнев В.Н.* Влияние плюмового магматизма на динамику докембрийского корообразования // ДАН. 2004. Т. 395. № 1. С. 78–81
- Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Исландия: глубинное строение, эволюция и интрузивный магматизм. М.: ГЕОС. 1999. 363 с.
- Геология и минеральные ресурсы Антарктиды / Под ред. В.Л.Иванова, Е.Н.Каменева. М.: Недра, 1990. 232 с.
- Грачев А.Ф.* Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 52–67.
- Грачев А.Ф.* Мантийные плюмы // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 69–103.
- Грикуров Г.Э.* Континентальный рифтогенез в домезозойской эволюции земной коры Антарктиды // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 172–183.
- Добрецов Н.Л.* Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 587–604.
- Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов / Отв. ред. Л.В.Таусон. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. 198 с.
- Курунин Р.Г., Гринсон А.С., Дун Цзунь Ин.* Рифтовая зона ледника Ламберта как возможная щелочно-ультраосновная провинция в Восточной Антарктиде // Доклады АН СССР. 1988. Т. 299. № 4. С. 944–947.
- Лайба А.А., Воробьев Д.М., Гонжуров Н.А., Михальский Е.В.* Рифейский вулcano-плутонический комплекс в горах Принс-Чарльз (Восточная Антарктида): геологическое строение и геодинамическая обстановка формирования // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный полярный год 2007/08. М.: Paulsen. 2010. Т. 4. С. 49–65.
- Лайба А.А., Михальский Е.В.* Габброиды массива Уиллинг, Восточная Антарктида: Расслоенная интрузия в протерозойском подвижном поясе, геологическое строение, вещественный состав // Петрология. 1999. Т. 7. № 1. С. 35–57.
- Леонов Ю.Г.* Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Ред. Пушаровский Ю.М. М.: Научный мир, 2001. С. 155–173.
- Маслов В.А.* Геохимия вулcano-плутонических ассоциаций массива Шо (Восточная Антарктида): состав, генезис, структурно-формационная принадлежность // Геохимия. 2011. № 4. В печати.
- Маслов В.А., Воробьев Д.М., Беляцкий Б.В.* Геологическое строение и эволюция массива Шо, горы Принс-Чарльз (Восточная Антарктида) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 76. С. 137–153.
- Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (Рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
- Михальский Е.В.* Мезопротерозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и геодинамические условия формирования // Бюллетень МОИП. Отдел. геол. 2007. Т. 82. № 5. С. 3–18.
- Михальский Е.В.* Основные этапы и геодинамические режимы формирования земной коры Восточной Антарктиды в протерозое – раннем палеозое // Геотектоника. 2008. № 6. С. 3–24.
- Михальский Е.В.* Петрохимическая характеристика изверженных пород массива Фишер (Восточная Антарктида) // Антарктика. Вып. 32. М.: Наука, 1993. С. 41–57.

- Михальский Е.В.* Протерозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и происхождение // Т.213. СПб. ВНИИОкеангеология. 2007а. 131 с.
- Михальский Е.В.* Районирование земной коры Антарктиды по Sm-Nd-изотопным данным // Доклады РАН. 2008а. Т. 419. № 4. С. 519–523.
- Михальский Е.В., Лайба А.А., Беляцкий Б.В.* Возраст и некоторые черты вещественного состава горных пород массива Мередит (горы Принс-Чарльз) и восточного побережья шельфа ледника Эймери // Научные результаты Российско-геологических исследований в Антарктике. СПб.: 2006. Вып. 1. С. 66–91
- Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В.* Средние содержания петрогенных, летучих и редких элементов в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // Геохимия. 2004. № 10. С. 1113–1124.
- Петров Б.В., Макрыгина В.А.* Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма // Новосибирск: Наука. 1975. 342 с.
- Туркина О.М., Ножкин А.Д.* Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зеленокаменных поясов северо-западной части Шарылажского выступа. Прибайкалье // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 501–526
- Филатова Н.И.* Специфика магматизма окраинно-континентальных и окраинноморских бассейнов синдвиговой природы, западная периферия Тихого океана // Петрология. 2008. Т. 16. № 6. С. 480–500.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
- Шарков Е.В.* Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ним оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с.
- Baker V.H., Goles G.G., Leeman W.P., Linstrom M.M.* Geochemistry and petrogenesis of a basalt–benmoreite–trachyte suite from the southern part of the Gregory Rift, Kenya // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1977. Vol. 64. P. 303–332
- Beliatsky B.V., Laiba A.A., Mikhalsky E.V.* U–Pb zircon age of metavolcanics from Fisher Massif (Prince Charles Mountains) // Antarctic Science. 1994. Vol. 6 (3). P. 355–358.
- Cabaniş B., Lecolle M.* Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale // Comptes Rendus de l'Academie des Sciences. 1989. Vol. 309. P. 2023–2029.
- Condie K.C.* Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. 4(1). 1005. doi:10.1029/2002GC000333.
- Condie K.C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 491–504.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1971. № 8. P. 523–548.
- Kinny P.D., Black L.P., Sheraton J.W.* Zircon U–Pb ages and geochemistry of igneous and metamorphic rocks in the northern Prince Charles Mountains, Antarctica. // AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics. 1997. Vol. 16 (5). P. 637–654.
- Meschide M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram // Chem. Geol. 1986. Vol. 56. P. 207–218.
- Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A., Tingey R.J., Thost D.E., Kamenev E.N., Fedorov L.V.* Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica // AGSO Geoscience Australia Bulletin 2001. Vol. 247. 209 p.
- Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. Vol. 100. P. 1448.
- Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 19 (2). P. 290–300.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins / Eds. Saunders A.D., Narry M.J. Geological Society Special Publication. 1989. № 42. P. 313–345.

Tingey R.J. The regional geology of Archaean and Proterozoic rocks in Antarctica / Tingey R.J. (ed.) // The geology of Antarctica. UK: Oxford University Press, 1991. P. 1–58.

Volker F., Altherr R., Jochum K.P., Mcculloch M.T. Quaternary volcanic activity of the Southern Red Sea: New data and assessment of models on magma sources and Afar plume-lithosphere interaction // Tectonophysics. 1997. Vol. 278. P. 15–29.

Weaver B.L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints // Earth. Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 104. P. 381–397.

V.A.MASLOV

ROLE OF THE PLUME-LITHOSPHERIC PROCESSES IN THE FORMATION MEZOPROTEROZOIC VOLCANO-PLUTONIC FISHER TERRAIN (PRINCE CHARLES MOUNTAINS, EAST ANTARCTICA)

The paper deals with the actual problem of the geodynamic development of volcano-plutonic formations of Mezoproterozoic Fisher Terrain (East Antarctica). Based on a number of structural and geological features of the objects of study (mountains Shaw, Willing and Fisher), and petrological-geochemical data, an alternative model for the geotectonic evolution of the Fisher Terrain is suggested. The pattern of distribution of trace elements (La-Y-Nb, Nb/Y-Zr/Y etc.) of basic rocks of the region demonstrates the closeness of the initial compositions of magmas enriched mantle sources such as E-MORB (less N-MORB) and comparability with the within-plate or oceans basalts, and suggests an important role of plume component in the formation of the initial mafic magma. The formation of Fisher Complex is attributed to rifting of the Paleoproterozoic continental crust, paired with the processes of mantle diapirism. The final stage of development is associated with the inversion of the structure, its large horizontal compression. The formation of the Fisher Terrain that happened in the interval of 1300–900 Ma, is characterized by a complex multistage geodynamic evolution, that may be due to cyclical nature of rifting and pulsating tectono-thermal plume activity.

Keywords: Petrology of igneous and metamorphic rocks, geochemistry of magmatic processes, geodynamics, rifting, mantle plumes, lithosphere.