

Кора — мантия — ядро

Crust — Mantle — Core / Krusten — Mantel — Kern

УДК 551.242.2(261/264)



Сколотнев С.Г.

Тектоно-магматические типы комплексов плутонических пород в гребневой и осевой зоне Срединно-Атлантического хребта в Приэкваториальной Атлантике

Сколотнев Сергей Геннадьевич, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Геологического института РАН (Москва)

E-mail: sergey-g-skolotnev@j-spacetime.com; sg_skol@mail.ru

Изучены состав, геохимия, структура и состав пород 3-го слоя океанической коры, отобранных из осевой и гребневой зон Срединно-Атлантического хребта в Приэкваториальной Атлантике. Они объединены в 7 тектоно-магматических типов комплексов плутонических пород, представляющих участки дна с различной тектонической структурой.

Ключевые слова: Срединно-Атлантический хребет, рифтовая долина, трансформный разлом, нетрансформное смещение, 3-й слой океанической коры, габбро, гранофир, серпентинизированный перидотит, магматическая камера.

Введение

Одной из актуальных задач океанской геологии является изучение состава, строения и происхождения комплексов плутонических пород, образующих 3-й слой океанической коры.

Представления о 3-м слое океанической коры. На основании сейсмических исследований океаническая кора была разделена на три слоя [Raitt 1956; Shor et al. 1970]: верхний осадочный слой, 2-й базальтовый слой (средняя мощность около 2 км) и нижний 3-й слой (4 км), отделенный от мантии границей Мохо, на которой происходит скачкообразное увеличение скорости сейсмических волн. Породы 3-го слоя обнажаются, главным образом, в тектонически сложно построенных участках дна: в зонах трансформных и нетрансформных смещений, и имеют нарушенное залегание, в силу чего они изучены слабее в сравнении с базальтами, непосредственно обнажающимися на дне в гребневых и осевых зонах срединно-океанических хребтов (СОХ). Частично этот пробел восполняют материалы по глубоководному бурению. Два куста скважин ODP: 735 [Shipboard Scientific Party 1988] и 1275 [Shipboard Scientific Party 2003] вскрыли разрез пород 3-го слоя, при этом в случае с 735 ODP более чем на 1500 м. Однако нет такой полноты сведений о плутонических комплексах рифтовых долин, поскольку эти скважины также приурочены к зонам трансформных разломов.

При изучении океанического дна в осевой зоне СОХ многоканальным методом отраженных волн было обнаружено, что в медленносрединговых хребтах 2-й и 3-й слои прослеживаются как под рифтовыми долинами, так и под зонами трансформных разломов, при этом в последнем случае они имеют меньшую мощность [Разницин 2004; Detrick et al. 1990]. Это подтвердили и работы по методу преломленных волн [Hooft et al. 2000], свидетельствуя о подъеме границы Мохо под трансформными разломами.

Однако геологические исследования дна [Hess 1955; Cannat 1993, 1996; Строение зоны разлома Зеленого Мыса... 1989; Сколотнев и др. 1999; Пущаровский и др. 2004] показали, что в медленносрединговых хребтах в зонах трансформных и нетрансформных смещений сплошного слоя плутонических пород не наблюдается. Более того, в этих зонах преобладают серпентинизированные ультрабазиты реститовой природы, среди которых в виде блоков располагаются габброиды. Учитывая этот факт, Г. Хесс [Hess 1955] предположил, что весь 3-й слой сложен преимущественно серпентинизированными перидотитами, а границей Мохо является фронт их серпентинизации, начинающейся выше изотермы 500°C. Однако лабораторные измерения сейсмических скоростей серпентинизированных перидотитов показали [Christensen, Salisbury 1975], что они не достигают реальных измеряемых скоростей, что означает обязательное участие в строении 3-го слоя плутонических пород основного состава. В этом случае вариации скоростей сейсмических волн определяются объемными взаимоотношениями между габброидами и серпентинизированными перидотитами, а границей Мохо является основание области, сложенной смесью основных и ультраосновных пород.

Однако этот вывод может быть приемлем только для зон трансформных и нетрансформных смещений. На удалении от

СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

них мы вправе ожидать преобладание магматических пород, образующих 3-й слой коры, поскольку в целом наблюдается хорошее соответствие между мощностью коры, определенной сейсмическими методами [Purdy, Detrick 1986; Thompson 1987; Hooft et al. 2000], и подсчитанной на основании геохимических данных, позволяющих оценить степень частичного плавления мантии и объем выплавки [Klein, Langmuir 1987]. Это означает, что весь выплавленный из мантии материал пошел на формирование коры средней мощностью около 6 км, и, следовательно, на большей части осевой зоны СОХ на удалении от трансформных разломов и нетрансформных смещений породы 3-го слоя формировались в основном при кристаллизации базальтовых расплавов.

Процессы аккреции коры в медленноспрединговых СОХ. Главным процессом, ответственным за формирование (аккрецию) океанической коры в осевых зонах спрединга, является подосевой апвеллинг астеносферной мантии [Mutter, Karson 1992], вызванный ее декомпрессионным плавлением, который в медленноспрединговых хребтах имеет фокусированный характер [Lin et al 1990; Purdy, Detrick 1986]. Это означает, что плавучий мантийный материал поднимается в виде диапира, апикальная часть которого располагается под центральной наиболее высокой частью рифтового сегмента СОХ, ограниченного трансформными и/или нетрансформными смещениями (рис. 1).

Эти сегменты называются спрединговыми ячейками, их средняя протяженность 40–60 км. В соответствии с этим максимальные мощности коры наблюдаются в центральных частях спрединговых ячеек, а минимальные — в ее дистальных частях [Hess 1955; Lin et al. 1990]. Дистальные части ячеек являются участками с пониженной магматической продуктивностью, поэтому их характерными структурными элементами являются detachments — плоскости глубинных срывов, флексурное изгибание которых приводит к образованию куполовидных структур [MacLeod et al. 2009; Tucholke et al. 1998] (рис. 2). Следует отметить, что куполовидные структуры возникают и в других случаях снижения интенсивности магматической активности в осевой зоне СОХ [Smith et al. 2008].

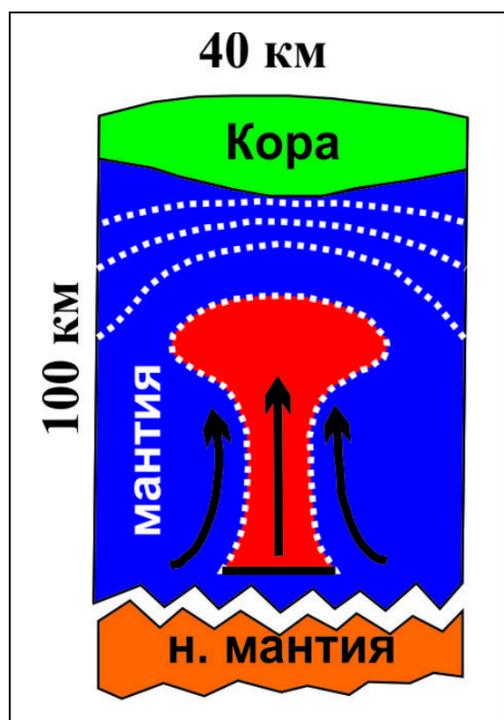


Рис. 1. Модель диапира астеносферной мантии (красный цвет), поднимающегося под центром спрединговой ячейки (в соответствии с [Lin et al. 1990]).

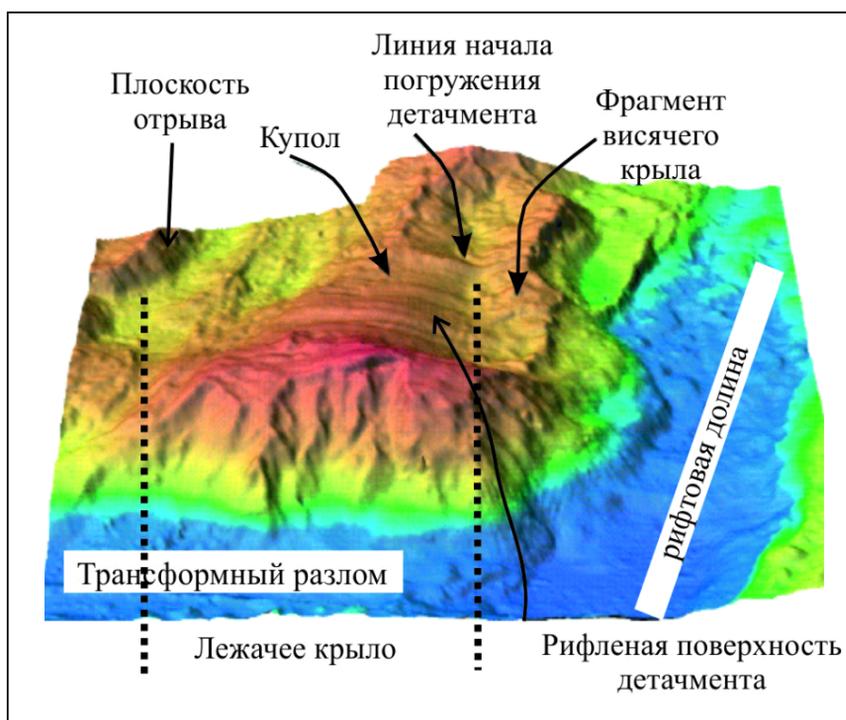


Рис. 2. Строение куполовидной структуры (по работам [MacLeod et al. 2009; Smith et al. 2008; Tucholke et al. 1998])

Магматические камеры. Первые представления о процессах образования плутонических пород океана сформировались на основе данных по изучению офиолитов и заключались в том, что интрузивные породы 3-го слоя кристаллизуются в крупных постоянно действующих магматических камерах, протягивающихся под осевыми зонами спрединга [Pallister, Hopson 1981]. Однако целенаправленные поиски таких камер, протягивающихся под осевыми зонами СОХ, не дали положительных результатов [Detrick et al. 1990]. Под быстроспрединговыми СОХ были обнаружены небольшие силлоподобные линзы расплава, венчающие грибообразные тела, обладающие пониженными скоростями сейсмических волн [Sinton, Detrick 1992]; под медленноспрединговыми хребтами — только дайкообразные тела с такими свойствами, которые трактуются как объемы, заполненные «кашей» из расплава и кристаллов [Cannat 1993]. Основываясь на этих данных, Дж. Синтон и Р. Детрик [Sinton, Detrick 1992] полагают, что породы 3-го слоя кристаллизуются в нестационарных магматических камерах небольшого размера, спорадически возникающих под осевой зоной СОХ. Наши исследования [Сколотнев, Ескин 2013] позволили расширить эти представления, показав длительность существования изолированных магматических камер в дистальных частях спрединговых ячеек, что более подробно будет освещено ниже.

Состав 3-го слоя океанической коры. Многообразие разновидностей плутонических пород океанического дна, которые по аналогии с офиолитами являются представителями 3-го слоя океанической коры, хорошо совпадает с таковым, наблюдающимся в расслоенных интрузивах основного состава на континенте [Уйджер, Браун 1970], что свидетельствует о том, что оно сформировалось в результате кристаллизационной дифференциации расплавов в промежуточных магматических камерах. А. Мияширо и Ф. Шидо [Miyashiro, Shido 1980], впервые наиболее полно охарактер-

**СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ**

ризовавшие троктолиты и габброиды гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ) по материалам скважины 365 DSDP, выделили 3 стадии их образования. На ранней стадии фракционной кристаллизации образуются троктолиты и оливиновые габбро, на средней стадии из более дифференцированных расплавов — габбро и на поздней стадии из предельно фракционированной жидкости — Fe-Ti рудное габбро.

Диапазоны составов кумулятивных троктолитов и габброидов, изученных позднее в разрезе скважины 735В (Юго-Западный Индийский срединный хребет) [Dick et al. 1991], а также в коллекциях пород, драгированных в гребневой зоне САХ в различных районах Центральной Атлантики [Силантьев 1998; Силантьев и др. 2008, 2010, 2011; Сколотнев 2003; Сколотнев, Ескин 2013], укладываются в рамки классификации А. Мияширо и Ф. Шидо. В то же время эти материалы показали сложную природу рудных Fe-Ti габбро. Г. Дик и его соавторы [Dick et al. 1991], принимая во внимание приуроченность рудных габброидов к зонам тектонических срывов в разрезе скважины 735В, предположили, что стрессы, охватывающие частично расплавленные породы, приводят к выжиманию из них интеркумуляусных расплавов в зоны пластических деформаций. При взаимодействии с вмещающими породами выжатый расплав обогащается Fe и Ti и при затвердевании из него образуется Fe-Ti габбро.

Большие дискуссии вызывает вопрос о происхождении плагиогранитов и диоритов, изредка встречающихся наряду с габброидами. В соответствии с [Dixon, Rutherford 1979], это наиболее поздние дифференциаты базальтовых расплавов, формирующиеся из толеитовых расплавов после осаждения из них Fe-Ti рудных минералов. С.А. Силантьев с коллегами [Силантьев и др. 2010, 2011] приводят ряд веских доводов в пользу того, что плагиограниты кристаллизовались из самостоятельных расплавов, генерированных при частичном плавлении пород океанической коры. Возможность этого процесса продемонстрирована экспериментами по плавлению океанических базальтов и габбро в присутствии водного флюида при умеренном давлении [Winther 1996]. Результаты наших исследований показывают, что гранофиры (плагиограниты и диориты) могут иметь различный генезис [Сколотнев, Ескин 2013], о чем подробнее будет сказано ниже.

В работах, посвященных изучению 3-го слоя, как правило, детально описываются результаты анализа состава пород, характеризующих отдельные участки океанического дна. В распоряжении автора имеются коллекции пород 3-го слоя, охватывающие большой регион САХ (рис. 3). Изучение этого материала, включавшего анализ породных ассоциаций и их связь с морфоструктурами дна, определение минерального и валового состава пород, измерение концентраций элементов-примесей и состава минералов, позволило установить связь между вариациями состава и строения плутонических комплексов и тектоническим строением океанического дна, что и составляет основное содержание данной статьи.

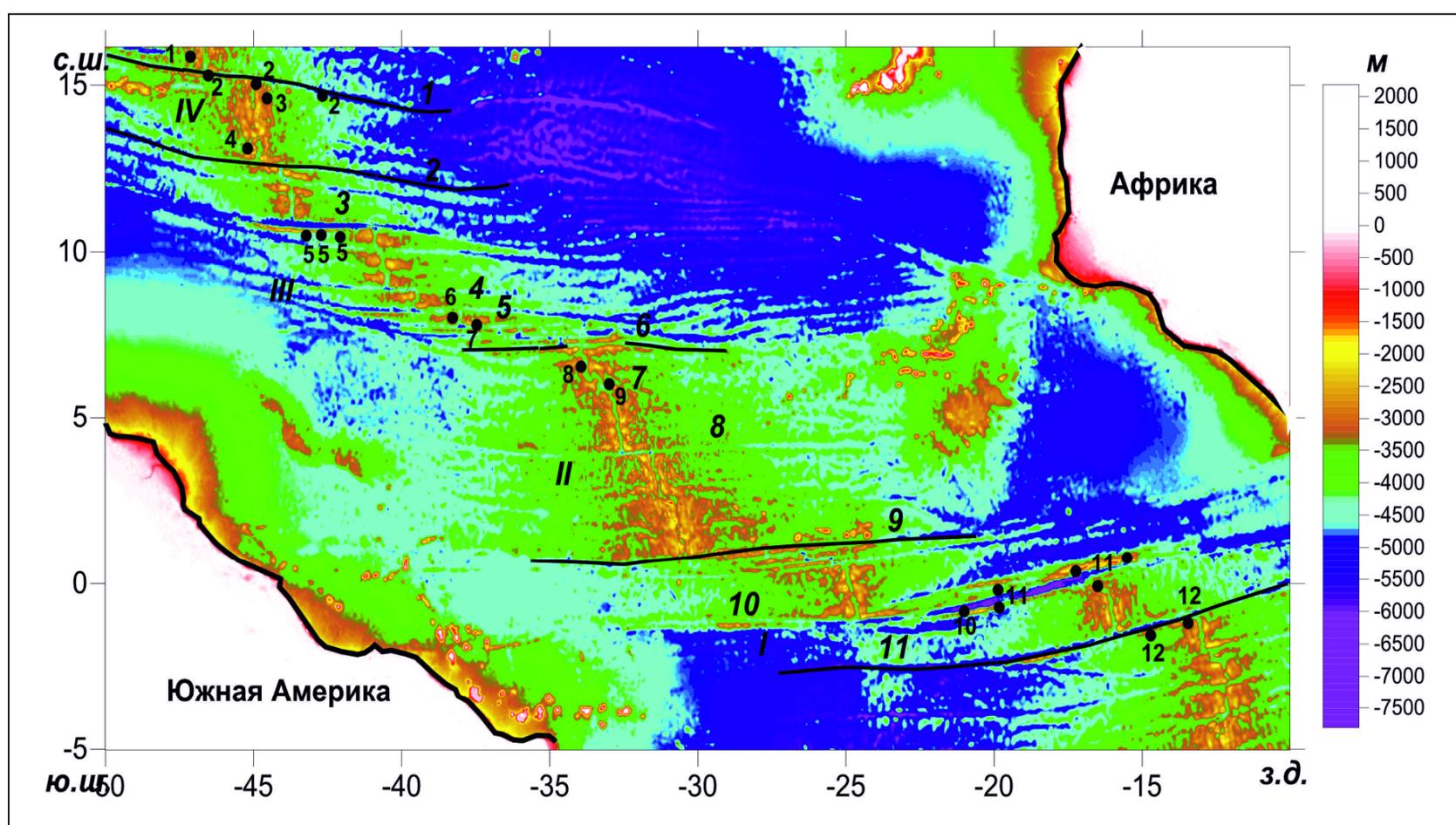


Рис. 3. Батиметрическая схема Приэкваториальной Атлантики (по данным [Sandwell, Smith 1997]). Справа шкала глубин.

Черные линии — границы между тектоно-магматическими провинциями, ограниченные разломами с юга на север: **I** — Чейн и Сан Паулу, **II** — Богданова, **III** — Марафон, **IV** — Зеленого Мыса.

Цифрами обозначены: крупными — разломы: **1** — Зеленого Мыса, **2** — Марафон, **3** — Вима, **4** — Долдрамс, **5** — Вернадского, **6** — Богданова, **7** — Сьерра Леоне, **8** — Страхова, **9** — Сан Паулу, **10** — Романш, **11** — Чейн; мелкими — места отбора образцов: **1** — скважины 1275 ODP, **2** — зона разлома Зеленого Мыса, **3** — поле Логачева, **4** — поле Ашадзе, **5** — поперечный хребет Вима, **6** — рифтовый сегмент между разломами Долдрамс и Вернадского, **7** — г. Пейве, **8** — рифтовый сегмент между разломами Богданова и Сьерра Леоне, **9** — впадина Маркова, **10** — щелочное габбро, **11** — зона разлома Романш, **12** — зона разлома Чейн.

Тектоническое строение и развитие

СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

Приэкваториальной Атлантики

Район исследований заключен между трансформными разломами Зеленого Мыса на севере и Чейн на юге (в дальнейшем Приэкваториальная Атлантика). Главные особенности строения этого района Атлантики (**рис. 3**) обусловлены предысторией его раскрытия. В соответствии с кинематическими построениями, раскрытие Центральной и Южной Атлантики начиналось независимо друг от друга. В Центральной Атлантике этот процесс начался около 170 млн. лет назад, а в Южной Атлантике — 150 млн. лет назад, эти две части океана были разделены крупным блоком континентальной литосферы, в пределах которого раскрытие океана началось около 110 млн. лет назад [Klitgaard, Shouten 1986; Lawver et al. 1985]. При соединении осевых зон спрединга Центральной и Южной Атлантики, которые в поперечном к ним направлении отстояли друг от друга более чем на 3000 км, сформировалась система рифтовых сегментов, смещенных частыми левосторонними трансформными разломами.

По высоте и ширине САХ, а также по частоте встречаемости трансформных разломов в Приэкваториальной Атлантике выделяются 4 тектонические провинции (**рис. 3**). Это тектоническое деление дна хорошо совпадает с геохимическим районированием, проведенным по составу базальтовых стекол. Южная провинция, между разломами Чейн и Сан Паулу, имеет низкий рельеф осевой зоны САХ и включает трансформные разломы с очень большими смещениями (оффсетам): Сан Паулу и Романш (580 и 900 км). Ее своеобразие определяется тем, что здесь на уровне астеносферной мантии существует термальный минимум с температурой примерно на 150° ниже, чем в смежных областях, что приводит к понижению степени частичного плавления мантии [Bonatti et al. 1993]. Преобладает точка зрения о том, что эта холодная зона в верхней мантии возникла при охлаждении астеносферной подосевой мантии на контакте с холодной литосферой блока, разделявшего в раннемеловое время Южную и Центральную Атлантику [Бонатти 1996; Bonatti 1993; Schilling et al. 1995]. В силу очень низких степеней частичного плавления мантии в этом районе широко распространены высоконатровые базальты [Сущевская и др. 1994, 2002; Schilling et al. 1995]. Наряду с ними встречаются обогащенные толеитовые базальты и щелочные базальты.

Более северная провинция, протягивающаяся до разлома Богданова, имеет наибольшие высоту и ширину хребта [Удинцев и др. 1996], рассеченного одним разломом Страхова. Между разломами Сан Паулу и Страхова развиты сильно обогащенные базальты типа P-MORB [Сущевская 1994, 2002; Schilling et al. 1994, 1995]. Севернее между разломами Страхова и Богданова распространены деплетированные базальты и на ограниченной площади — обогащенные разности T- и P-MORB типов [Сколотнев и др. 2003.б].

Для следующей провинции, между разломами Богданова и Марафон, в пределах которой встречены только деплетированные базальты [Строение зоны разлома Долдрамс... 1991], характерно частое расположение трансформных разломов с большим офсетом (> 100 км): Вернадского, Долдрамс, Архангельского, Вима, Меркурий.

Самая северная провинция, между разломами Марафон и Зеленого Мыса, близка по своим особенностям к таковой между разломами Сан Паулу и Богданова, трансформные разломы здесь отсутствуют, выделяется три участка с широким развитием обогащенных толеитов типов T- и P-MORB [Дмитриев и др. 1999; Сколотнев и др. 1999; Dosso et al. 1993].

Две тектонические провинции: между разломами Сан Паулу и Богданова и Марафон и Зеленого Мыса имеют много общих черт строения, которые в совокупности указывают на их формирование в условиях высокой магматической продуктивности, связанной с высокими степенями частичного плавления мантии. Геохимия и изотопия базальтов [Dosso et al. 1993; Schilling et al. 1994] свидетельствуют о том, что в их мантийном источнике к деплетированной мантии примешивается обогащенный компонент типа HIMU. По данным сейсмической томографии [Grand et al. 1997] под этими провинциями находятся столбообразные области разуплотненной мантии, прослеживаемые до глубин ниже верхней мантии. Все это привело ряд исследователей к представлениям о том, что под сегментами САХ между разломами Сан Паулу и Страхова [Schilling et al. 1994] и между разломами Марафон и Зеленого Мыса [Дмитриев и др. 1999] поднимаются плюмы глубинной горячей мантии, влияющие и на состав коры, и на характер ее структурирования.

Плутонические комплексы Приэкваториальной Атлантики

В данной работе используются результаты изучения плутонических пород, полученных из разломных зон Зеленого Мыса, Вима, Вернадского, Романш и Чейн, с борта рифта между разломами Долдрамс и Вернадского и на полигоне Сьерра Леоне (**рис. 3**), а также материалы по этому региону, опубликованные другими исследователями [Силантьев 1998; Honnorez, Bonatti 1970; Шарков и др. 2005; Силантьев и др. 2008, 2010, 2011].

Полигон Сьерра Леоне ограничен разломом Богданова на севере и 5°с.ш. на юге (**рис. 3**). Здесь было проведено несколько экспедиций [Бельтнев и др. 2004; Мазарович и др. 2001; Пуцаровский и др. 2004; Сколотнев и др. 2003.а], в ходе которых получена уникальная по разнообразию и широте распространения коллекция плутонических пород. Рифтовая долина в пределах полигона сегментирована только нетрансформными смещениями, одним из которых является разлом Сьерра Леоне [Мазарович и др. 2001], на удалении от которых дно рифтовой долины сложено преимущественно базальтами N-типа MORB [Сколотнев и др. 2003.б]. Редкие интрузивные породы на этих участках обнаруживаются в нижних частях бортов рифтовых долин. Они представлены троктолитами и оливиновыми габбро, в меньшей мере габбро и габброноритами. В зонах нетрансформных смещений доминируют серпентинизированные ультрабазиты, с которыми ассоциируют троктолиты, габброиды и гранофиры, реже базальты. Большая коллекция таких пород также поднята с восточного борта впадины Маркова, который является частью куполовидной структуры [Сколотнев, Пей-

СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

ве 2015]. Несколько таких куполовидных структур развито южнее разлома Сьерра Леоне. На восточном борту впадины Маркова параллельно склону простираются две узкие зоны, сложенные катаклазитами, милонитами, метасоматитами и тектонизированными габброидами (рис. 4) [Бельтнев и др. 2004; Сколотнев и др. 2003.а]. Среди последних встречаются рудные Fe-Ti габброиды, которые, судя по отдельности, залегают в виде жил и даек. Они имеют гнейсовидную текстуру, свидетельствующую об их интенсивной деформации в условиях пластического течения вещества. Ниже этих зон выходят ультрабазиты, а между ними располагается крупный массив нетектонизированных свежих троктолитов и габброидов с жилами гранофиров (толщиной до 4 см).

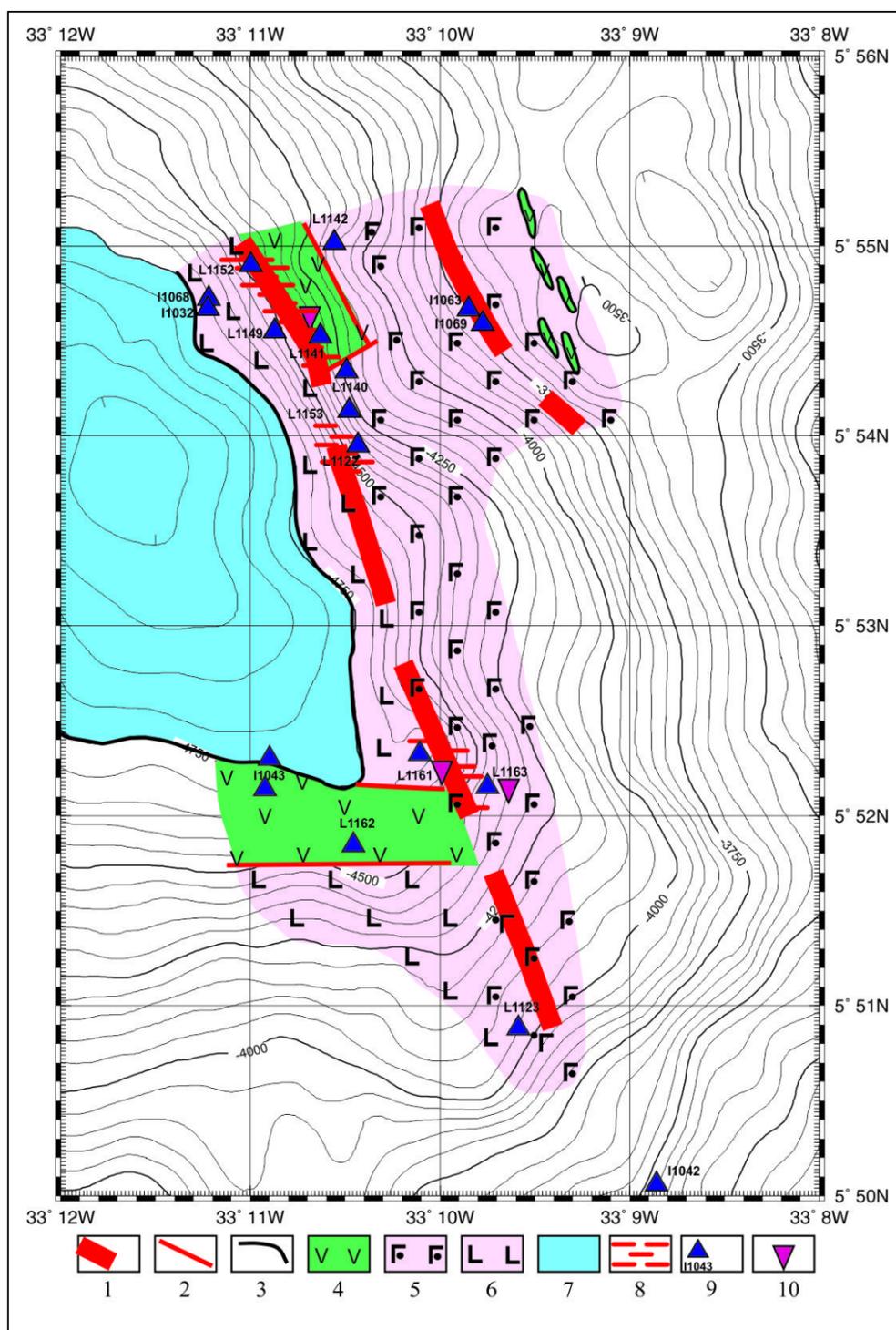


Рис. 4 Схема геологического строения восточного борта впадины Маркова (по [Сколотнев и др. 2010]).

Условные обозначения: **1** — зоны тектонических деформаций и метасоматоза, границы: **2** — тектонические, **3** — геологические; поля преимущественного распространения: **4** — базальтов, **5** — габброидов и троктолитов, **6** — серпентинизированных ультрабазитов, **7** — осадочного чехла, **8** — зоны гидротермально измененных пород, **9** — станции драгирования и их номера, **10** — сульфидная минерализация в сульфидных породах.

Данные, посвященные анализу валового состава, геохимии и состава минералов плутонических пород этого полигона, приведены в статье [Сколотнев, Ескин 2013]. Изученные интрузивные породы объединены в несколько групп. Наибольшее количество образцов входит в основную группу, образуя протяженный ряд от троктолитов к габброидиоритам. В породах этой группы с ростом SiO_2 увеличиваются содержания TiO_2 (до 0,56%), FeO^* ($\text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3$), Na_2O , K_2O , P_2O_5 (рис. 5), РЗЭ и уменьшаются — MgO , CaO , Al_2O_3 . Спектры РЗЭ (рис. 6) имеют деплетированный и реже обогащенный ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 1,14-1,46$) характер, положительная аномалия Eu у них уменьшается от троктолитов к габбро. От троктолитов к габброноритам составы минералов меняются в сторону большей кислотности плагиоклазов (от An_{80-85} до An_{58-59}) и железистости оливинов (от $\text{Fo}_{84-87,5}$ до $\text{Fo}_{68-68,5}$) и пироксенов. У последних в этом направлении возрастает титанистость и уменьшаются хромистость и глиноземистость.

Часть образцов этой группы с более высоким количеством ильменита содержит бурый амфибол (до 1%) магматической природы. При данном уровне SiO_2 амфиболсодержащие породы имеют более высокие концентрации FeO^* , TiO_2 (рис. 5), РЗЭ и более низкие — MgO , содержат более кислые плагиоклазы и менее магнезиальные оливины и пироксены. Нередко они перекристаллизованы и включают реликтовые зерна оливина и пироксенов не до конца ассимилированных ультраосновных пород.

СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

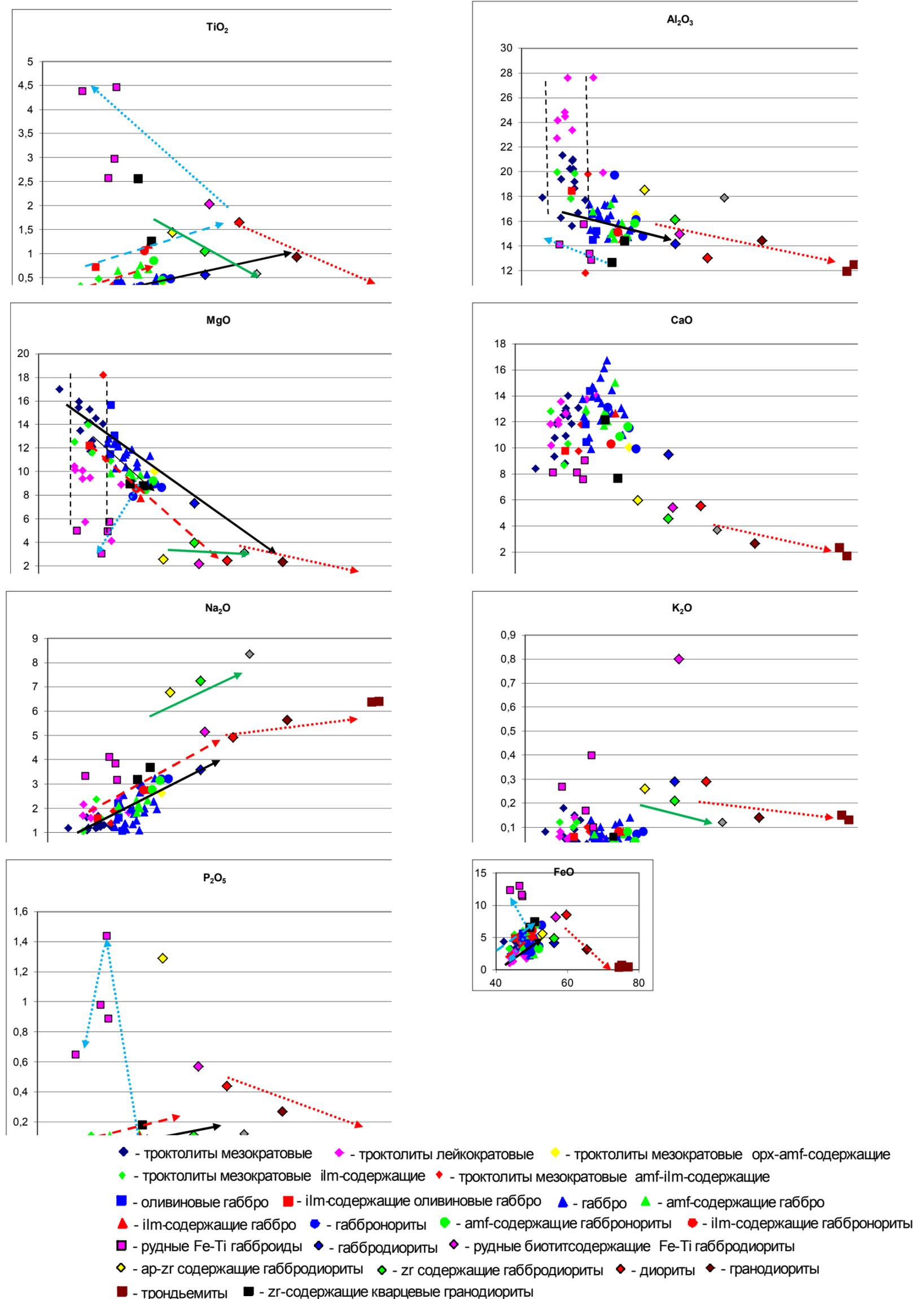


Рис. 5. Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) в плутонических породах полигона Сьерра Леоне в зависимости от концентрации SiO₂ (по [Сколотнев, Ескин 2013]).

Условные обозначения. Линии со стрелками — направления трендов в пределах групп пород: основной (черная сплошная), амфиболсодержащих (красная прерывистая), — ильменитсодержащих (голубая прерывистая), диоритов-плаггиогранитов (красная пунктирная), рудных габброидов (голубая пунктирная), высоконатровых диоритов (зеленая сплошная). Прерывистые линии ограничивают поля вариаций троктолитов на диаграммах SiO₂ — Al₂O₃ и SiO₂ — MgO. Здесь и далее Zr — циркон, Ar — апатит, Орх — ортопироксен.

СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

Самостоятельную группу образуют рудные Fe-Ti габброиды с высокими содержаниями ильменита и бурого амфибола. На диаграмме TiO₂ — SiO₂ (рис. 5) они образуют крутой тренд повышения концентраций TiO₂ (до 4,47%) при уменьшении содержания SiO₂. Породы этой группы выделяются пониженными величинами Al₂O₃, MgO и CaO и повышенными — FeO*, Na₂O, K₂O (рис. 5), PЗЭ. В некоторых образцах повышенные концентрации P₂O₅. Общий вид спектров PЗЭ ((La/Sm)_n = 0,41—0,95) близок к спектрам пород основной группы (рис. 6). Более титанистые различия имеют более низкий уровень спектров и положительную аномалию Eu, у менее титанистых образцов — отрицательные аномалии Eu. В рудных Fe-Ti габброидах более кислые плагиоклазы и железистые оливины, чем в основной группе пород, при этом более титанистые породы характеризуются более основными плагиоклазами и более магнезиальными оливинами и клинопироксенами.

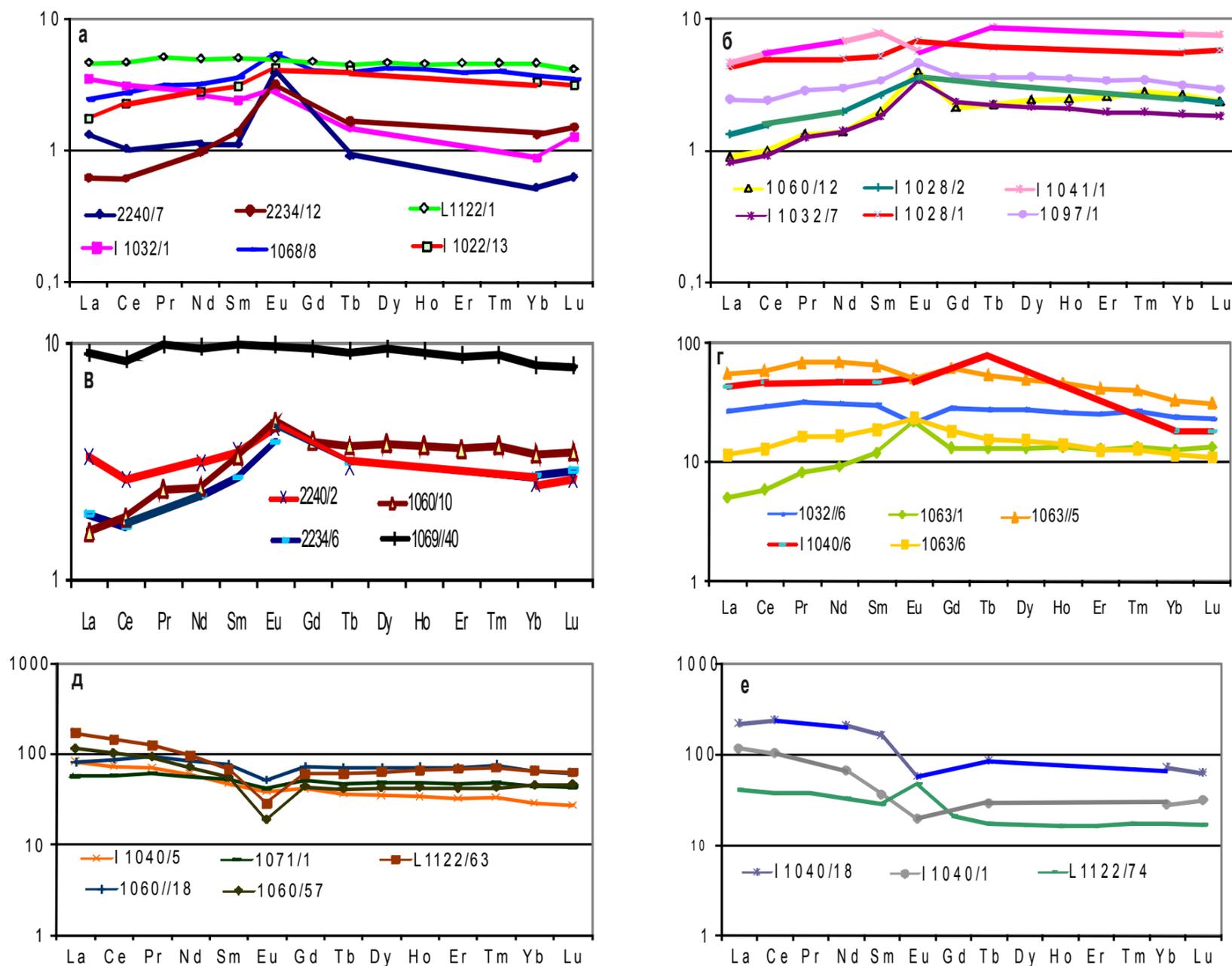


Рис. 6. Спектры PЗЭ различных групп плутонических пород, распространенных на полигоне Сьерра Леоне (по [Сколотнев, Ескин 2013]).

Группы пород: а — основная, б — амфибол содержащих, в — ильменит содержащих, г — рудных Fe-Ti габброидов, д — диоритов-плагиогранитов, е — высоконатровых диоритов. Здесь и далее по шкале ординат — значения отношений элемент/хондрит.

Fe-Ti габброиды, как правило, перекристаллизованы, при этом нередко ильменит и амфибол цементируют необласты; среди них встречаются образцы с повышенными концентрациями MgO, содержащие реликтовый материал ассимилированных ультрабазитов.

Группа диоритов-плагиогранитов включает небольшое количество образцов (не более 1% от общего количества поднятых интрузивных пород), сопоставимое с таковым в группе рудных Fe-Ti габброидов. Они характеризуются низкими значениями MgO, FeO*, TiO₂, P₂O₅, CaO, Al₂O₃, повышенными — K₂O и высокими — Na₂O (4,92-6,38%) (рис. 5) и PЗЭ. Имеются биотитсодержащие образцы с высоким содержанием K₂O (0,80%). На диаграмме TiO₂ — SiO₂ (рис. 5) составы этих пород формируют поле комплементарное полю рудных габброидов: они объединены трендом уменьшения TiO₂ с ростом SiO₂. Спектры PЗЭ у пород этой группы (рис. 6) имеют высокий уровень, обогащенный характер ((La/Sm)_n = 2,04—2,50), отрицательную аномалию Eu, возрастающую от диоритов к плагиогранитам.

Группа высоконатровых диоритов образована циркон и апатитсодержащими диоритами. В сравнении с другими гранофирами они имеют более высокие концентрации Na₂O (6,98—8,35%) (рис. 5), Zr, P₂O₅, повышенные — FeO*, Al₂O₃, CaO, K₂O, PЗЭ, Cr и Ni. Их спектры PЗЭ занимают самый высокий уровень, имеют обогащенный характер ((La/Sm)_n = 1,34—3,2) и отрицательную аномалию Eu. Но у диорита с наименьшим уровнем PЗЭ, напротив, положительная аномалия Eu (рис. 6).

**СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ**

Интрузивные породы полигона Сьерра Леоне в соответствии с их составом и их ассоциациями, а также с учетом их пространственного положения образуют два различных типа плутонических комплексов. Первый тип — это плутонический комплекс, развитый на западном борту рифтовой долины на широте 6,6°с.ш. на удалении от зон трансформных и нетрансформных смещений. Он состоит из троктолитов и оливиновых габбро и в меньшей степени из габбро и габбро-норитов, являющихся по своей природе кумулатами, которые в соответствии с представлениями А. Мияширо и Ф. Шидо [Miyashiro, Shido 1980] сформировались, главным образом, во время раннего этапа фракционирования.

Второй тип плутонических комплексов развит в зоне нетрансформного смещения Сьерра Леоне и на восточном борту впадины Маркова. В составе комплекса преобладают породы среднего этапа фракционирования (по А. Мияширо и Ф. Шидо [Miyashiro, Shido 1980]): габбро и габбро-нориты, но имеются и продукты раннего этапа: троктолиты и оливиновые габбро, и позднего этапа: габбродиориты, а также рудные габброиды и гранофиры.

В работе [Савельева и др. 2008] приведены результаты изучения изотопного состава Nd и Sr в некоторых образцах габброидов и плагиогранитов из впадины Маркова. Они указывают на происхождение габброидов из умеренно обогащенных расплавов MORB. Для плагиогранитов свойственны высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Рифтовый сегмент между разломами Долдрамс и Вернадского был опробован в 16-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (рис. 3). Судя по результатам драгирования, нижний уступ западного борта рифтовой долины и ее днище сложены свежими базальтами [Сколотнев и др. 2006]. Низы разреза среднего уступа представлены долеритами, троктолитами, габбро, оливиновыми габбро и в небольшом количестве ультрабазитами, а верхи разреза — базальтами с частично палагонитизированным стеклом. Таким образом, изученный разрез близок к нормальному стратифицированному разрезу океанической коры. Глубинные породы оказались на поверхности дна благодаря сбросам. Результаты изучения состава и геохимии пород отражены в табл. 1 и 2. Они показывают, что по всем параметрам (рис. 7) изученные троктолиты и габброиды совпадают с наиболее ранними кумулатами основной группы пород полигона Сьерра Леоне.

Таблица 1

**Валовые составы (в %) габброидов и гранофиров из рифтового сегмента
к югу от разлома Долдрамс и из разломных зон Чейн и Романш**

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	сумма
I1615/18	46,54	0,14	24,45	4,38	0,08	7,96	11,48	2,06	0,05	0,01	1,85	99,22
I1615/25	44,56	0,24	20,55	6,22	0,12	14,14	8,99	1,52	0,04	0,01	2,81	99,46
I1615/28	51,38	0,28	14,93	5,90	0,10	11,21	11,94	2,54	0,04	0,02	1,72	100,70
I1615/48	50,62	0,35	13,96	4,75	0,11	11,48	12,17	2,57	0,08	0,04	1,52	98,18
S1319/18	48,11	2,07	13,61	11,67	0,12	8,38	10,76	2,98	0,14	0,02	1,08	99,23
S1319/19	52,64	0,53	18,00	4,61	0,12	8,72	10,87	3,39	0,07	0,01	0,61	100,03
S1319/22	49,20	0,43	17,99	5,30	0,11	9,32	12,56	2,41	0,11	0,01	1,84	99,86
S1319/24	47,19	2,40	11,88	13,92	0,07	8,08	11,81	2,89	0,14	0,02	1,01	100,05
S1319/25	47,98	0,69	16,69	6,24	0,04	11,59	12,22	2,23	0,13	0,02	1,57	99,57
S1319/26	52,88	0,57	17,55	6,19	0,14	7,37	10,67	3,45	0,10	0,01	0,46	99,62
S1325/1	49,51	0,86	14,50	6,85	0,06	9,98	14,13	2,20	0,08	0,01	1,26	99,61
S1325/7	48,31	0,50	17,21	6,20	0,07	9,43	13,82	2,34	0,11	0,01	1,62	99,89
S1325/8	48,64	0,69	17,72	5,06	0,07	9,78	13,41	2,85	0,14	0,01	1,62	100,22
S1325/15	51,69	0,50	15,77	4,36	0,06	8,04	15,57	2,89	0,11	0,01	0,88	99,95
S1334/1	41,60	3,75	12,68	19,32	0,08	6,60	10,01	2,57	0,22	0,04	2	99,48
S1334/2	48,28	0,84	14,35	7,27	0,13	9,71	12,23	3,34	0,16	0,01	2,43	99,00
S1334/5	41,94	3,78	10,94	18,39	0,21	8,25	9,49	2,70	0,22	0,04	3,03	99,80
S1334/6	47,33	0,60	16,42	6,99	0,07	8,33	13,63	2,70	0,22	0,01	2,11	99,34
S1334/11	48,43	1,85	13,44	10,98	0,07	8,93	10,54	3,07	0,22	0,16	2,28	100,36
S1334/13	48,01	2,07	13,71	11,27	0,14	8,27	10,61	2,79	0,22	0,12	2,85	100,32
S1334/14	46,32	2,09	14,69	12,58	0,14	8,23	9,24	2,79	0,14	0,01	2,85	99,59
S1336/1	48,39	1,24	15,35	10,98	0,22	7,23	10,29	3,67	0,15	0,08	2,6	100,48
S1336/3	51,54	0,76	15,24	7,17	0,10	5,99	14,81	3,43	0,23	0,01	0,59	100,05
S1339/1	50,36	0,54	17,36	5,56	0,09	7,68	14,81	3,43	0,11	0,01	0,6	100,25
S1339/6	48,29	0,70	12,42	9,77	0,09	11,40	12,71	2,25	0,12	0,01	1,88	100,12
S1339/7	48,42	0,42	20,71	6,07	0,04	6,69	10,61	3,16	0,20	0,01	1,55	98,66
S1344/10	50,41	0,54	17,08	5,20	0,11	8,17	14,11	3,34	0,11	0,01	0,47	99,59
S1344/11	51,80	1,28	15,28	9,99	0,18	6,22	9,92	3,89	0,34	0,02	2,06	100,30
S1345/1	51,28	1,36	12,97	10,47	0,13	8,83	11,15	3,04	0,15	0,01	0,56	100,38
S1347/2	47,45	0,94	16,47	7,29	0,09	9,28	11,02	3,09	0,43	0,14	3,76	100,38
S1347/8	50,54	0,41	14,66	6,71	0,14	10,03	10,18	2,99	0,41	0,01	3	96,83
S1347/11	47,20	0,51	17,59	6,60	0,10	7,69	14,49	2,43	0,22	0,09	2,53	99,84
S1604/5	50,19	0,86	14,93	9,33	0,22	8,08	11,11	3,05	0,17	0,04	1,04	99,20

СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

Таблица 1 (продолжение)

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	сумма
S1605/24	44,59	4,05	11,88	19,99	0,36	3,93	8,10	2,89	0,41	0,71	0,78	99,03
S1610/31	50,06	0,52	16,60	6,35	0,17	8,02	10,92	2,97	0,51	0,04	3,12	99,27
S1610/34	52,20	0,36	19,74	6,25	0,13	4,98	10,86	3,69	0,20	0,04	1,16	98,65
S1611/8в	44,93	2,05	15,86	12,17	0,24	3,52	10,64	5,88	0,25	2,28	1,68	100,24
S1655/16	59,19	1,75	13,96	9,13	0,19	3,36	4,09	5,94	0,12	0,50	1,3	100,53
S1655/17	61,60	1,06	17,47	4,50	0,12	2,97	2,11	7,35	0,08	0,30	1,56	99,63
S1658/43	48,31	0,62	17,50	7,77	0,16	8,04	12,77	2,16	0,16	0,05	1,36	100,27
S1658/44	49,71	0,36	16,57	8,08	0,17	9,73	10,61	2,53	0,14	0,05	1,28	100,12
S1658/45	47,46	0,29	17,16	6,98	0,13	8,10	13,97	2,16	0,16	0,04	2,70	100,04
S1658/46	49,42	0,66	15,96	7,47	0,18	8,42	13,30	2,70	0,14	0,07	1,12	100,27
S1658/47	49,60	0,42	11,98	8,67	0,13	12,20	12,45	1,42	0,36	0,03	1,62	99,89
S1674/1	57,35	0,77	18,69	4,98	0,08	4,28	6,10	6,85	0,17	0,09	0,62	100,57
S1674/2	57,15	0,73	17,87	5,62	0,10	5,06	5,26	6,71	0,18	0,09	1,04	100,44
S1679/3	50,35	0,34	14,16	5,85	0,25	11,38	14,49	1,75	0,09	0,04	0,80	100,14

Примечание: плутониты: 1—5 — из рифтового сегмента между разломами Вернадского и Долдрамс, 6—29 — из разломной зоны Чейн, 30-51 — из разломной зоны Романш.

Таблица 2

Содержание элементов-примесей (в г/т)
в габброидах сегмента САХ между трансформными разломами Долдрамс и Вернадского

	I1615/18	I1615/25	I1615/29	I1615/34	I1615/48	I1615/28	S0976/1	S0664/28
Sc	20	18	24	20	41	31	36	37
V	39	36	73	39	201	135	208	252
Cr	132	37	381	274	203	581	269	29
Co	32	48	49	45	42	29	41	49
Ni	238	323	308	324	159	205	231	55
Cu	12	28	84	40	113	102	69	70
Zn	24	41	23	18	52	41	85	186
Ga	12	10	10	10	14	11	14	26
Rb	0,4	0,3	0,3	0,7	1,4	0,4	1,0	1,8
Sr	177	141	139	147	234	197	120	175
Y	3	4	4	3	9	6	13	53
Zr	5	11	5	4	12	23	24	150
Nb	0,4	0,3	0,0	0,1	0,6	3,0	1,2	9,8
Ba	4,3	3,0	2,5	2,8	137,9	160,9	23,9	21,4
La	0,45	0,37	0,25	0,20	0,65	0,73	0,99	3,62
Ce	1,28	1,19	0,78	0,68	1,73	1,67	2,57	12,03
Pr	0,18	0,20	0,14	0,11	0,32	0,27	0,44	2,18
Nd	1,00	1,06	0,87	0,67	2,03	1,58	2,58	12,59
Sm	0,32	0,37	0,35	0,23	1,00	1,01	1,08	4,87
Eu	0,29	0,30	0,29	0,26	0,66	0,50	0,50	2,28
Gd	0,38	0,48	0,52	0,34	1,32	0,86	1,47	6,87
Tb	0,07	0,08	0,09	0,06	0,24	0,16	0,29	1,27
Dy	0,44	0,59	0,65	0,41	1,74	1,20	2,01	8,39
Ho	0,10	0,12	0,14	0,09	0,37	0,26	0,45	1,80
Er	0,26	0,35	0,41	0,25	1,06	0,72	1,29	5,17
Tm	0,04	0,05	0,06	0,04	0,17	0,11	0,20	0,79
Yb	0,25	0,35	0,39	0,24	1,13	0,83	1,29	4,95
Lu	0,04	0,05	0,05	0,03	0,14	0,09	0,19	0,75
Hf	0,13	0,26	0,13	0,10	0,40	0,60	0,62	3,58
Ta	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,37	0,04	0,63
Pb	2,71	2,21	2,95	3,99	16,82	21,17	22,95	17,16
Th	0,02	<0,005	<0,005	<0,005	0,06	0,06	0,06	0,16
U	0,01	0,06	<0,005	0,02	0,07	0,05	0,05	0,08

**СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ**

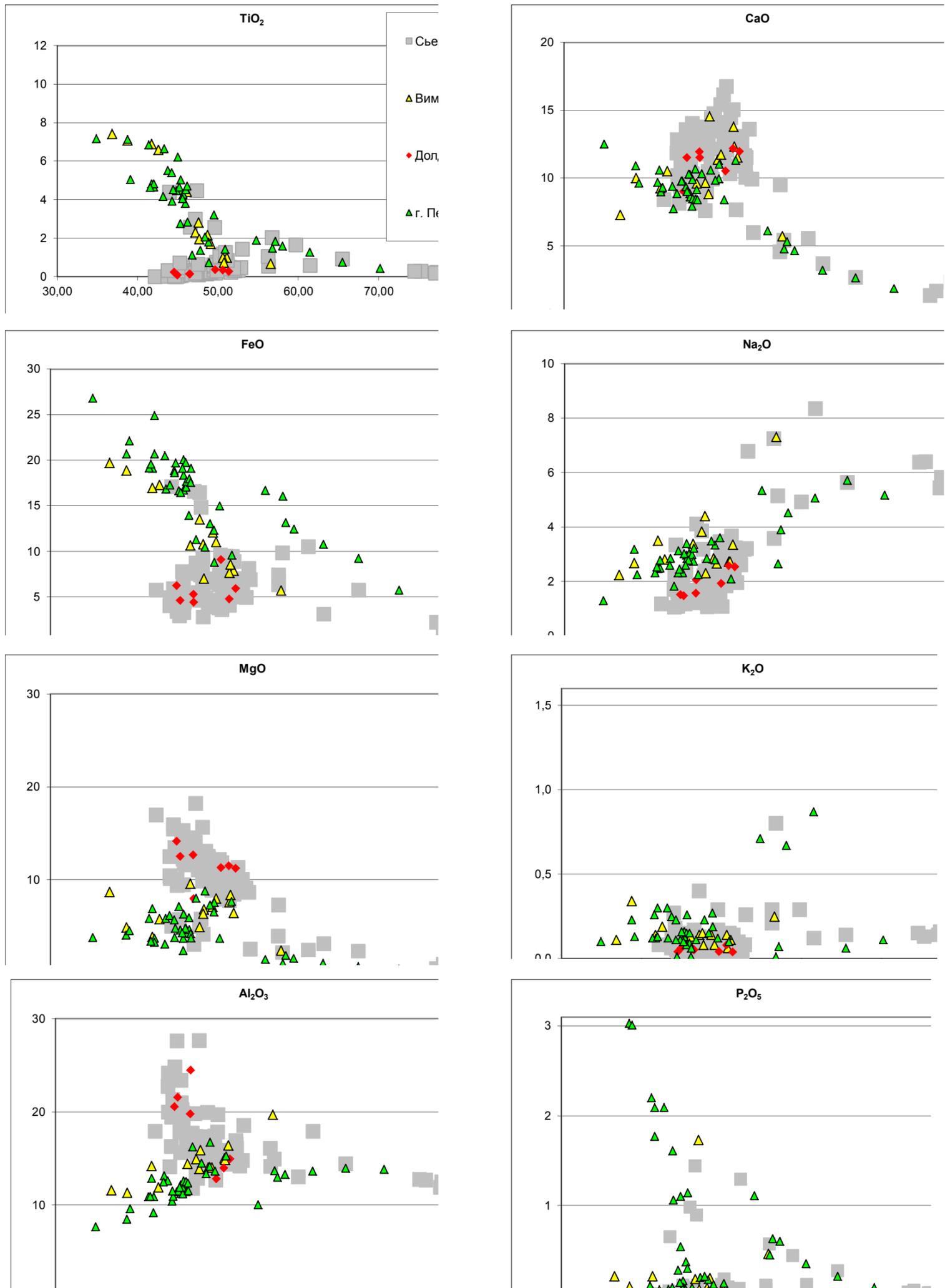


Рис. 7. Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) в плутонических породах полигона Сьерра Леоне [Сколотнев, Ескин 2013], сегмента САХ между разломами Долдрамс и Вернадского, поперечного хребта Вима [Сколотнев 2003] и г. Пейве [Строение разлома Долдрамс... 1991] в зависимости от концентрации SiO_2

Это заключение с учетом структурного положения изученной ассоциации плутонических пород позволяет прийти к выводу, что данные породы близки к таковым плутонического комплекса полигона Сьерра Леоне, также слагающим борт рифтовой долины. Их спектры РЗЭ (рис. 8) имеют низкий уровень, положительную аномалию Eu и деплетированный характер $((\text{La}/\text{Sm})_n = 0,41-0,87)$, что находится в хорошем соответствии с исключительно деплетированным составом, распространенных здесь базальтов [Строение разлома Долдрамс... 1991].

СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

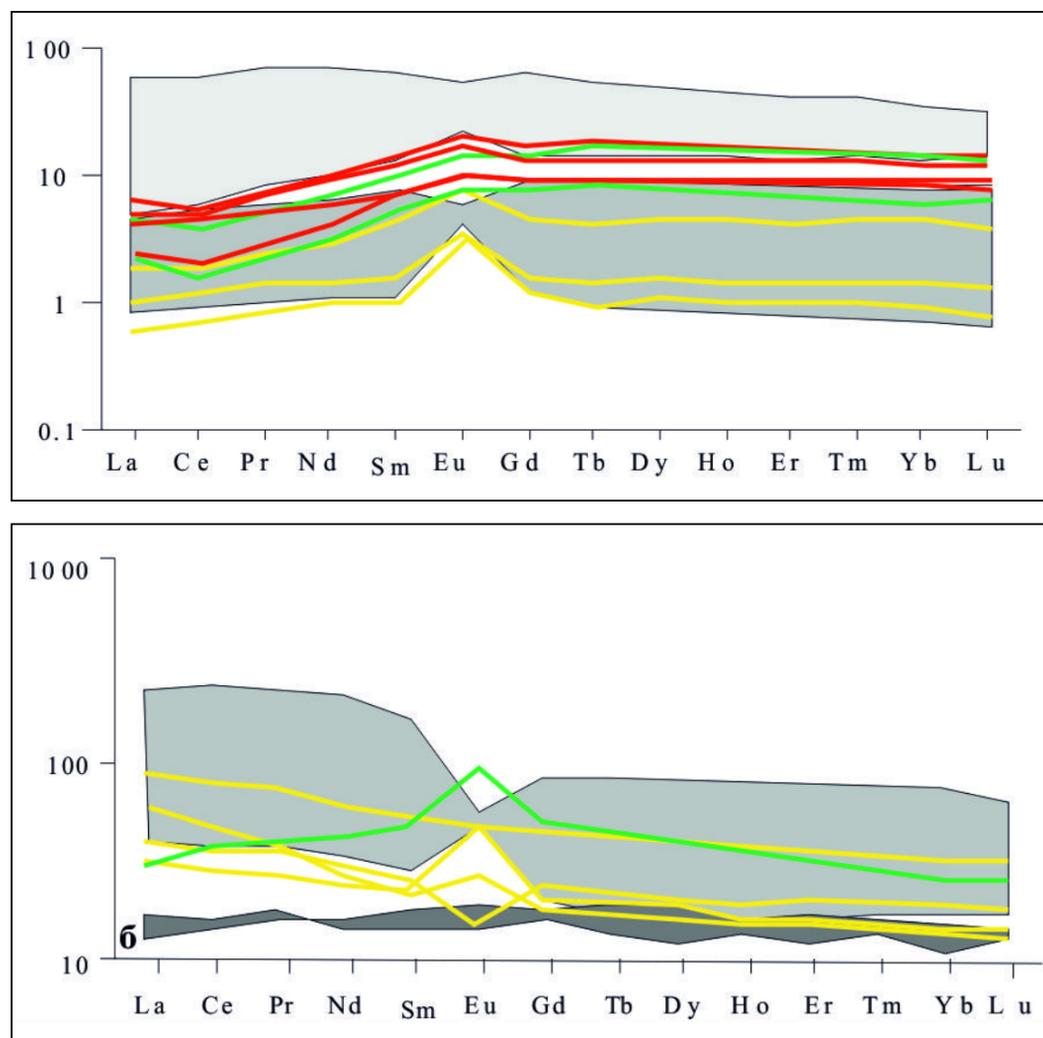


Рис. 8. Спектры редкоземельных элементов плутонических пород сегмента САХ между разломами Долдрамс и Вернадского, поперечного хребта Вима [Сколотнев 2003] и кислых пород скважин 1275 ODP [Силантьев и др. 2008].

Верхний рисунок: темное поле — область спектров РЗЭ плутонических пород основной группы полигона Сьерра Леоне [Сколотнев, Ескин 2013]; светлое поле — область спектров РЗЭ рудных Fe-Ti габброидов полигона Сьерра Леоне [Сколотнев, Ескин 2013]; линиями показаны: красного цвета — спектры РЗЭ габбро и троктолитов из рифтового сегмента между разломами Долдрамс и Вернадского; зеленого цвета — спектры РЗЭ габброидов основной группы с хребта Вима [Сколотнев 2003]; красного цвета — спектры РЗЭ рудных Fe-Ti габброидов с хребта Вима [Сколотнев 2003]. Здесь и далее чем жирнее линии спектров рудных Fe-Ti габброидов, тем более титанистые образцы они представляют.

Нижний рисунок: темное поле — область спектров РЗЭ габбродиоритов основной группы пород по данным [Силантьев 1998; Силантьев и др. 2008], светлое поле — область спектров РЗЭ высоконафтовых диоритов полигона Сьерра Леоне [Сколотнев, Ескин 2013]; линиями показаны: желтого цвета — гранофира из скважин 1275 ODP по данным [Силантьев и др. 2008], зеленого цвета — диорита из разломной зоны Вима [Сколотнев 2003]. Силантьев и др. 2008].

Зона трансформного разлома Вима была детально изучена в ходе 19-го и 22-го рейсов НИС «Академик Страхов». Здесь со склона южного поперечного хребта (рис. 3) наряду с преобладающими ультрабазитами были драгированы габброиды, амфиболиты, амфибол-серпентиновые милониты, разнообразие сланцы, диориты, базальты, долериты и гибридные породы: брекчии из обломков ультрабазитов, сцементированных материалом габбро [Пейве 2002]. Габброиды распространены фрагментарно и представлены рудными Fe-Ti габбро, габбро, оливковыми габбро и габброноритами. Среди них преобладают рудные Fe-Ti габбро, которые часто перекристаллизованы и имеют гнейсовидную текстуру.

Вариации состава габброидов [Сколотнев 2003] в целом совпадают с таковыми из впадины Маркова (рис. 7). Однако в данном случае среди рудных Fe-Ti габбро встречены ультратитанистые (и ультражелезистые) разности с $TiO_2 = 6,59-7,40\%$, особенностью их состава также являются повышенные концентрации Cr в сравнении с рудными габбро других районов Приэкваториальной Атлантики. Спектры РЗЭ рудных габбро (рис. 8) имеют деплетированный характер и положительную аномалию Eu, их уровни последовательно поднимаются с уменьшением титанистости образцов подобно тому, как у рудных габбро полигона Сьерра Леоне. Составы плагиоклазов и клинопироксенов в габброидах разлома Вима близки таковым из аналогичных пород полигона Сьерра Леоне, при этом также у более титанистых рудных габбро более основной состав плагиоклазов и более магниезильный состав клинопироксенов, чем таковые у их менее титанистых разностей. Клинопироксены отличаются повышенной концентрацией Cr от клинопироксенов рудных габбро полигона Сьерра Леоне. Повышенная хромистость пород и клинопироксенов, по-видимому, является следствием того, что они кристаллизовались из расплавов, ассимилировавших материал ультраосновных пород. Некоторые из гибридных образцов рудных габбро отличаются повышенными концентрациями MgO, более основным составом плагиоклазов и более магниезильным составом пироксенов.

Встреченный диорит близок по составу к высоконафтовым диоритам полигона Сьерра Леоне. Его спектр РЗЭ (рис. 8) имеет положительную аномалию Eu.

Представленные данные свидетельствуют о том, что формирование габброидов разломной зоны Вима происходило в условиях, близких к таковым для пород впадины Маркова. Основным отличием плутонического комплекса разлома Вима является наличие в его составе ультратитанистых (и ультражелезистых) рудных габбро, что позволяет выделить его в самостоятельный тип.

Подводная гора Пейве, находящаяся в 30 км от оси спрединга, возникла в зоне западного сочленения трансформного разлома Вернадского с рифтом (рис. 3). С ее склонов в ходе 6-го рейса НИС «Академик Страхов» была поднята большая коллекция габброидов, среди которых резко доминируют рудные габбро [Строение разлома Долдрамс... 1991]. Также в небольшом количестве драгированы базальты, серпентинизированные ультрабазиты и гранофиры. В одном из образцов рудных габбро был определен возраст цирконов, свидетельствующий об их кристаллизации в широком диапазоне времени от 3,6 до 8,5 млн. лет [Сколотнев 2015, Сколотнев и др. 2010].

Рудные габбро г. Пейве в отличие от таковых впадины Маркова и разлома Вима не перекристаллизованы, слагают не дайки и жилы, а представляют, скорее всего, крупное интрузивное тело. Рудные Fe-Ti минералы (до 30%), ильменит и титаномагнетит, кристаллизовались как наиболее ранние фазы, однако некоторые из них завершали свою кристаллиза-

СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

цию на поздних стадиях совместно с бурым амфиболом, количество которого невелико (до 1%). Образцы с титаномагнетитом содержат много (до 5-8%) идиоморфных зерен апатита. Таким образом, среди рудных габбро г. Пейве выделяются два типа: Fe-Ti и Fe-Ti-P.

Данные о составе, геохимии габброидов и составах минералов содержатся в работе [Строение зоны разлома Долдрамс... 1991]. На вариационной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2$ (рис. 8) основная масса изученных габброидов совпадает с трендом рудных Fe-Ti габбро полигона Сьерра Леоне и разлома Вима, достигая уровня ультратитанистых разностей ($\text{TiO}_2 = 6,21-7,15\%$). На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ (рис. 8) породы с апатитом и титаномагнетитом образуют тренд повышения уровня P_2O_5 (до 4,11%) с уменьшением SiO_2 , а рудные габбро с ильменитом образуют поле низкофосфористых пород, протягивающееся параллельное оси абсцисс. По-видимому, в разрезе г. Пейве имеет место переслаивание пород с ильменитом, с одной стороны, и пород с титаномагнетитом и апатитом, с другой. Вариации значений других петрогенных оксидов в рудных габбро г. Пейве совпадают с таковыми для полигона Сьерра Леоне.

Гранофиры г. Пейве более железистые и фосфористые (рис. 7) и не комплементарны рудным габбро, в отличие от аналогичных пород других изученных участков.

Характер спектров РЗЭ у рудных габбро (рис. 9) деплетированный. Они имеют слабую отрицательную аномалию Eu. Наиболее низкие уровни спектров (18—22 хондритовые нормы) наблюдаются у низкофосфористых образцов с умеренно высоким содержанием TiO_2 (4,25—5,41%). Спектры высокофосфористых разностей с такими же концентрациями TiO_2 (3,92—5,05%) занимают более высокое положение (36—41 норма). Еще более высокий уровень (45 норм) — у ультратитанистого ($\text{TiO}_2 = 7,96\%$) низкофосфористого образца. А спектр наиболее высокофосфористого ($\text{P}_2\text{O}_5 = 4,11\%$) ультратитанистого ($\text{TiO}_2 = 7,16\%$) габбро имеет наиболее высокий уровень (74 нормы). Анализ спектров РЗЭ свидетельствует о том, что в отличие от полигона Сьерра Леоне при образовании рудных габбро г. Пейве более титанистые разности кристаллизовались из более дифференцированных расплавов.

Спектры РЗЭ гранофиров (рис. 9) имеют обогащенный характер, низкий уровень тяжелых и средних земель и отрицательную аномалию Eu небольшой интенсивности.

Приведенные данные указывают на то, что формирование комплекса плутонических пород горы Пейве происходило в других условиях по сравнению с впадиной Маркова и разломом Вима, и этот комплекс представляет собой самостоятельный тип.

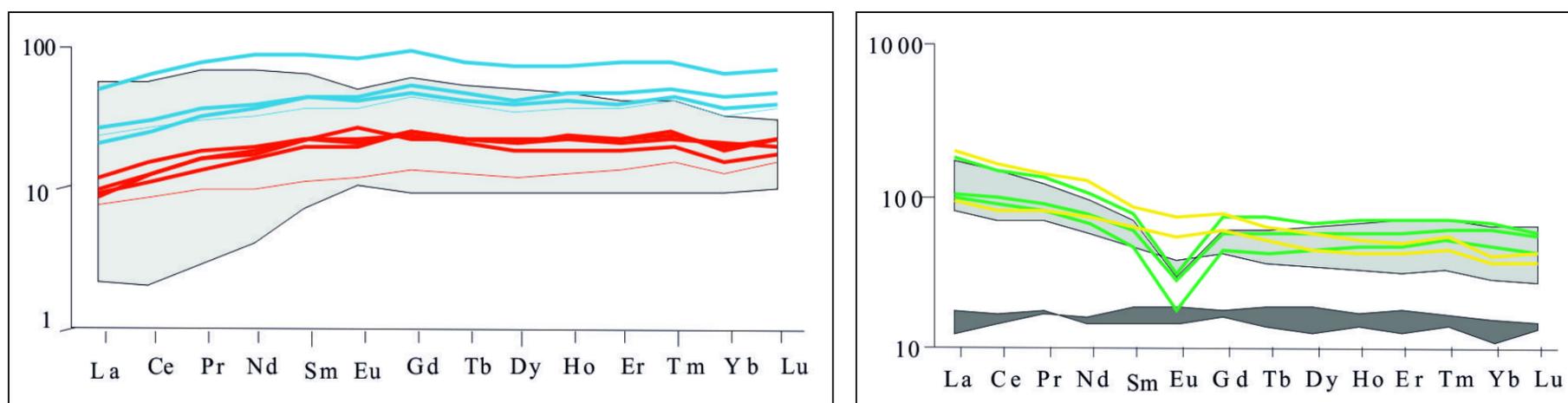


Рис. 9. Спектры редкоземельных элементов плутонических пород г. Пейве [Строение зоны разлома Долдрамс... 1991] и кислых пород поля Ашадзе [Силантьев и др. 2011].

Левый рисунок: серое поле — область спектров РЗЭ рудных Fe-Ti габброидов полигона Сьерра Леоне и разломной зоны Вима; линиями показаны: красного цвета — спектры РЗЭ низкофосфористых разностей; голубого цвета — высокофосфористых разностей Fe-Ti габброидов. Правый рисунок: темное поле — область спектров РЗЭ габбродиоритов основной группы пород по данным [Силантьев 1998; Силантьев и др. 2008], светлое поле — область спектров РЗЭ диоритов-плагиогранитов полигона Сьерра Леоне комплементарных рудным габбро; линиями показаны: зеленого цвета — гранофиров г. Пейве по данным [Строение зоны разлома Долдрамс... 1991], желтого цвета — гранофиров поля Ашадзе по данным [Силантьев и др. 2011].

Скважины 1275B ODP и 1275D ODP (рис. 3), пробуренные в зоне сочленения разлома Зеленого Мыса с северным сегментом рифта на вершине куполовидного поднятия, вскрыли около 200 м преимущественно габбрового разреза, описание которого, а также результаты изучения каменного материала почерпнуты из работ [Силантьев и др. 2008; Shipboard Scientific Party Drilling Mantle... 2003]. В верхней части скважины доминируют троктолиты, являющиеся продуктами взаимодействия между основным расплавом и ультраосновными породами, которые были тем субстратом, в котором заложились магматическая камера. Ниже следует разрез преимущественно из рудных Fe-Ti габбро, с маломощными прослоями других габброидов. Габброиды в слабой степени затронуты тектоническими деформациями и процессами перекристаллизации.

В соответствии с вариационными диаграммами (рис. 10) рудные габбро из скважин близки к рудным габбро г. Пейве, здесь также встречены разности с повышенной концентрацией P_2O_5 . В отличие от рудных габбро всей Приэкваториальной Атлантики скважинные рудные габбро образуют тренд повышения содержания CaO с понижением уровня SiO_2 . Спектры РЗЭ габбро (рис. 11) аналогичны, а рудных габбро близки к таковым для соответствующих пород полигона Сьерра Леоне. Для спектров рудных габбро свойственен деплетированный характер, а для некоторых — положительная аномалия Eu, среди них намечается тенденция повышения уровня спектра с понижением концентраций TiO_2 .

СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

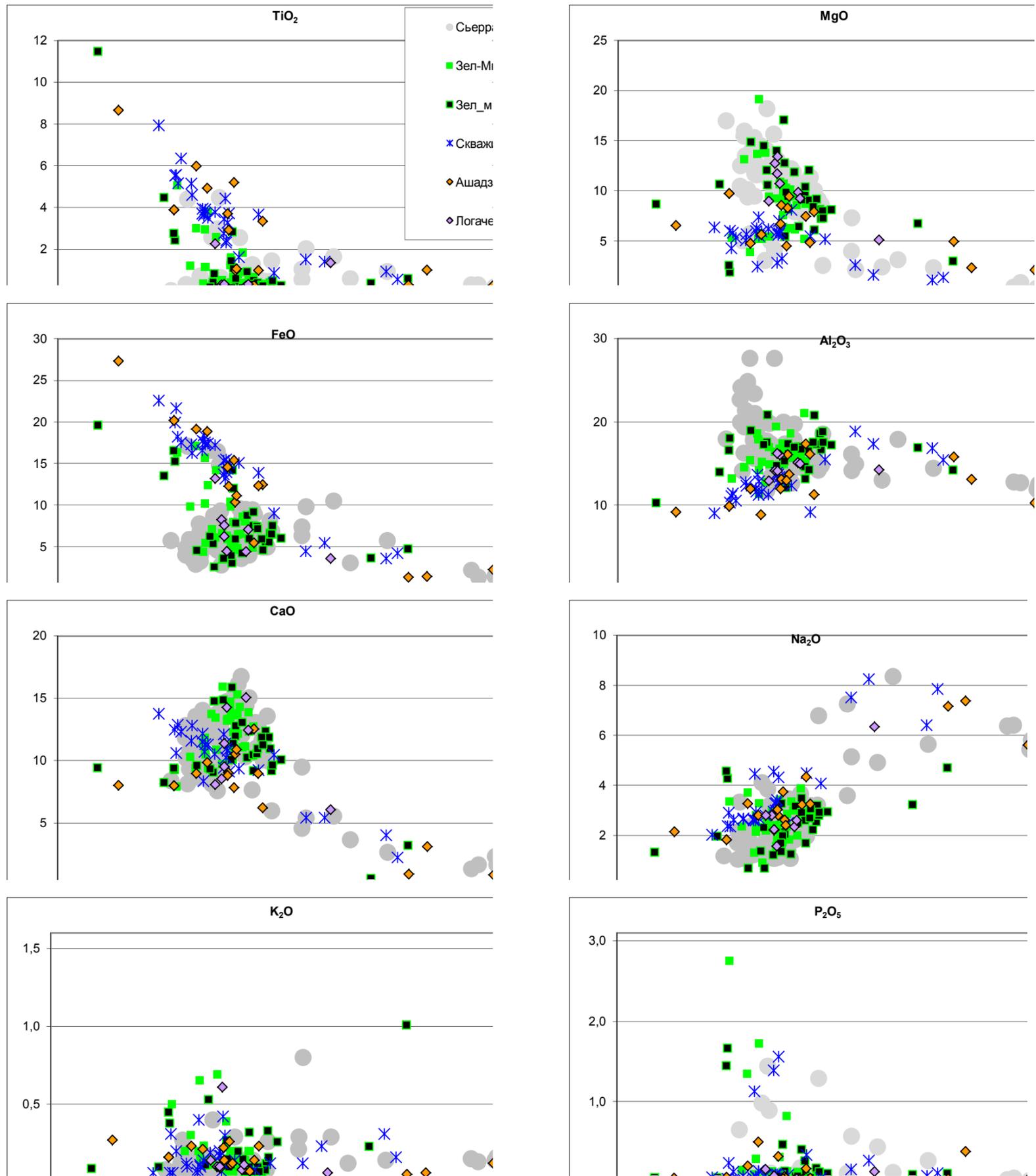


Рис. 10. Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %)

в плутонических породах зоны разлома Зеленого Мыса (по [Строение зоны разлома Зеленого Мыса... 1989; Силантьев 1998]), Ашадзе, Логачева (по [Силантьев и др. 2011]) и скважин 1275 ODP (по [Силантьев и др. 2008]) в зависимости от концентрации SiO_2 .

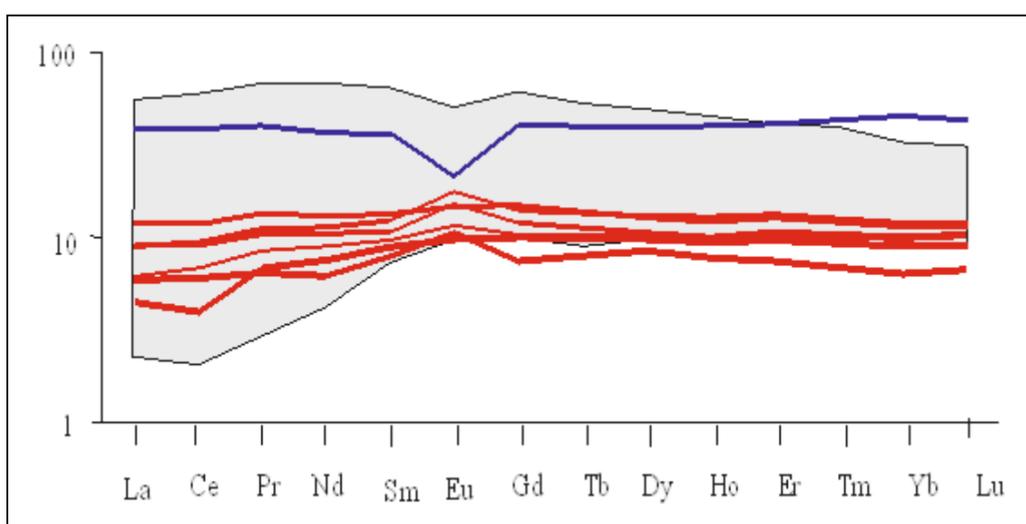


Рис. 11. Спектры редкоземельных элементов плутонических пород основного состава скважин 1275 ODP.

Серое поле — область спектров РЗЭ рудных Fe-Ti габброидов полигона Сьерра Леоне и разломной зоны Вима; линиями показаны: красного цвета — спектры РЗЭ низкофосфористых разновидностей рудных Fe-Ti габбро; синего цвета — высокофосфористых разновидностей Fe-Ti габброидов по данным [Силантьев и др. 2008].

**СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ**

Наиболее высокий уровень спектра (40 хондритовых норм) у низкотитанистого образца с глубокой отрицательной аномалией Eu. Очевидно, это один из наиболее дифференцированных образцов, о чем свидетельствует и наиболее высокая железистость его клинопироксенов. Дайки гранофилов в разрезе скважин 1275 ODP имеют секущие контакты с габброидами. В работе [Силантьев и др. 2008] развивается точка зрения о том, что гранофиры генерировались вне данной магматической камеры на более глубоких уровнях литосферы из обогащенных источников. По валовому составу, уровню РЗЭ и виду их спектров (рис. 8, 10) большая часть изученных гранофилов соответствует высоконатровым диоритам полигона Сьерра Леоне. Среди гранофилов имеются единичные образцы, комплементарные рудным габбро, а также габбродиорит (рис. 10), близкий к породам основной группы полигона Сьерра Леоне.

Изотопия неодима и стронция габброидов соответствует деплетированному источнику MORB [Силантьев и др. 2008], как и у базальтов этого района. Гранофиры имеют повышенные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, в то время как отношения $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ перекрываются с таковыми для габброидов из этой скважины.

Комплекс плутонических пород скважин 1275 ODP близок как к таковому г. Пейве (отсутствие перекристаллизации у большинства рудных габбро, наличие среди них высокофосфористых разновидностей), так и к таковому разлома Вима (характер дифференциации исходных расплавов при образовании рудных габбро), но отличается от них более высокими содержаниями CaO в рудных габбро.

Зона трансформного разлома Зеленого Мыса была изучена в 3-м, 9-м рейсах НИС «Академик Страхов» и в 12-м, 16-м рейсах НИС «Академик Петров» (рис. 3). Результаты исследования драгированных интрузивных пород представлены в работах [Строение зоны разлома Зеленого Мыса... 1989; Силантьев 1998]. В сборах плутонических пород преобладают породы близкие к основной группе полигона Сьерра Леоне, в совокупности образующие протяженный ряд от троктолитов до габбродиоритов, также имеется небольшое количество рудных габброидов и гранофилов. Породы основной группы по сравнению с таковыми на полигоне Сьерра Леоне в целом более калиевые (рис. 10). Средние значения отношений $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ составляют 0,0036 против таковых на полигоне Сьерра Леоне — 0,0015. Их спектры РЗЭ (рис. 12) либо горизонтальны, либо имеют обогащенный характер [Силантьев 1998].

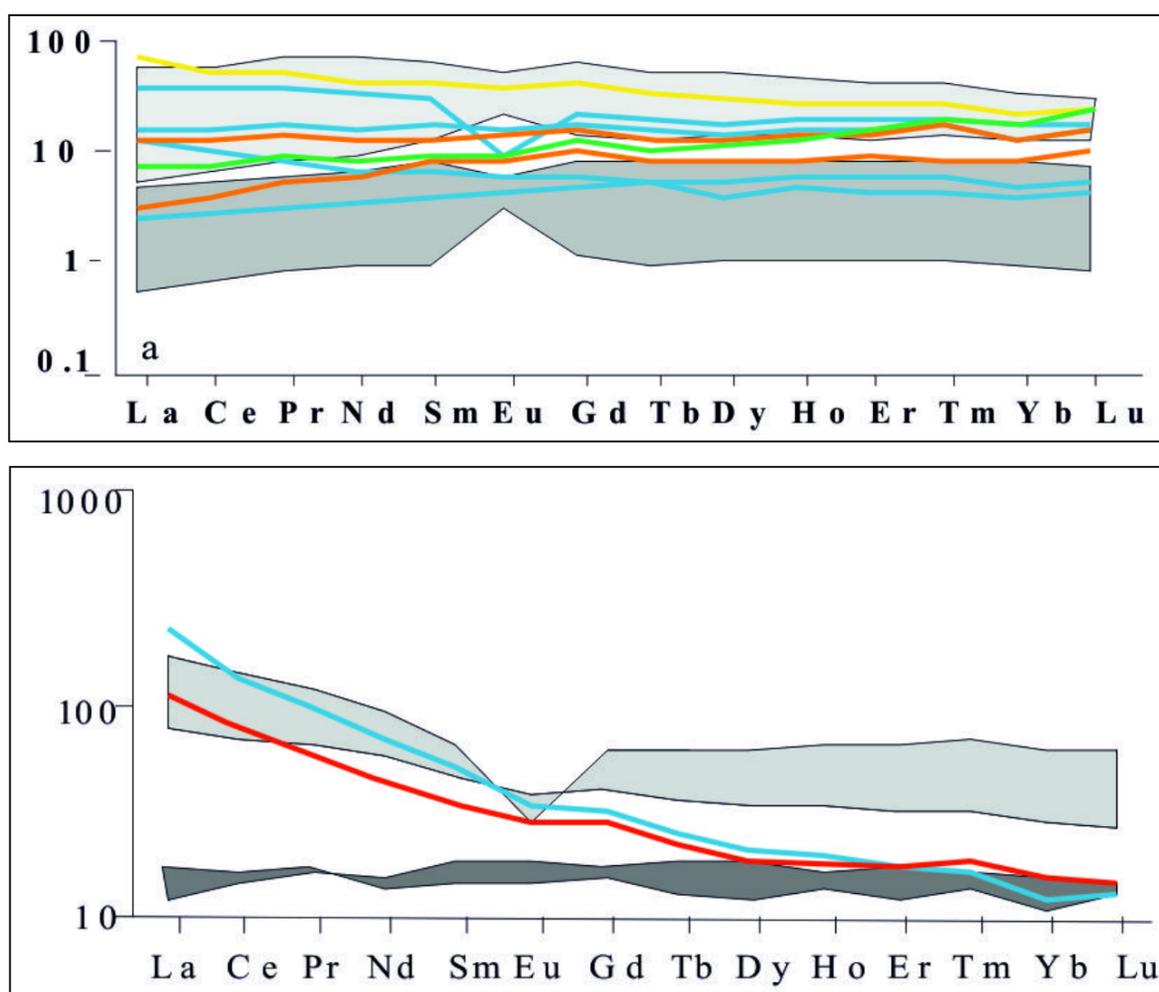


Рис. 12. Спектры редкоземельных элементов плутонических пород из зоны трансформного разлома Зеленого Мыса по данным [Силантьев 1998].

Верхний рисунок: серое поле — область спектров РЗЭ рудных Fe-Ti габброидов полигона Сьерра Леоне и разломной зоны Вима; линиями показаны: красного цвета — спектры РЗЭ низкофосфористых разновидностей; голубого цвета — высокофосфористых разновидностей Fe-Ti габброидов.

Нижний рисунок: темное поле — область спектров РЗЭ габбродиоритов основной группы пород по данным [Силантьев 1998, Силантьев и др. 2008], светлое поле — область спектров РЗЭ диоритов-плагиогранитов полигона Сьерра Леоне комплементарных рудным габбро; линиями показаны: диориты из разломной зоны Зеленого Мыса.

Очевидно, что большинство габброидов основной группы из зоны разлома Зеленого Мыса кристаллизовалось из обогащенных толеитовых расплавов, генерированных под влиянием плюма глубинной мантии, об активности которого в этом районе говорилось выше. Группа рудных Fe-Ti габброидов образована разновидностями от умеренно до ультратитанистых. Среди них встречаются также образцы существенно обогащенные MgO (до 17%), ассимилировавшие ма-

СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

териал ультрабазитов. Для спектров РЗЭ высокомагнезиальных разностей (рис. 12) характерно постоянное снижение уровня от тяжелых к легким лантаноидам, что также свидетельствует о зараженности породы ультраосновным материалом. Большинство диоритов по составу близки к породам группы диоритов-плагиогранитов полигона Сьерра Леоне (рис. 10), однако по характеру распределения лантаноидов они резко отличаются от них (рис. 12). Спектры РЗЭ двух изученных образцов испытывают резкий подъем от тяжелых к легким землям [Силантьев 1998]. Возможно, это связано с тем, что в этом районе широко развиты продукты обогащенного мантийного источника. Гранофиры с такими спектрами РЗЭ в Приэкваториальной Атлантике больше не встречено.

Разнообразие рудных габбро в зоне разлома Зеленого Мыса близко к таковому в плутоническом комплексе разлома Вима. Спецификой основной группы пород являются обогащенные спектры РЗЭ и повышенные концентрации калия в них.

Рудное поле Логачева располагается непосредственно к югу от разлома Зеленого Мыса в зоне нетрансформного смещения восточнее оси спрединга (рис. 3). В статье [Силантьев и др. 2011] приводятся результаты изучения габброидов, среди которых преобладают габбро и габбронориты. Встречено небольшое количество перекристаллизованных, гнейсовидных рудных габбро и диоритов. В этом районе широко распространены серпентинизированные перидотиты, редко встречаются базальты [Сколотнев и др. 1999]. По петро-геохимическим параметрам и составам минералов плутонические породы поля Логачева хорошо совпадают с соответствующими группами пород полигона Сьерра Леоне (рис. 10, 13).

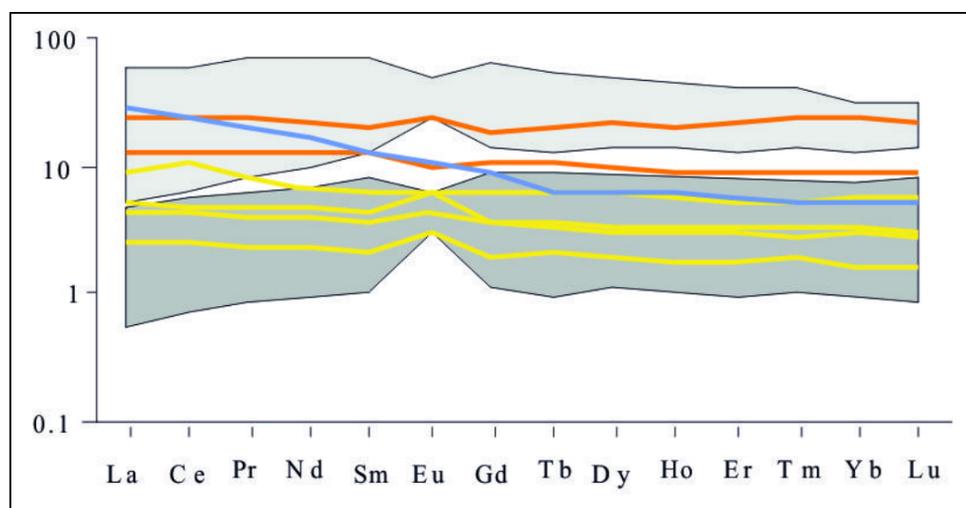


Рис. 13. Спектры редкоземельных элементов плутонических пород с полей Ашадзе и Логачева.

Красные линии — рудные Fe-Ti габбро поля Ашадзе, желтые — породы основной группы с поля Логачева по данным [Силантьев и др. 2011].

Рудное поле Ашадзе находится в зоне сочленения разлома Марафон с северным сегментом рифта (рис. 3), дно здесь преимущественно сложено серпентинизированными ультрабазитами. В коллекции плутонических пород, описанной в работе [Силантьев и др. 2011], присутствуют все разности, встреченные на других полигонах, однако заметно доминируют рудные Fe-Ti габброиды. По петро-геохимическим параметрам габброиды поля Ашадзе хорошо совпадают с соответствующими группами пород разломной зоны Вима (рис. 10, 13). В отличие от них спектры габброидов основной группы имеют обогащенный характер.

Кислые породы поля Ашадзе по валовому составу и характеру распределения РЗЭ близки к породам группы диоритов-плагиогранитов полигона Сьерра Леоне (рис. 10, 13).

Результаты изучения изотопного состава неодима и стронция плутонических пород полей Логачева и Ашадзе приведены в работе [Силантьев и др. 2011]. Они хорошо коррелируют с таковыми для базальтов этих районов и свидетельствуют о деплетированном характере первичных расплавов для габброидов поля Логачева и умеренно обогащенном — для таковых поля Ашадзе. Как и в других районах, кислые породы отличаются повышенными значениями радиогенного стронция.

Зона трансформного разлома Чейн исследована во время 13-го рейса НИС «Академик Страхов» (рис. 3), получены представительные коллекции габброидов, включающие преимущественно габбро и габбронориты, а также рудные Fe-Ti габбро и оливинные габбро [Пушаровский и др. 1993]. Они встречены в ассоциации с серпентинизированными ультрабазитами. Среди габброидов имеются амфибол-ильменитсодержащие и лейкократовые разности.

В соответствии с составами пород (табл. 1) плутонический комплекс зоны разлома Чейн близок к таковому, распространенному в разломе Вима (рис. 14). Особенностью габброидов основной группы являются более высокие содержания натрия ($Na_2O/SiO_2_{ср.} = 0,056$) по сравнению с таковыми у соответствующих пород других районов ($Na_2O/SiO_2_{ср.} = 0,04$). Этот факт находится в согласии с широким распространением здесь высоконатровых базальтов.

Зона трансформного разлома Романш опробована во время 13-го и 16-го рейсов НИС «Академик Страхов» (рис. 3). Незначительные сборы плутонических пород состоят в основном из габбро, а также оливинных габбро, габброноритов [Перфильев и др. 1994; Пушаровский и др. 1993]. Рудные габбро и гранофиры редки. Основная часть габброидов разломной зоны Романш аналогична габброидам разломной зоны Чейн (табл. 1), включая повышенные концентрации Na_2O ($Na_2O/SiO_2_{ср.} = 0,053$) у разностей, относящихся к породам основной группы (рис. 14). Изученные диориты относятся к высоконатровым разностям (рис. 14).

В работе [Honnorez, Bonatti 1970] описаны тералиты (щелочные габбро), драгированные вблизи меридиана $19,5^\circ$ з.д., где разлом Романш резко изменяет свое простирание. Тералиты характеризуются умеренно высокими концентрациями

СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

Na_2O , K_2O , TiO_2 и P_2O_5 (рис. 14). Они сложены клинопироксеном и основным плагиоклазом, но при участии нефелина, натролита, титаномагнетита. Клинопироксены имеют высокие концентрации TiO_2 и Al_2O_3 , а плагиоклазы — высокие концентрации K_2O . В рейсе G96 НИС «Геленджик» вблизи того места, где были драгированы тералиты, были получены щелочные базальты, излившиеся непосредственно внутри разломной зоны [Кашинцев и др. 2008]. Тералиты, таким образом, скорее всего, являются интрузивной фацией щелочных базальтов.

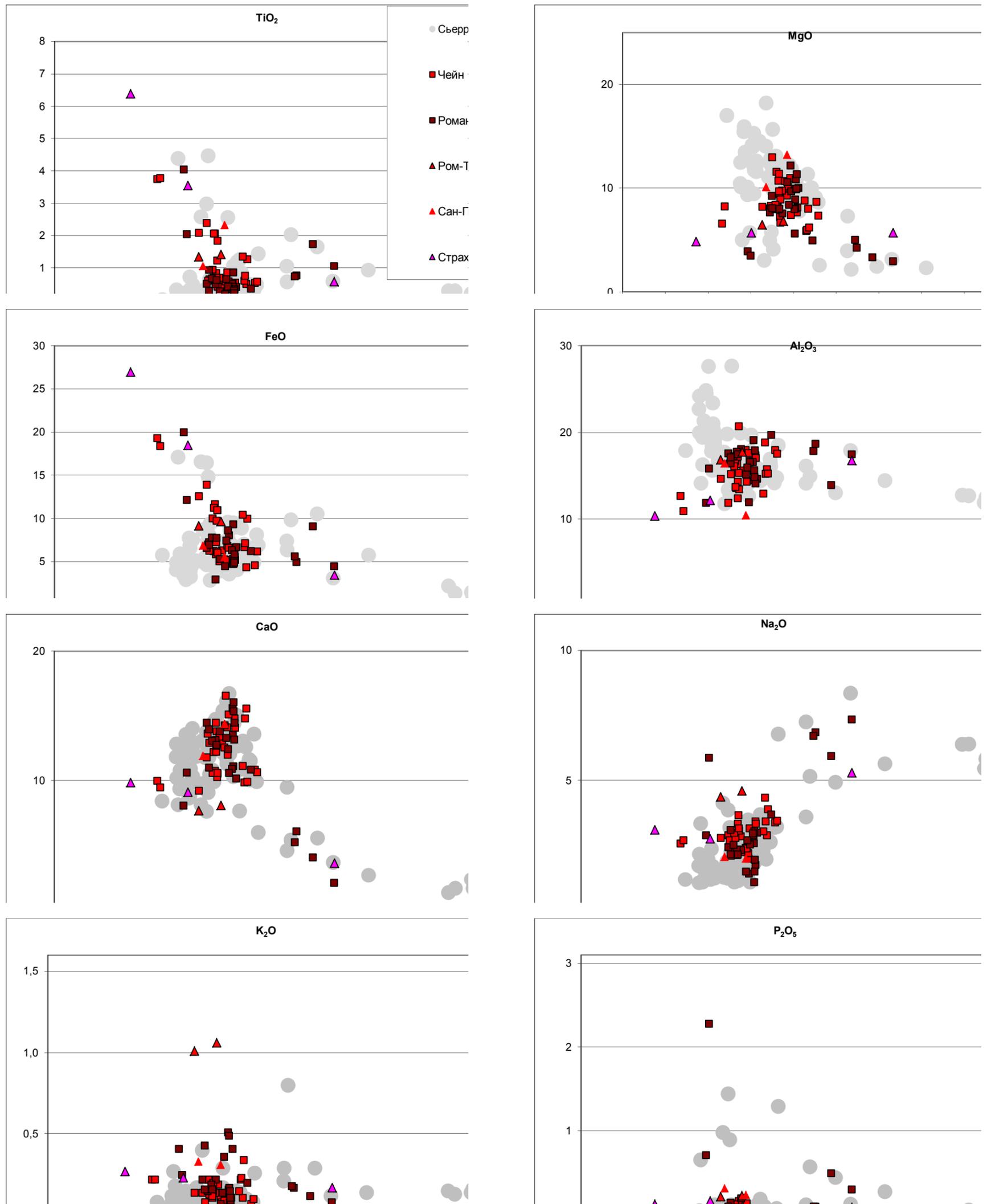


Рис. 14. Вариации концентраций петрогенных оксидов (в %) в плутонических породах из зон трансформных разломов Страхова [Удинцев и др. 1996], Сан Паулу [Удинцев и др. 1996], Романш и Чейн в зависимости от концентрации SiO_2 .

СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

Обсуждение результатов

Тектоно-магматические типы комплексов плутонических пород и особенности их формирования. Анализ петро-геохимии и структуры плутонических пород, состава породообразующих минералов и состава ассоциаций плутонических пород, принимающих участие в строении участков дна САХ с различной тектонической структурой, приуроченных к различным тектоническим провинциям Приэкваториальной Атлантики, показывает, что среди них выделяется несколько типов комплексов плутонических пород, которые могут быть названы тектоно-магматическими. Почему это тектоно-магматические типы? Тектонические — потому, что характеризуют тектонически различные участки океанического дна, среди которых в контексте проведенных исследований важно разделение на рифтовые долины, зоны трансформных и нетрансформных смещений (разломов). Магматические — потому, что ассоциации плутонических пород, характеризующих один из 3-х вышеназванных тектонических типов океанического дна могут быть различны, и это различие связано с магматическими процессами, протекающими в промежуточных магматических камерах.

Первый тектоно-магматический тип объединяет комплексы плутонических пород, слагающих борта рифтовых долин на удалении от зон трансформных и нетрансформных смещений (рифтовый тип). Породы этого комплекса, выведенные на поверхность дна в результате движения блоков коры по листрическим сбросам, описаны между разломами Богданова и Сьерра Леоне, а также Вернадского и Долдрамс. Они преимущественно представлены продуктами начальных этапов фракционирования расплава (по [Miyashiro, Shido 1980]): троктолитами и оливиновыми габбро, в меньшей мере — среднего этапа фракционирования: габбро и габброноритами. Этот факт находится в согласии с представлениями Дж. Синтона и Р. Детрика [Sinton, Detrick 1992] о том, что под осевыми зонами медленноспрединговых СОХ формирование пород 3-го слоя происходит в нестационарных столбообразных магматических камерах шириной 1–2 км (рис. 15), заполненных «кашей» из смеси расплава и кристаллов. Камера окружена переходной зоной общей шириной около 5 км, в которой имеются отдельные карманы, заполненные интеркумулусными расплавами, взаимодействующими с окружающими их кристаллами.

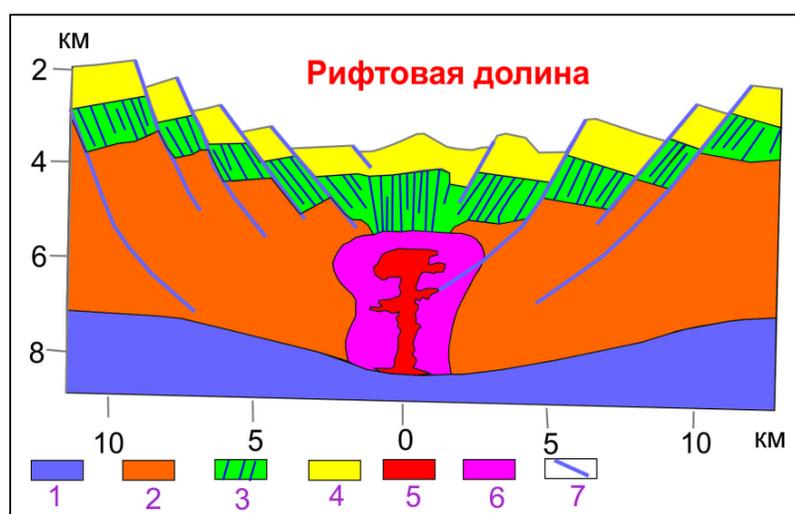


Рис. 15. Модель магматической камеры под медленноспрединговым хребтом по [Sinton, Detrick 1992].

Условные обозначения: 1 — мантия, 2 — габбро, 3 — дайковый слой, 4 — базальтовый слой, 5 — гриб: смесь расплава и кристаллов, 6 — переходная зона: преимущественно твердая с изолированными карманами расплава, 7 — листрические сбросы.

Два изученных примера данных комплексов пород пространственно располагаются за пределами центральных частей спрединговой ячейки. Как показывает пример рифтового сегмента Лакки Страйк к югу от Азор (рис. 16) [Singh et al. 2006], под центральными частями спрединговых ячеек, для которых свойственна максимальная интенсивность подосевого апвеллинга и магматизма, могут возникнуть более крупные камеры с линзой расплава в верхней части камеры. Можно ожидать, что в этом случае спектр интрузивных пород будет дополнен нетектонизированными рудными габбро сравнительно невысокой титанистости (и железистости) и гранофирами умеренной кислотности — продуктами застывания остаточных расплавов в жидкой линзе. В данной статье этот комплекс выделен в самостоятельный тектоно-магматический тип — тип центров спрединговых ячеек, хотя он и не встречен в пределах Приэкваториальной Атлантики, по-видимому, в силу того, что в центральных частях ячеек мощность базальтового слоя максимальна и при движении блоков коры по листрическим сбросам породы 3-го слоя не вскрываются.

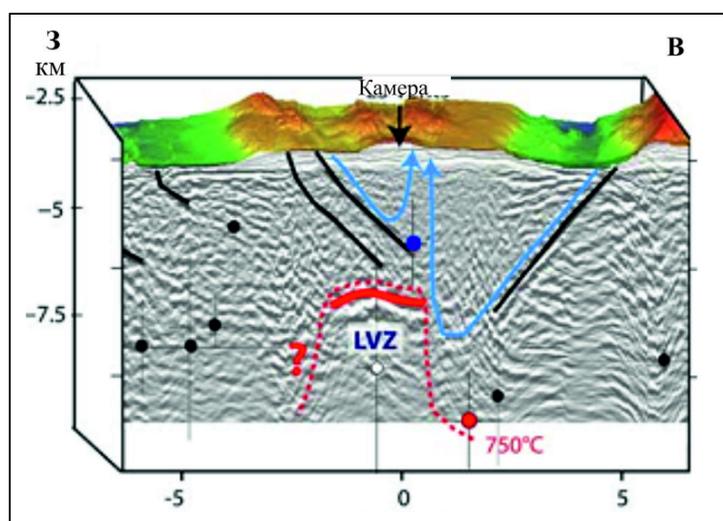


Рис. 16. Строение коры в осевой зоне САХ в районе полигона Лакки Страйк по данным изучения микроземлетрясений (заимствовано из [Singh et al. 2006]).

Жирная красная линия — линза расплава, красная штриховая линия — граница между пластическими и хрупкими деформациями, LVZ — зона пониженных сейсмических скоростей. Черные линии — листрические разломы, голубые линии со стрелками — пути миграции гидротермальных растворов, черные кружки — очаги микроземлетрясений.

СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

Третий тип плутонических комплексов (тип нетрансформных смещений) характерен для куполовидных структур, частью которой является восточный борт впадины Маркова [Сколотнев, Пейве 2015], и зон нетрансформных смещений (разлом Сьерра Леоне, поле Логачева). В этих комплексах доминируют продукты среднего этапа фракционирования: габбро и габбронориты, но имеются и как более ранние кумулаты: троктолиты и оливковые габбро, так и более поздние — умеренно кислые гранофиры. Очевидно, что такие наборы пород могли формироваться в результате длительного процесса фракционирования в магматических камерах, которые соответственно должны существовать более длительное время, чем таковые под рифтовой долиной. Действительно, судя по данным определения абсолютного возраста цирконов из плутонических пород впадины Маркова, магматическая камера под ней существует не менее 1,6 млн. лет [Сколотнев и др. 2010], при этом выделяется несколько фаз внедрения расплава (до 1,6, 1,2—1,4 и 0,7—0,8 млн. лет назад). Учитывая низкую магматическую продуктивность и преобладание в районах распространения этого комплекса ультраосновных пород, очевидно, что эти камеры изолированы среди серпентинизированных перидотитов (рис. 17). Вероятно, камеры такого рода являются и более крупными, чем таковые под рифтовой долиной, о чем может свидетельствовать тот факт, что очень крупный

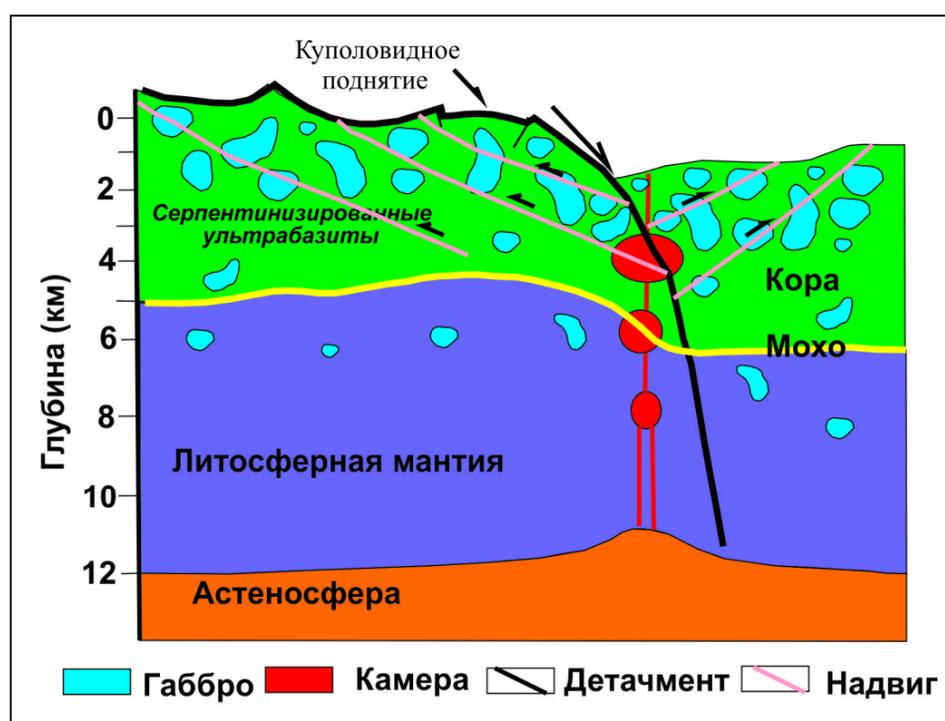


Рис. 17. Модель образования плутонических пород в условиях редуцированной магматической активности.

Построена на основе представлений [MacLeod et al. 2009; Smith et al. 2008].
Подробности в тексте.

фрагмент такой застывшей камеры, обнажающийся на восточном борту впадины Маркова, имеет слоистое строение [Бельтнев и др. 2004; Шарков и др. 2005].

Длительность существования и многократное поступление расплава в камеру возможны, если она какое-то время выступает в качестве неспредингового блока. Описываемые камеры находятся в дистальных частях спрединговых ячеек, где расхождение плит происходит по поверхности детачмента. Как предполагается в работах [Cannat 1993, 1996], детачменты меняют свое положение, при этом более поздние из них могут иметь падение противоположное, по сравнению с более ранними. Это означает, что приосевые блоки литосферы, включающие и магматическую камеру, могут переходить из одной плиты в другую, двигаясь то в одну, то в другую сторону и сохраняя длительное время свое приосевое положение.

Характерными породами рассматриваемого типа являются рудные Fe-Ti габброиды, в подавляющем большинстве перекристаллизованные и с гнейсовидной текстурой, а также диориты и плагиограниты. Как уже говорилось выше, по представлениям Г. Дика с соавт. [Dick et al. 1991], рудные Fe-Ti габброиды образуются из высоко дифференцированных интеркумулусных расплавов, выжатых из изолированных карманов переходной зоны камеры в зоны пластических деформаций благодаря стрессам, охватывающим камеру (так называемая синтетектоническая дифференциация расплава). В данной работе в целом поддерживается эта точка зрения, однако, в отличие от Г. Дика с соавт., как было показано нами в более ранней работе [Сколотнев, Ескин 2013], решающую роль в накоплении железа и титана в расплавах, исходных для рудных габброидов, играют флюиды, возникающие при дегидратации серпентинизированных перидотитов на контакте с камерой. Особенно интенсивно этот процесс происходит на участках проникновения в частично консолидированные внешние зоны камер разрывных нарушений, опережающих детачменты. О тектонизации камер свидетельствует наличие пород, перекристаллизованных на субсолидусной стадии в условиях пластического течения вещества, а на взаимодействии между расплавами камеры и серпентинизированным субстратом в зонах тектонизации указывает наличие гибридных образований, содержащих полностью или частично ассимилированный материал ультрабазитов. Флюид, возникающий при дегидратации субстрата, обогащенный гидрофильными элементами, проникает в расплав, находящийся в более внутренних частях камеры, изменяя его состав и условия кристаллизации. Концентрация воды в расплаве становится достаточной для локального образования бурого амфибола, а повышение окислительно-восстановительного потенциала расплава приводит к расширению поля кристаллизации Fe-Ti рудных фаз. В наибольшей степени эти изменения касаются интеркумулусных расплавов, из которых в зонах тектонизации и формируются рудные Fe-Ti габброиды в виде жильных и дайковых образований. Осаждение в больших количествах Fe-Ti рудных фаз приводит к кристаллизации диоритов и плагиогранитов из остаточных порций выжатых интеркумулусных расплавов.

**СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ**

От этих гранофилов петро-геохимически резко отличаются высоконатровые диориты. Именно изучение такого рода диоритов привело ряд исследователей к заключению о том, что они образовались из кислых расплавов, генерированных при частичном плавлении уже закристаллизовавшихся габброидов с участием водного флюида, в ходе так называемого гидротермального анатексиса [Силантьев и др. 2010; Winther 1996]. В данной работе поддерживается эта точка зрения.

С.А. Силантьев с соавт. [Силантьев и др. 2010, 2011] считают, что подобным образом образовались все гранофиры, причем определяющую роль играл флюид, сформировавшийся на основе морской воды, поступившей вглубь коры по плоскостям разрывных нарушений. Весомым аргументом в пользу этой точки зрения являются высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ у гранофилов, которые могут быть объяснены только смешением расплава с морской водой. Однако данные, полученные по полигону Сьерра Леоне, показывают, что гранофиры этого полигона, скорее всего, полигенетичны. Следует обратить внимание, что многие данные, в том числе, и по впадине Маркова [Савельева и др. 2008] свидетельствуют о том, что серпентинизированные ультрабазиты, в отличие от свежих разностей, также характеризуются высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, прямо зависящими от степени их серпентинизации, ведущим агентом которой является флюид, возникший при метаморфизме морской воды. В этом случае можно ожидать, что флюид, образующийся при дегидратации серпентинизированных ультрабазитов, о чем говорилось выше, и участвующий в плавлении высоконатровых диоритов, будет также, как и морская вода, обладать высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Четвертый тип — тип трансформных разломов характеризует другой структурный элемент дистальных частей срединных ячеек: зоны трансформных разломов. В наиболее представительном виде этот комплекс обнаружен на склонах южного поперечного хребта разлома Вима [Сколотнев 2003], при этом данные об абсолютном возрасте одного из габбро (9,13 млн. лет [Сколотнев и др. 2010]) свидетельствуют о том, что оно формировалось в осевой зоне САХ.

Такие комплексы пород описаны в разломных зонах Марафон (поле Ашадзе), Зеленого Мыса, Чейн и Романш. По многим параметрам этот тип близок к типу нетрансформных смещений и соответственно можно полагать, что породы, образующие комплексы этого типа, также формировались в относительно крупных долгоживущих изолированных камерах, частично консолидированные участки которых подвергались тектоническому воздействию, способствующему взаимодействию между камерными расплавами и субстратом. Однако среди рудных Fe-Ti габброидов данных комплексов встречены ультратитанистые (и ультражелезистые) разности. Вероятно, главной причиной распространения этих разностей в зонах трансформных разломов является то, что расплавы, из которых они кристаллизовались, изначально были более железистыми и титанистыми, чем таковые под зонами нетрансформных смещений, что в соответствии с [50,59] связано с охлаждением зоны магмогенерации под влиянием холодной литосферы плиты, образующей противоположный фланг трансформной области.

В северной части зоны трансформного разлома Зеленого Мыса располагается и плутонический комплекс скважин 1275 ODP. Вскрытый непрерывный разрез габброидов мощностью до 200 м [Shipboard Scientific Party 2003], в котором преобладают рудные Fe-Ti габброиды, со всей очевидностью свидетельствует, что в данном случае последние кристаллизовались не в жилах и дайках, а в некотором достаточно большом резервуаре, занимающем верхнюю часть магматической камеры. В то же время скважинный комплекс по многим показателям состава и строения близок к типу трансформных разломов. Подобно последнему в данном случае также наиболее титанистые (и железистые) рудные габбро кристаллизовались из менее дифференцированных расплавов. Однако Fe-Ti габброиды с разной концентрацией TiO_2 чередуются в разрезе закономерно. Следовательно, можно ожидать, что Fe-Ti габброиды кристаллизовались из отдельных сравнительно небольших порций расплава, обогащенного железом и титаном, поступавших в верхнюю часть камеры, после чего остатки этих порций объединялись с основным расплавом верхней части камеры, при кристаллизации которого возникали нерудные габброиды.

Понимание природы расплава, обогащенного железом и титаном, в случае со скважинным комплексом дает анализ составов диабазов, встреченных в виде даек среди габброидов. Эти диабазы по своему составу (очень высокие концентрации железа и титана) резко отличаются от состава диабазов (очень низкие концентрации железа и титана), распространенных в осевой зоне САХ и когенетичных осевым базальтам [Строение зоны разлома Долдрамс... 1991]. Таким образом, дайки скважинных диабазов могут представлять подводящие каналы расплавов, которыми подпитывалась верхняя часть магматической камеры. Очень характерно, что эти диабазы имеют на спектрах РЗЭ положительную аномалию Eu, как и у наиболее титанистых рудных габбро впадины Маркова и разлома Вима.

Принимая все вышесказанное во внимание, в данной работе предполагается, что в ходе образования скважинного комплекса расплав, заполнявший верхнюю часть камеры и поднимавшийся снизу, образовался при сегрегации интерккумулятивных расплавов, обогащенных железом и титаном, тектонически выжатых из более нижних частей камеры. Плутонический комплекс скважин 1275 ODP отличается от всех других более высокой концентрацией CaO в рудных габброидах. В свете выше изложенного это может быть связано с тем, что в расплавах, двигавшихся вверх, происходило фракционирование оливина и плагиоклаза, что и обогащало расплавы CaO.

Таким образом, скважинный плутонический комплекс может быть комплементарен наиболее распространенным комплексам трансформных разломов, понимая, что он характеризует верхнюю часть камер, а последние — нижнюю часть камер. Но, возможно, плутонические комплексы типа скважинного формируются только в условиях более интенсивного апвеллинга, обуславливающих заложение более крупных камер, в которых интеркумулятивные расплавы зарождались в большем объеме. В любом случае это особый пятый тектоно-магматический тип плутонических комплексов — тип скважин 1275 ODP. Его тектоническая позиция, как и у типа трансформных разломов, но магматические условия образования пород отличны от последнего.

СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

Шестой тип — тип горы Пейве обнаружен в зоне трансформного разлома Вернадского. В нем преобладают рудные габброиды, подразделяющиеся на Fe-Ti и Fe-Ti-P разности. Анализ спектров РЗЭ рудных габброидов свидетельствует об ином механизме образования рудных габбро г. Пейве по сравнению с таковыми из зон трансформных разломов. В противоположность последним, в данном случае более титанистые и железистые разности кристаллизовались из более эволюционированного расплава. При этом оба типа рудных габброидов образуют независимые дифференцированные серии, поэтому в разрезе г. Пейве возможно ожидать переслаивания Fe-Ti и Fe-Ti-P рудных габбро. Поскольку в первых из них рудной фазой является ильменит, а во вторых — титаномагнетит и апатит, это может быть связано с ритмическим характером изменения окислительно-восстановительных условий в магматической камере. При более высоком окислительном потенциале из расплава оседал ильменит, что приводило к уменьшению окислительного потенциала и осаждению титаномагнетита и апатита, после чего этот потенциал снова возрастал, и т.д. При этом из все более дифференцированных расплавов кристаллизовались кумулаты со все большим количеством рудной фазы. Следовательно, существовал общий тренд увеличения окислительно-восстановительного потенциала расплава в ходе его дифференциации, что расширяло поле кристаллизации Fe-Ti рудных минералов. Вероятно, в первую очередь, это было связано с постоянным накоплением водной составляющей в остаточных расплавах в ходе дифференциации расплава.

Еще одной особенностью этого комплекса является то, что рудные габброиды не перекристаллизованы, что сближает их со скважинным комплексом, и обладают кумулятивной структурой.

Таким образом, формирование рудных габброидов г. Пейве происходило принципиально иным способом, для которого необходим большой объем расплава, в котором, несмотря на постоянное уменьшение концентрации железа и титана, породы с наибольшими концентрациями этих элементов кристаллизуются на более поздней стадии фракционирования. На последних этапах фракционирования расплава, заключенного в этом объеме, когда из него ушел основной объем Fe-Ti рудных минералов и апатита, последовательно формируется ряд от диорита к плагиограниту.

Эти факты свидетельствуют о том, что формирование рудных пород г. Пейве происходило не в дайке или в жиле, а в пределах магматической камеры, где возможны ритмические процессы, где возможно накопление флюидной составляющей, где объем расплава достаточно велик, чтобы буферировать осаждение Fe-Ti фаз.

Что представляла из себя такая магматическая камера? В соответствии со взглядами Дж. Синтона и Р. Детрика [Sinton, Detrick 1992] под быстросрединговыми хребтами закладываются камеры более крупных размеров, чем под медленноспрединговыми хребтами, и они состоят из грибообразного тела, образованного смесью расплава и кристаллов, которое венчается линзой силлоподобной формы, заполненной только расплавом, обогащенным железом и титаном. Именно в линзах такого расплава и могли происходить процессы, приведшие к образованию того многообразия рудных габбро, которое наблюдается на г. Пейве (рис. 18).

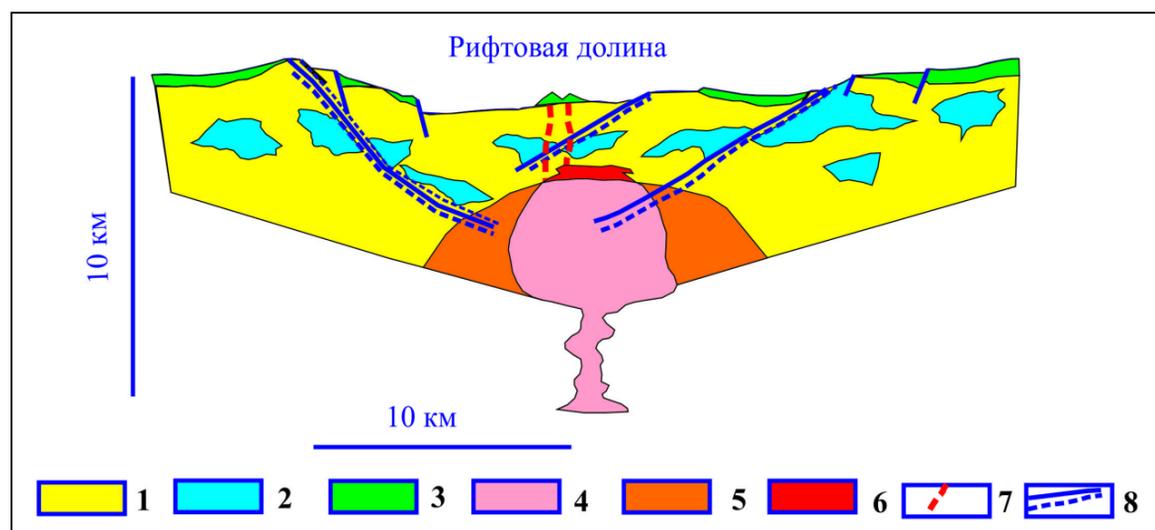


Рис. 18 Модель магматической камеры, в которой формировался комплекс плутонических пород г. Пейве.

Схема строения коры в районе трансформного разлома Вернадского создана на основе представлений [Cannat 1993, 1996], строение магматической камеры на основе представлений [Sinton, Detrick 1992]. Условные обозначения: **1** — серпентинизированные ультрабазиты, **2** — габбро, **3** — базальты, **4** — основное тело магматической камеры, заполненное «кашей» из расплава и кристаллов, **5** — твердая переходная зона с карманами расплава, **6** — линза жидкого расплава, **7** — подводящие каналы, **8** — разрывные нарушения.

Почему такая камера возникла на данном участке медленноспредингового САХ? Как говорилось выше, в данной тектонической провинции имеет место очень частое расположение трансформных разломов — через 20–35 км, в результате чего в гребневой зоне образуются не рифтовые горы, а межразломные хребты. Последние являются структурами флексуриального изгиба [Сколотнев 2015], при этом их подъем сопровождается поперечным растрескиванием, что способствует частым перескокам оси спрединга, характерным для этого района [Пуцаровский, Сколотнев 2005]. В частности, такие перескоки хорошо документируются и для участка, где расположена г. Пейве [Сколотнев и др. 2010]. Это явление приводит к тому, что многие фрагменты дна выступают в качестве неспрединговых блоков. Очевидно, в одном из них располагалась и магматическая камера, в которой происходило формирование плутонического комплекса г. Пейве. На это прямо указывают результаты измерения возраста цирконов [Сколотнев 2015], выделенных из пород этого комплекса. Их возраст варьирует от 3,6 до 8,5 млн. лет, свидетельствуя об очень большой продолжительности функционирования камеры. В силу этого объем камеры достиг больших значений в результате постоянных добавок в камеру новых порций расплава.

**СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ**

Не менее важный вопрос, какова природа расплава, обогащенного железом и титаном (и возможно, фосфором)? Очевидно, что решающую роль для образования таких расплавов опять играет фактор большого размера магматической камеры. В этом случае высокие концентрации железа, титана и фосфора в этих расплавах возможны, если они составляют очень небольшую наиболее дифференцированную часть большого объема первичного расплава. В соответствии с [Thompson 1987] большинство базальтов спрединговых хребтов варьирует по содержанию MgO от 7 до 5,5%, образуя отчетливые тренды повышения концентраций TiO₂ и FeO и понижения CaO и Al₂O₃. При концентрациях MgO ниже 3,7% начинают снижаться концентрации TiO₂, свидетельствуя о фракционировании ильменита. Это редкое явление среди осевых базальтов. Тем не менее, именно в данном районе САХ встречены сильно дифференцированные базальты, расплавы которых претерпели садку ильменита. Они драгированы из зон интерсектов рифта с разломами Архангельского, Долдрамс и Вернадского, в том числе, вблизи г. Пейве [Строение разлома Долдрамс... 1991].

Очевидно, что плутонический комплекс горы Пейве характеризует только верхнюю часть магматической камеры. Более нижние части камеры, расположенные в серпентинизированном субстрате ультраосновного состава, по-видимому, так же как и под впадиной Маркова или разломной зоной Вима, были подвержены тектоническим деформациям и взаимодействовали с субстратом.

Помимо охарактеризованных выше основных типов плутонических комплексов, выделяется еще один редкий тип, описанный в разломной зоне Романш. Он представлен щелочным габбро и ассоциирует с внутриразломными щелочными базальтами. Какие-либо сведения о размере и типе магматической камеры для данного породного комплекса отсутствуют. Щелочные базальты также встречены в зонах сочленения разломов Романш и Марафон [Пейве 2002; Сколотнев и др. 1999] с соответствующими сегментами рифта, в разломной зоне Сан Паулу [56]. Вероятно, на этих участках также следует ожидать участия в разрезе коры щелочных габбро.

Факторы, влияющие на формирование, состав и пространственное распределение тектоно-магматических типов комплексов плутонических пород. Основные шесть тектоно-магматических типов плутонических комплексов Приэкваториальной Атлантики закономерным образом распространены в гребневой и осевой зонах САХ. Два из них приурочены к центральной и промежуточной частям спрединговых ячеек, а четыре — к дистальным частям, таким образом, их распределение определяется фокусированным характером мантийного апвеллинга под медленноспрединговыми хребтами [Lin et al. 1990; Mutter, Karson 1992; Purdy, Detrick 1986]. Как показано в работе [Bonatti et al. 2003], подосевой апвеллинг астеносферной мантии имеет пульсационный характер, в силу чего в ходе аккреции коры чередуются эпохи его усиления и ослабления. Возможно, что одной из причин появления комплекса плутонических пород из скважин 1275 ODP является усиление интенсивности подосевого апвеллинга. Таким образом, положение и появление различных типов плутонических комплексов в разрезе коры гребневой и осевой зон САХ определяется его пространственной сегментацией [Lin et al. 1990; MacDonald et al. 1988; Mutter, Karson 1992; Purdy, Detrick 1986] и, возможно, пульсационным характером подосевого апвеллинга астеносферной мантии [Bonatti et al. 2003].

Среди тектоно-магматических типов особый статус имеет тип *г. Пейве*. Как показано выше, определяющую роль в создании условий для формирования комплекса пород этого типа могут играть особенности тектонического строения этого сегмента дна, а именно частое расположение трансформных разломов.

Среди плутонических пород габбро и габбронориты наиболее близки к составу родоначальных расплавов. В областях плюмовой активности и в смежных с ними районах, в частности, на участке между разломами Зеленого Мыса и Марафон эти типы пород имеют более высокие концентрации K₂O и обогащенные спектры РЗЭ в сравнении с аналогичными породами из других сегментов. В области термального минимума между разломами Чейн и Сан Паулу, где генерируются расплавы, обогащенные Na₂O, габбро и габбронориты также имеют повышенные концентрации Na₂O. Таким образом, состав пород плутонических комплексов отражает геохимическую сегментацию САХ (см. выше).

О строении 3-го слоя океанической коры в свете представлений о формировании плутонических комплексов. Дополняя предыдущие исследования [Hooft et al. 2000; Klein, Langmuir 1987; Lin et al. 1990], проведенное изучение особенностей состава, строения и распространения плутонических комплексов в Приэкваториальной Атлантике позволяет сделать заключение, что в пределах медленноспрединговых хребтов 3-й слой океанической коры в центральных и промежуточных частях спрединговых ячеек представляет собой непрерывный горизонт интрузивных пород. В промежуточных частях ячейки эти породы невысокой степени дифференциации: преимущественно троктолиты и оливиновые габбро, — сформировались в небольших быстро остывающих камерах, спорадически возникающих в нижней коре под осевой зоной спрединга, заполненных смесью расплава и кристаллов. В центральных частях ячеек зарождаются более крупные камеры, венчающиеся линзой расплава, при застывании которых следует ожидать формирования более дифференцированных разновидностей интрузивных пород вплоть до рудных габброидов и гранофилов. В дистальных частях ячеек 3-й слой состоит из частично серпентинизированных ультрабазитов, троктолитов, габброидов, рудных Fe-Ti габброидов и кислых пород, организованных в отдельные самостоятельные структурно-вещественные комплексы, так называемые внутренние океанические комплексы [Силантьев и др. 2011; Karson 1999], последовательно аккретированные друг к другу. Эти комплексы возникают в результате тектонического отслаивания от поднимающихся диапиров, сложенных частично серпентинизированными ультрабазитами, а также блоками плутонических пород, формирующихся в длительно существующих изолированных магматических камерах, расплавы которых взаимодействуют с субстратом [Сколотнев, Пейве 2013]. Подъем диапиров возникает в силу двух причин: из-за появления сил плавучести при серпентинизации ультраосновных пород и вследствие вертикального подъема дна при разгрузке лежащего крыла детачмента [MacLeod et al. 2009; Smith et al. 2008].

СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

Выводы

1. Выделено 7 тектоно-магматических типов плутонических комплексов (один из них прогнозный), образующих 3-й слой океанической коры в гребневой и осевой зонах САХ в Приэкваториальной Атлантике.

2. **Типы рифтовых долин и центров спрединговых ячеек** характеризуют участки спрединговых ячеек на удалении от зон трансформных и нетрансформных смещений. Они состоят преимущественно из троктолитов и оливиновых габбро, а также габбро и габброноритов, кристаллизовавшихся в нестационарных, спорадически возникающих магматических камерах небольшого размера, заполненных смесью расплава и кристаллов. На участках наиболее интенсивного магматизма в центрах ячеек эти камеры могут венчаться жидкой линзой расплава. Можно спрогнозировать, что в этом случае в составе 3-го слоя появятся гранофиры умеренной кислотности и слаботитанистые рудные Fe-Ti габбро.

3. **Типы нетрансформных смещений, трансформных разломов и скважин 1275 ODP** связаны с дистальными частями спрединговых ячеек. Здесь в долгоживущих и, вероятно, в более крупных, чем под рифтовыми долинами, магматических камерах, изолированных среди серпентинизированных ультрабазитов, формируется пестрый плутонический комплекс, образованный троктолитами, преобладающими габброидами, рудными Fe-Ti габброидами, а также гранофирами: от габбродиоритов до плагиогранитов. **Тип скважин 1275 ODP** представляет верхнюю часть таких камер, возможно, дополнительным условием для его образования является также усиление подосевого апвеллинга. В зонах трансформных разломов в отличие от зон нетрансформных среди рудных Fe-Ti габброидов встречаются ультратитанистые разности, появление которых является следствием охлаждающего влияния трансформной зоны на область магмогенерации.

4. **Тип горы Пейве**, состоящий преимущественно из рудных Fe-Ti и Fe-Ti-P габброидов и гранофилов, характеризует условия формирования плутонических комплексов, формирующихся в ходе остывания линзы расплава, возникающей над крупной камерой, существующей длительное время (несколько млн. лет) в близосековой зоне САХ благодаря частым перескокам оси спрединга на участках частого расположения (через 20—35 км) трансформных разломов.

5. Редкий тектоно-магматический тип, сложенный щелочными габбро, проявляется на участках развития щелочного магматизма.

6. Важную роль при формировании плутонических комплексов дистальных частей спрединговых ячеек играют тектонические движения, в ходе которых разрывные нарушения проникают в частично консолидированные внешние участки магматической камеры. В этих зонах тектонизации, захватывающих и смежные области субстрата, происходит взаимодействие между основным расплавом и частично серпентинизированными перидотитами, что отражается на составе тех и других. В зоны тектонизации также выжимаются интеркумулусные расплавы, из которых кристаллизуются рудные Fe-Ti габброиды, испытывающие в случае продолжающегося стресса перекристаллизацию еще на субсолидусной стадии в условиях пластических деформаций.

7. К основным факторам, влияющим на формирование, состав и распространение плутонических комплексов, относятся сегментация подосевого мантийного апвеллинга, особенности тектонического строения различных участков САХ, предыстория раскрытия Приэкваториальной Атлантики и проявления плюмовой активности.

8. В Приэкваториальной Атлантике 3-й слой океанической коры на основной части срединной ячейки представляет собой непрерывный горизонт интрузивных пород в целом невысокой степени дифференциации. В дистальных частях ячеек он представлен серией последовательно аккретированных структурно-вещественных комплексов, состоящих из частично серпентинизированных ультрабазитов и плутонических пород, образующих протяженный ряд дифференциации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бельтнев В.Е., Иванов В.Н., Сколотнев С.Г., Нещеретов А.В., Рождественская И.И., Шилов В.В., Степанова Т.В., Андреева И.А., Давыдов М.П., Пейве А.А., Шарков Е.В., Кринов Д.И., Абрамов С.С., Мочалов А.Г. Новые данные о сульфидных рудопроявлениях в рифтовой впадине Маркова на Срединно-Атлантическом хребте в Экваториальной Атлантике (6° с.ш.) // Доклады РАН. 2004. Т. 395. № 2. С. 215—220.
2. Бонатти Э. Происхождение крупных разломных зон, смещающих Срединно-Атлантический хребет // Геотектоника. 1996. № 6. С. 5—16.
3. Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Мелсон В.Г., О'Хирн Т. Плюмовая и спрединговая ассоциации базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта [Электронный ресурс] // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 6. С. 457-476. Режим доступа: <http://atlantic.ginras.ru/download/papers/rje99025.pdf>.
4. Кашинцев Г.Л., Шрейдер А.А., Максимочкин В.И., Булычев А.А., Гилод Д.А. Транстенсия и щелочной магматизм разлома Романш, Атлантика // Геотектоника. 2008. № 4. С. 85—92.

**СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ**

5. Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Турко Н.Н., Добролюбова К.О. Рельеф и структура рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта между 5° и 7°18' с.ш. [Электронный ресурс] // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. № 5. Режим доступа: <http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v03/rje01071/rje01071.htm>.
6. Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный мир. 2002. Труды ГИН РАН. Вып. 548. 277 с.
7. Перфильев А.С., Пейве А.А., Пушаровский Ю.М., Бонатти Э., Разницин Ю.Н., Турко Н.Н. Разломная зона Романш: особенности развития, геодинамика // Геотектоника. 1994. № 4. С. 3–14.
8. Пушаровский Ю.М., Бонатти Э., Разницин Ю.Н. Пейве А.А., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г. Новые данные о строении и вещественном составе районов пересечения разломов Романш и Чейн с рифтовой долиной // Доклады РАН. 1993. Т. 329. № 1. С. 58–64.
9. Пушаровский Ю.М., Сколотнев С.Г. Регионально-геологические исследования как основа тектонического районирования океанского дна // Геотектоника. 2005. №1. С. 17–39.
10. Пушаровский Ю.М., Сколотнев С.Г., Пейве А.А. Бортников Н.С., Базилевская Е.С., Мазарович А.О. Геология и металлогения Срединно-Атлантического хребта. 5–7° с.ш. М.: ГЕОС, 2004. 152 с.
11. Разницин Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. 270 с.
12. Савельева Г.Н., Бортников Н.С., Баянова Т.Б., Икорский С.И., Каменский И.Л. Изотопные Sm–Nd, Rb–Sr системы, захваченный He и углеводородные газы как маркеры источников расплава и флюидного режима при формировании океанической коры Срединно-Атлантического хребта в районе 5–6° с.ш. // Геохимия. 2008. № 8. С. 803–817.
13. Силантьев С.А. Условия формирования плутонического комплекса Срединно-Атлантического хребта, 13°–17° с.ш. // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 381–421.
14. Силантьев С.А., Аранович Л.Я., Бортников Н.С. Океанические плагиограниты: результат взаимодействия магматической и гидротермальной систем в медленно-спрединговых срединно-океанических хребтах // Петрология. 2010. Т. 18. № 4. С. 387–402.
15. Силантьев С.А., Костицин Ю.Н., Черкашин Д.В., Дик Г.Дж.Б., Келемен П. Б., Кононкова Н.Н., Корниенко Е.М. Магматическая и метаморфическая эволюция океанической коры западного фланга гребневой зоны САХ на 15°44' с.ш.: результаты изучения керн скважин 1275В и 1275D (209-ый рейс «Джонидес Резолюшн» // Петрология. 2008. Т. 16. № 4. С. 376–400.
16. Силантьев С.А., Краснова Е.А., Каннат М., Бортников Н.С., Кононкова Н. Н., Бельтнев В.Е. Перидотит-габбро-трондьемитовая ассоциация пород Срединно-Атлантического хребта в районе 12°58'–14°45' с.ш.: гидротермальные поля Ашадзе и Логачев // Геохимия. 2011. № 4. С. 339–372.
17. Сколотнев С.Г. Габброиды разломной зоны Вима: структуры, состав и тектоническое положение // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. С. 18–31.
18. Сколотнев С.Г. Регулярные и региональные вариации состава и строения океанической коры и структуры океанического дна Центральной и Южной Атлантики. Автореф. дисс. ... д. г.-м. н. М., 2015. 59 с.
19. Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы в Центральной Атлантике, геотектонические следствия // Геотектоника. 2010. № 6. С. 24–59.
20. Сколотнев С.Г., Ескин А.Е. Состав и строение 3-го слоя океанической коры в приэкваториальном сегменте Срединно-Атлантического хребта (5–7° с.ш.) // Геохимия. 2013. № 9. С. 773–808.
21. Сколотнев С.Г., Пейве А.А. Природа и положение границы Мохо в гребневой зоне медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой. Материалы XLV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2013. С. 205–208.
22. Сколотнев С.Г., Пейве А.А. Признаки внутренних океанических комплексов и проявления сульфидного рудогенеза в районе разлома Сьерра Леоне // Материалы IX совещания Российского отделения международного проекта InterRidge. М. ГЕОХИ РАН, 2015. С. 54–56.
23. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Бортников Н.С., Савельева Г.Н., Симонов В.А., Шарков Е.В., Цуканов Н.В., Турко Н.Н., Демидова Т.А., Кринов Д.И., Матюшенко А.В., Мочалов А.Г., Окина О.И. Геология рудовмещающих рифтовых впадин в районе разлома Сьерра-Леоне в Приэкваториальной Атлантике // Доклады РАН. 2003.а. Т. 391. № 2. С. 232–238.
24. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Лаврушин В.Ю., Демидова Т.А., Абрамов С.С., Ескин А.Е., Кринов Д.И., Петрова В.В., Раздолина Н.В., Турко Н.Н., Цуканов Н.В., Чаплыгина Н.Л., Шарков Е.В. Геологическое строение и признаки гидротермальной рудоносной активности в зоне сочленения южного сегмента рифта с трансформным разломом Долдрамс (Центральная Атлантика) // Доклады РАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 372–377.

**СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ**

25. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Ляпунов С.М. Тектоно-вулканическая активность гребневой части Срединно-Атлантического хребта между разломами Зеленого Мыса и Меркурий (Центральная Атлантика) // Петрология. 1999. Т. 7. № 6. С. 591 – 610.
26. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Симонов В.А., Глазырин Ю.Е., Колобов В.Ю., Ляпунов С.М. Вулканизм Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) [Электронный ресурс] // Российский журнал наук о Земле. 2003.б. Т. 5. № 2. Режим доступа: <http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/v05/tje03117/tje03117.htm>.
27. Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика / Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1991. 224 с.
28. Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика / Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1989. 199 с.
29. Суцевская Н.М., Бонатти Э., Пейве А.А., Каменецкий В.С., Беляцкий Б.В., Цехоня Т.И., Кононкова Н.Н. Гетерогенность рифтового магматизма приэкваториальной провинции Срединно-Атлантического хребта (15° с.ш. – 3° ю.ш.) // Геохимия. 2002. № 1. С. 30 – 56.
30. Суцевская Н.М., Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Цехоня Т.И., Кононкова Н.Н. Природа рифтового вулканизма района разломов Романш-Чейн (Экваториальная Атлантика) // Геохимия. 1994. № 2. С. 223 – 238.
31. Удинцев Г.Б., Куренцова Н.А., Кольцова А.В., Князев А.Б., Холл Д.К., Удинцев В.Г. Рельеф и строение экваториального сегмента Срединно-Атлантического хребта // Океанология. 1996. Т. 36. № 6. С. 897 – 909.
32. Уйджер Л.Р., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 432 с.
33. Шарков Е.В., Бортников Н.С., Богатиков О.А. Третий слой океанической коры в осевой части Срединно-Атлантического хребта (полигон Сьерра-Леоне, 6° с.ш.) // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 592 – 625.
34. Bonatti E., Ligi M., Brunelli D., Cipriani A., Fabretti P., Ferrante V., Gasperini L., Ottolini L. "Mantle Thermal Pulses below the Mid-Atlantic Ridge and Temporal Variations in the Formation of Oceanic Lithosphere." *Nature* 423 (2003): 499 – 505.
35. Bonatti E., Seyler M., Sushevskaya N.M. "A Cold Suboceanic Mantle Belt at the Earth Equator." *Science* 261 (1993): 315 – 320.
36. Cannat M. "Emplacement of Mantle Rocks in the Seafloor at Mid-Ocean Ridges." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 98.B3 (1993): 4163 – 4172.
37. Cannat M. "How Thick is the Magmatic Crust at Slow Spreading Oceanic Ridges?." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 101.B2 (1996): 2847 – 2857.
38. Christensen N.I., Salisbury M.H. "Structure and Constitution of the Lower Oceanic Crust." *Reviews of Geophysics and Space Physics* 13.1 (1975): 57 – 85.
39. Detrick R.S., Mutter J.C., Buhl P., Kim L.I. "No Evidence from Multichannel Reflection Data for a Crustal Magma Chamber in the MARK Area on the Mid-Atlantic Ridge." *Nature* 347.6288 (1990): 61 – 64.
40. Dick H.J.B., Meyer P.S., Bloomer S.H., Kirby, S., Stakes, D., Mawer, C. "Lithostratigraphic Evolution of an in Situ Section of Oceanic Layer 3." *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results* 118 (1991): 439 – 538.
41. Dixon S., Rutherford M. "Plagiogranite as Late Stages Immiscible Liquids in Ophiolite and Mid-Ocean Ridge Suites: An Experimental Study." *EPSL* 45 (1979): 45 – 60.
42. Dosso L., Bougault H., Joron J.L. "Geochemical Morphology of the North Mid-Atlantic Ridge, 10 – 24°N: Trace Element – Isotope Complementarity." *EPSL* 120 (1993): 443–462.
43. Grand S.P., Van der Hilst R.D., Widiyantoro S. "High Resolution Global Tomography: A Snapshot of Convection in the Earth." *J. Geol. Soc. Amer.* 7 (1997): 1 – 7.
44. Hess H.H. "The Oceanic Crust." *J. Marine Res.* 14 (1955): 423 – 439.
45. Hooft E.E., Detrick R.S., Toomey D.R., Collins J.A., Lin J. "Crustal Thickness and Structure along three Contrasting Spreading Segments of the Mid-Atlantic Ridge, 33.5 – 35° N." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105.B4 (2000): 8205 – 8226.
46. Honnorez J., Bonatti E. "Nefeline Gabbro from Mid-Atlantic Ridge." *Nature* 228.5374 (1970): 850 – 852.
47. Karson J.A. "Geological Investigation of Lineated Massif at the Kane Transform Fault: Implication for Oceanic Core Complexes." *Phil. Trans. R. Soc.* 357 (1999): 713 – 740.
48. Klein E.M., Langmuir C.H. "Global Correlations of Ocean Ridge Basalt Chemistry with Axial Depth and Crustal Thickness." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 92.B8 (1987): 8089 – 8115.
49. Klitgaard K.D., Shouten H. "Plate Kinematics of the Central Atlantic. The Western North Atlantic Region." *Geol. Soc. Amer.* 3 (1986): 351 – 373.
50. Langmuir C.H., Bender J.F. "The Geochemistry of Oceanic Basalts in the Vicinity of Transform Faults: Observations and Implications." *EPSL* 69 (1984): 107 – 127.
51. Lawver L.A., Sclater J.G., Meinke L. "Mesozoic and Cenozoic Reconstructions of the South Atlantic." *Tectonophysics.* 114 (1985): 233 – 254.
52. Lin J., Purdy G.M., Schouten H., Sempere J.-C., Zervas C. "Evidence from Gravity Data for Focused Magmatic Accretion along the Mid-Atlantic Ridge." *Nature* 344 (1990): 627 – 632.

**СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ**

53. MacDonald K.C., Fox P.J., Vogt P.R. "A New View of the Mid-Ocean Ridge from the Behavior of Ridge Axis Discontinuities." *Nature* 335 (1988): 217 – 225.
54. MacLeod C.J., Searle R.C., Murton B.J., Casey J.F., Mallows C., Unsworth S.C., Achenbach K., Harris M. "Life Cycle of Oceanic Core Complexes." *EPSL* 287 (2009): 333 – 344.
55. McDonough W.F., Sun S.S. "The Composition of the Earth." *Chem. Geol.* 120 (1995): 223 – 253.
56. Melson W.G., Hart S.R., Thompson G. "St. Paul's Rocks, Equatorial Atlantic: Petrogenesis, Radiometric Ages and Implications on Sea Floor Spreading." *Mem. Geol. Soc. Am.* 132 (1972): 241 – 272.
57. Miyashiro A., Shido F. "Differentiation of Gabbros in the Mid-Atlantic Ridge Near 24°N." *Geochemic. J.* 14.4 (1980): 145 – 154.
58. Mutter J.C., Karson J. "Structural Processes at Slow-Spreading Ridges." *Science* 257 (1992): 627 – 634.
59. Niu Y.L., Batiza R. "Magmatic Processes at a Slow Spreading Ridge Segment: 26°S Mid Atlantic Ridge." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 99.B10 (1994): 19719 – 19740.
60. Pallister J.S., Hopson C.A. "Samail Ophiolite Plutonic Suite: Field Relations, Phase Variation, Cryptic Variation and Layering and a Model of a Spreading Ridge Magma Chamber." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86.B4 (1981): 2593-2644.
61. Purdy G.M., Detrick R.S. "Crustal Structure of the MAR at 23 N from Seismic Refraction Studies." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 91.B3 (1986): 3739-3762.
62. Raitt R.W. "Seismic Refraction Studies of the Pacific Ocean Basin." *Bull. Geol. Soc. Amer.* 67.12 (1956): 32 – 37.
63. Sandwell D.T., Smith W.H.V. "Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS 1 Satellite Altimetry." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 102.B5 (1997): 10039 – 10054.
64. Schilling J., Hanan B., McCulli B., Kingsley R.H., Fontignie D. "Influence of the Sierra Leone Mantle Plume on the Equatorial Mid-Atlantic Ridge: A Nd-Sr-Pb Isotopic Study." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 99.B6 (1994): 12005 – 12028.
65. Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N., McCully B., Tighe S.A., Kingsley R.H., Lin J. "Thermal Structure of the Mantle Beneath the Equatorial Mid-Atlantic Ridge: Influences from the Spatial Variation of Dredged Basalt Glass Compositions." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100.B7 (1995): 10057 – 10076.
66. Shipboard Scientific Party. *Drilling Mantle Peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14° to 16°N. Ocean Drilling Programm. Leg 209. Preliminary Report.* Texas: Texas A&M University, College Station TX, 2003. 160 p.
67. Shipboard Scientific Party. "Plutonic Rocks in Fracture Zone. Leg 118." *Nature* 333.6169 (1988): 115 – 116.
68. Shor G., Menard H., Raitt R.W. "Structure of the Pacific Basin." *The Sea* 4.Part 2 (1970): 3 – 27.
69. Singh S.C., Crawford W.C., Cartoon H., Seher T., Combier V., Cannat M., Canales J.P., Düsünür D., Escartin J., Miranda M. "Discovery of a Magma Chamber and Faults Beneath a Mid-Atlantic Ridge Hydrothermal Field." *Nature* 442 (2006): 1029 – 1032.
70. Sinton J.M., Detrick R.S. "Mid-Ocean Ridge Magma Chambers." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 97.B1 (1992): 197 – 216.
71. Smith D.K., Escartin J., Schouten H., Cann J.R. "Fault Rotation and Core Complex Formation: Significant Processes in Seafloorformation at Slow-Spreading Mid-Ocean Ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13 – 15 N)." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9.3 (2008): Q03003. AGU Publications. Wiley Online Library. John Wiley & Sons, Inc., n.d. Web. <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2007GC001699/full>>.
72. Tolstoy M., Harding A.J., and Orcutt J.A. "Crustal Thickness along the Ridge Axis of the Southern Mid-Atlantic Ridge. Bull's Eye Gravity Anomalies and Focused Accretion." *Science* 262 (1993): 726 – 729.
73. Thompson R.N. "Phase-Equilibria Constraints on the Genesis and Magmatic Evolution of Oceanic Basalts." *Earth Science Reviews* 24 (1987): 161 – 210.
74. Tucholke B.E., Lin J., Klenrock M.C. "Megamullion and Mullion Structure Defining Oceanic Metamorphic Core Complexes on the Mid-Atlantic Ridge." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103.B5 (1998): 9857 – 9866.
75. Winther K.T. "An Experimentally Based Model for the Origin of Tonalitic and Trondhjemitic Melts." *Chemic. Geol.* 127 (1996): 43 – 59.

Цитирование по ГОСТ Р 7.0.11–2011:

Сколотнев, С. Г. Тектоно-магматические типы комплексов плутонических пород в гребневой и осевой зоне Срединно-Атлантического хребта в Приэкваториальной [Электронный ресурс] / С.Г. Сколотнев // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. — 2016. — Т. 11. — Вып. 1: Система планета Земля. — Стационарный сетевой адрес: 2227-9490e-aprov_r_e-ast11-1.2016.14.

СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

TECTONO-MAGMATIC TYPES OF PLUTONIC COMPLEXES FROM AXIAL AND CRESTAL ZONES OF THE MID-ATLANTIC RIDGE IN EQUATORIAL AND CENTRAL ATLANTIC

Sergey G. Skolotnev, D.Sc. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, RAS Geological Institute (Moscow, Russia)
E-mail: sergey-g-skolotnev@j-spacetime.com; sg_skol@mail.ru

One of the actual problems for oceanic geology is studying origin, composition and structure of the third layer of the oceanic crust (lower third layer of four kilometers in depth, separated from the mantle by Moho boundary, at which an abrupt increase of seismic waves velocity occurs).

The subject of my study is plutonic rocks in axial and crestal zones of the Mid-Atlantic Ridge in Central and Equatorial Atlantic. These rocks are bottom areas with different tectonic structure.

Based on bathymetric data, I studied composition, structure, and geochemistry of plutonic rocks, as well as the composition of their rock-forming minerals, and analyze the tectonic structures of bottom.

In my work, I have allocated 6 tectono-magmatic types among the complexes plutonic rocks: (i) of rift valleys, (ii) zones of non-transform offsets, (iii) zones of transform faults, (iv) smt. Peyve, (v) boreholes of 1275 ODP and (vi) alkaline gabbro. The 7-th type has projected for the central parts of spreading segments.

I conclude that peculiarities of the tectonic-magmatic complexes and their rocks depend on the geometry of axial mantle upwelling, transform effect, the tectonic structure of the bottom and the heterogeneity of the upper mantle.

Keywords: Mid-Atlantic Ridge, rift valley, fracture zone, non-transform offset, 3-rd layer of oceanic crust, gabbro, granophyre, serpentinitized peridotite, magmatic chamber.

References:

1. Beltenev V.E., Ivanov V.N., Skolotnev S.G., Neshteretov A.V., Rozhdestvenskaya I.I., Shilov V.V., Stepanova T.V., Andreeva I.A., Davydov M.P., Peive A.A., Sharkov E.V., Krinov D.I., Abramov S.S. Mochalov A.G. "New Data on the Sulfide Ore Occurrences in the Markov Rift Basin on the Mid-Atlantic Ridge in the Equatorial Atlantic (6° N)." *Doklady Earth Sciences* 395.2 (2004): 215–220. (In Russian).
2. Bonatti E. "Origin of the Large Fracture Zones Offsetting the Mid-Atlantic Ridge." *Geotectonics* 6 (1996): 5–16. (In Russian).
3. Bonatti E., Ligi M., Brunelli D., Cipriani A., Fabretti P., Ferrante V., Gasperini L., Ottolini L. "Mantle Thermal Pulses below the Mid-Atlantic Ridge and Temporal Variations in the Formation of Oceanic Lithosphere." *Nature* 423 (2003): 499–505.
4. Bonatti E., Seyler M., Sushevskaya N.M. "A Cold Suboceanic Mantle Belt at the Earth Equator." *Science* 261 (1993): 315–320.
5. Cannat M. "Emplacement of Mantle Rocks in the Seafloor at Mid-Ocean Ridges." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 98.B3 (1993): 4163–4172.
6. Cannat M. "How Thick is the Magmatic Crust at Slow Spreading Oceanic Ridges?." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 101.B2 (1996): 2847–2857.
7. Christensen N.I., Salisbury M.H. "Structure and Constitution of the Lower Oceanic Crust." *Reviews of Geophysics and Space Physics* 13.1 (1975): 57–85.
8. Detrick R.S., Mutter J.C., Buhl P., Kim L.I. "No Evidence from Multichannel Reflection Data for a Crustal Magma Chamber in the MARK Area on the Mid-Atlantic Ridge." *Nature* 347.6288 (1990): 61–64.
9. Dick H.J.B., Meyer P.S., Bloomer S.H., Kirby, S., Stakes, D., Mawer, C. "Lithostratigraphic Evolution of an in Situ Section of Oceanic Layer 3." *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results* 118 (1991): 439–538.
10. Dixon S., Rutherford M. "Plagiogranite as Late Stages Immiscible Liquids in Ophiolite and Mid-Ocean Ridge Suites: An Experimental Study." *EPSL* 45 (1979): 45–60.
11. Dmitriev L.V., Sokolov S.Yu., Melson V.G., O'Hearn T. "Plume and Spreading Basalt Associations and Their Reflection in the Petrological and Geophysical Parameters of the Northern Part of the Mid-Atlantic Ridge." *Russian Journal of Earth Sciences* 1.6 (1999): 457–476. PDF-file. <<http://atlantic.ginras.ru/download/papers/rje99025.pdf>>. (In Russian).
12. Dosso L., Bougault H., Joron J.L. "Geochemical Morphology of the North Mid-Atlantic Ridge, 10–24°N: Trace Element – Isotope Complementarity." *EPSL* 120 (1993): 443–462.
13. Grand S.P., Van der Hilst R.D., Widiyantoro S. "High Resolution Global Tomography: A Snapshot of Convection in the Earth." *J. Geol. Soc. Amer.* 7 (1997): 1–7.
14. Hess H.H. "The Oceanic Crust." *J. Marine Res.* 14 (1955): 423–439.
15. Honnorez J., Bonatti E. "Nefeline Gabbro from Mid-Atlantic Ridge." *Nature* 228.5374 (1970): 850–852.

СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ

16. Hooft E.E., Detrick R.S., Toomey D.R., Collins J.A., Lin J. "Crustal Thickness and Structure along three Contrasting Spreading Segments of the Mid-Atlantic Ridge, 33.5–35° N." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105.B4 (2000): 8205–8226.
17. Karson J.A. "Geological Investigation of Lineated Massif at the Kane Transform Fault: Implication for Oceanic Core Complexes." *Phil. Trans. R. Soc.* 357 (1999): 713–740.
18. Kashintsev G.L., Shreyder A.A., Maksimochkin V.I., Bulychev A.A., Gilod D.A. "Transtension and Alkaline Magmatism of the Romanche Fracture, Atlantic." *Geotectonics* 4 (2008): 85–92. (In Russian).
19. Klein E.M., Langmuir C.H. "Global Correlations of Ocean Ridge Basalt Chemistry with Axial Depth and Crustal Thickness." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 92.B8 (1987): 8089–8115.
20. Klitgaard K.D., Shouten H. "Plate Kinematics of the Central Atlantic. The Western North Atlantic Region." *Geol. Soc. Amer.* 3 (1986): 351–373.
21. Langmuir C.H., Bender J.F. "The Geochemistry of Oceanic Basalts in the Vicinity of Transform Faults: Observations and Implications." *EPSL* 69 (1984): 107–127.
22. Lawver L.A., Sclater J.G., Meinke L. "Mesozoic and Cenozoic Reconstructions of the South Atlantic." *Tectonophysics*. 114 (1985): 233–254.
23. Lin J., Purdy G.M., Schouten H., Sempere J.-C., Zervas C. "Evidence from Gravity Data for Focused Magmatic Accretion along the Mid-Atlantic Ridge." *Nature* 344 (1990): 627–632.
24. MacDonald K.C., Fox P.J., Vogt P.R. "A New View of the Mid-Ocean Ridge from the Behavior of Ridge Axis Discontinuities." *Nature* 335 (1988): 217–225.
25. MacLeod C.J., Searle R.C., Murton B.J., Casey J.F., Mallows C., Unsworth S.C., Achenbach K., Harris M. "Life Cycle of Oceanic Core Complexes." *EPSL* 287 (2009): 333–344.
26. Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu., Turko N.N., Dobrolyubova K.O. "Relief and Structure of the Rift Zone of the Mid-Atlantic Ridge between 5° and 7°18'N." *Russian Journal of Earth Sciences* 3.5 (2001). Web. <<http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v03/rje01071/rje01071.htm>>.
27. McDonough W.F., Sun S.S. "The Composition of the Earth." *Chem. Geol.* 120 (1995): 223–253.
28. Melson W.G., Hart S.R., Thompson G. "St. Paul's Rocks, Equatorial Atlantic: Petrogenesis, Radiometric Ages and Implications on Sea Floor Spreading." *Mem. Geol. Soc. Am.* 132 (1972): 241–272.
29. Miyashiro A., Shido F. "Differentiation of Gabbros in the Mid-Atlantic Ridge Near 24°N." *Geochemic. J.* 14.4 (1980): 145–154.
30. Mutter J.C., Karson J. "Structural Processes at Slow-Spreading Ridges." *Science* 257 (1992): 627–634.
31. Niu Y.L., Batiza R. "Magmatic Processes at a Slow Spreading Ridge Segment: 26°S Mid Atlantic Ridge." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 99.B10 (1994): 19719–19740.
32. Pallister J.S., Hopson C.A. "Smail Ophiolite Plutonic Suite: Field Relations, Phase Variation, Cryptic Variation and Layering and a Model of a Spreading Ridge Magma Chamber." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 86.B4 (1981): 2593–2644.
33. Perfiliev A.S., Peyve A.A. Pushcharovsky Yu.M., Bonatti E., Raznitsin Yu.N., Turko N.N. "Romanche Fracture Zone: Features of Development, Geodynamics." *Geotectonics* 4 (1994): 3–14. (In Russian).
34. Peyve A.A. *Structural and Material Inhomogeneities, Magmatism and Geodynamic Features of the Atlantic Ocean*. Moscow: Nauchny mir Publisher, 2002. 277 p. (Proceedings of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences. issue 548). (In Russian).
35. Purdy G.M., Detrick R.S. "Crustal Structure of the MAR at 23 N from Seismic Refraction Studies." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 91.B3 (1986): 3739–3762.
36. Pushcharovsky Yu.M. Skolotnev S.G. "Regional-Geological Studies as a Basis for Tectonic Zoning of the Ocean Floor." *Geotectonics* 1 (2005): 17–39. (In Russian).
37. Pushcharovsky Yu.M. Skolotnev S.G., Peyve A.A., Bortnikov N.S., Bazilevskaya E.S., Mazarovich A.O. *Geology and Metallogeny of the Mid-Atlantic Ridge. 5-7° N*. Moscow: GEOS Publisher, 2004. 152 p. (In Russian).
38. Pushcharovsky Yu.M., Bonatti E., Raznitsin Yu.N., Mazarovich A.O., Skolotnev S.G., Turko N.N. "New Data on a Structure and Material Composition of Areas of Romansh and Chain Faults' Crossing with the Rift Valley." *Doklady Earth Sciences* 329.1 (1993): 75–79. (In Russian).
39. Pushcharovsky Yu.M., ed. *The Structure of the Cape Verde Fault Zone: Central Atlantic*. Moscow: Nauka Publisher, 1989. 199 p. (In Russian).
40. Pushcharovsky Yu.M., ed. *The Structure of the Doldrums Fault Zone: Central Atlantic*. Moscow: Nauka Publisher, 1991. 224 p. (In Russian).
41. Raitt R.W. "Seismic Refraction Studies of the Pacific Ocean Basin." *Bull. Geol. Soc. Amer.* 67.12 (1956): 32–37.
42. Raznitsin Yu.N. *Tectonic Stratification of the Lithosphere of Young Oceans and Paleobasins*. Moscow: Nauka Publisher, 2004. 270 p. (In Russian).

**СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ**

43. Sandwell D.T., Smith W.H.V. "Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS 1 Satellite Altimetry." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 102.B5 (1997): 10039 – 10054.
44. Saveliev G.N., Bortnikov N.S., Bayanova T.B., Ikorsky S.I., Kamensky I.L. The Isotopic Sm – Nd, Rb – Sr System Captured by He and Hydrocarbon Gases as Markers Melt Sources and Fluid Regime in the Formation of the Oceanic Crust of the Mid-Atlantic Ridge Near 5 – 6° N." *Geochemistry* 8 (2008): 803 – 817. (In Russian).
45. Schilling J., Hanan B., McCulli B., Kingsley R.H., Fontignie D. "Influence of the Sierra Leone Mantle Plume on the Equatorial Mid-Atlantic Ridge: A Nd-Sr-Pb Isotopic Study." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 99.B6 (1994): 12005 – 12028.
46. Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N., McCully B., Tighe S.A., Kingsley R.H., Lin J. "Thermal Structure of the Mantle Beneath the Equatorial Mid-Atlantic Ridge: Influences from the Spatial Variation of Dredged Basalt Glass Compositions." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 100.B7 (1995): 10057 – 10076.
47. Sharkov E.V., Bortnikov N.S., Bogatkov O.A. "The Third Layer of the Oceanic Crust in the MAR Axial Part (Sierra Leone Landfill, 6° N)." *Petrology* 13.6 (2005): 592 – 625. (In Russian).
48. Shipboard Scientific Party. "Plutonic Rocks in Fracture Zone. Leg 118." *Nature* 333.6169 (1988): 115 – 116.
49. Shipboard Scientific Party. *Drilling Mantle Peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14° to 16°N. Ocean Drilling Programm. Leg 209. Preliminary Report.* Texas: Texas A&M University, College Station TX, 2003. 160 p.
50. Shor G., Menard H., Raitt R.W. "Structure of the Pacific Basin." *The Sea* 4.Part 2 (1970): 3 – 27.
51. Silantiev S.A. "Formation Conditions of Plutonic Complex of the Mid-Atlantic Ridge, 13° – 17° N." *Petrology* 6.4 (1998): 381 – 421. (In Russian).
52. Silantiev S.A., Aranovich L.Ya. Bortnikov N.S. "Oceanic Plagiogranites: Result of the Interaction of Magmatic and Hydrothermal Systems in the Slow-Spreading Mid-Ocean Ridges." *Petrology* 18.4 (2010): 387 – 402. (In Russian).
53. Silantiev S.A., Kostitsin Yu.N., Cherkashin D.V., Dick H.J.B., Kelemen P.B., Kononkova N.N., Kornienko E.M. "Igneous and Metamorphic Evolution of the Oceanic Crust of the Western Flank of the MAR Crest Zone at 15°44'N: Results of the Study 1275B and 1275D Core Boreholes (209th Flight of 'Joides Resolution')." *Petrology* 16.4 (2008): 376 – 400. (In Russian).
54. Silantiev S.A., Krasnov E.A., Cannat M., Bortnikov NS, Kononkova N.N., Beltenev V.E. "Peridotite-Gabbro-Trondhjemite Association Mid-Atlantic Ridge at 12°58' – 14°45'N: Ashadze and Logatchev Hydrothermal Fields." *Geochemistry* 4 (2011): 339 – 372. (In Russian).
55. Singh S.C., Crawford W.C., Cartoon H., Seher T., Combier V., Cannat M., Canales J.P., Düsünür D., Escartin J., Miranda M. "Discovery of a Magma Chamber and Faults Beneath a Mid-Atlantic Ridge Hydrothermal Field." *Nature* 442 (2006): 1029 – 1032.
56. Sinton J.M., Detrick R.S. "Mid-Ocean Ridge Magma Chambers." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 97.B1 (1992): 197 – 216.
57. Skolotnev S.G. "Wim Gabbroids of Fault Zones: The Structure, Composition and Tectonic Position." *Petrology* 11.1 (2003): 18 – 31. (In Russian).
58. Skolotnev S.G. *Regular and Regional Variations in the Composition and Structure of the Oceanic Crust and Ocean Floor Structures of the Central and South Atlantic.* Synopsys of Doctoral diss. Moscow, 2015. 59 p. (In Russian).
59. Skolotnev S.G., Beltenev V.E., Lepekhina E.N., Ipatief I.S. "Young and Old Zircons from Rocks of the Oceanic Lithosphere in the Central Atlantic, Geotectonic Investigation." *Geotectonics* 6 (2010): 24 – 59. (In Russian).
60. Skolotnev S.G., Eskin A.E. "Composition and Structure of the Third Layer of the Oceanic Crust in the Equatorial Segment of the Mid-Atlantic Ridge (5 – 7° N)." *Geochemistry* 9 (2013): 773 – 808. (In Russian).
61. Skolotnev S.G., Peyve A.A. "Nature and Location of the Moho in the Crestal Area of Slow-Spreading Mid-Ocean Ridges." *Geological History, Problems and Possible Mechanisms of Formation of Depressions with Sub-Oceanic and Abnormally Thin Crust in Provinces with Continental Lithosphere. Proceedings of the 45th Tectonic Conference.* Moscow: GEOS Publisher, 2013, pp. 205 – 208. (In Russian).
62. Skolotnev S.G., Peyve A.A. "Showings of Internal Oceanic Complexes and Manifestations of Sulfide Ore Genesis in the Sierra Leone Fault Area." *Proceedings of the 9th Meeting of the Russian Branch of the International Project InterRidge.* Moscow: Vernadsky Institute for Geochemistry and Analytic Chemistry of RAS Publisher, 2015, pp. 54 – 56. (In Russian).
63. Skolotnev S.G., Peyve A.A., Lavrushin V.Yu., Demidova T.A., Abramov S.S., Eskin A.E., Krinov D.I., Petrov V.V., Razdolina N.V., Turko N.N., Tsukanov N.V., Chaplygina N.L., Sharkov E.V. "Geology and Showings of Hydrothermal Ore-Bearing Activity in Junction Zone of Southern Rift Segment with the Doldrums Transform Fault (Central Atlantic)." *Doklady Earth Sciences* 407.3 (2006): 372 – 377. (In Russian).
64. Skolotnev S.G., Peyve A.A., Lyapunov S.M. "Tectonic and Volcanic Activity of MAR Crest Zone between Cape Verde and Mercury Faults (Central Atlantic)." *Petrology* 7.6 (1999): 591 – 610. (In Russian).
65. Skolotnev S.G., Peyve A.A., Simonov V.A., Glazyrin Yu.E., Kolobov V.Yu., Lyapunov S.M. "MAR Volcanism in the Sierra Leone Fracture Zone Region, Central Atlantic." *Russian Journal of Earth Sciences* 5.2 (2003). Web. < <http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/v05/tje03117/tje03117.htm>>.

**СКОЛОТНЕВ С.Г. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КОМПЛЕКСОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД
В ГРЕБНЕВОЙ И ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА В ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ**

66. Skolotnev S.G., Peyve A.A., Bortnikov N.S., Saveliev G.N., Simonov V.A., Sharkov E.V., Tsukanov N.V., Turko N.N., Demidova T.A., Krinov D.I., Matiushenko A.V., Mochalov A.G., Okina O.I. "Geology of Ore-Hosting Rift Basins in the Area of Sierra Leone Fault in Equatorial Atlantic." *Doklady Earth Sciences* 391.2 (2003): 232–238. (In Russian).
67. Smith D.K., Escartin J., Schouten H., Cann J.R. "Fault Rotation and Core Complex Formation: Significant Processes in Seafloorformation at Slow-Spreading Mid-Ocean Ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13–15 N)." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9.3 (2008): Q03003. *AGU Publications. Wiley Online Library*. John Wiley & Sons, Inc., n.d. Web. <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2007GC001699/full>>.
68. Sushchevskaya N.M., Bonatti E., Peyve A.A., Kamenetsky V.C., Belyatsky B.V., Tsekhonya T.I., Kononkova N.N. "Inhomogeneity of Rift Magmatism at the Mid-Atlantic Ridge Equatorial Province (15° N. Lat. – 3° S. Lat.)." *Geochemistry* 1 (2002): 30–56. (In Russian).
69. Sushchevskaya N.M., Peyve A.A., Skolotnev S.G., Kononkova N.N., Kolesov G.M. "Nature of Rift Volcanism at Areas of Faults Romanche-Chain (Equatorial Atlantic)." *Geochemistry* 2 (1994): 223–238. (In Russian).
70. Thompson R.N. "Phase-Equilibria Constraints on the Genesis and Magmatic Evolution of Oceanic Basalts." *Earth Science Reviews* 24 (1987): 161–210.
71. Tolstoy M., Harding A.J., and Orcutt J.A. "Crustal Thickness along the Ridge Axis of the Southern Mid-Atlantic Ridge. Bull's Eye Gravity Anomalies and Focused Accretion." *Science* 262 (1993): 726–729.
72. Tucholke B.E., Lin J., Klenrock M.C. "Megamullion and Mullion Structure Defining Oceanic Metamorphic Core Complexes on the Mid-Atlantic Ridge." *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103.B5 (1998): 9857–9866.
73. Udintsev G.B., Kurentsova N.A., Koltsov A.V., Knyazev A.B., Hall D.K., Udintsev V.G. "Relief and Structure of the MAR Equatorial Segment." *Oceanology* 36.6 (1996): 897–909. (In Russian).
74. Wager L.R., Brown G.M. *Layered Igneous Rocks*. Moscow: Mir Publisher, 1970. 432 p. (In Russian).
75. Winther K.T. "An Experimentally Based Model for the Origin of Tonalitic and Trondhjemitic Melts." *Chemic. Geol.* 127 (1996): 43–59.

Cite MLA 7:

Skolotnev, S. G. "Tectono-Magmatic Types of Plutonic Complexes from Axial and Crestal Zones of Mid-Atlantic Ridge in Equatorial and Central Atlantic." *Electronic Scientific Edition Almanac Space and Time* 11.1 ('The Earth Planet System') (2016). Web. <2227-9490e-aprov_r_e-ast11-1.2016.14>. (In Russian).