

На правах рукописи

БЕРЗИН Степан Васильевич

**ОФИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕГО
УРАЛА**

Специальность 25.00.04 – Петрология, вулканология

**Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук**

Санкт-Петербург – 2015

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук

Научный руководитель –

доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник *Иванов Кирилл Святославич*

Официальные оппоненты:

Пучков Виктор Николаевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, член-корреспондент РАН, ФГБУН Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук, директор

Ланда Эдуард Александрович, доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ФГУП "Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского", отдел сводного и обзорного геологического картирования, ведущий научный сотрудник

Ведущая организация – Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт минералогии Уральского отделения Российской академии наук

Защита состоится 5 мая 2015 г. в 14 час. 00 мин. на заседании диссертационного совета Д 212.224.04 при Национальном минерально-сырьевом университете «Горный» по адресу: 199106 Санкт-Петербург, 21-я линия, дом 2, ауд. 1163.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Национального минерально-сырьевого университета «Горный» и на сайте www.spmi.ru.

Автореферат разослан 05 марта 2015 г.

УЧЕНЫЙ СЕКРЕТАРЬ
диссертационного совета

ГУЛЬБИН
Юрий Леонидович

Общая характеристика работы

Актуальность темы. Офиолитовые комплексы в структуре складчатых областей являются аналогами коры океанического типа (Колман, 1979; Савельева, 1987, и др.). Их исследование помогает решать важные задачи геодинамической реконструкции истории складчатых поясов, касающиеся этапов океанического и задугового спрединга. Так же с офиолитовыми комплексами связаны промышленно значимые месторождения полезных ископаемых, таких как хром, золото, ЭПГ, хризотил-асбест и др. (Мурзин и др., 2006; Золоев и др., 2007; Чашухин, Вотяков, 2010, и др.)

При исследовании офиолитовых комплексов на Урале значительная часть внимания уделялась породам нижней части офиолитового разреза (Геология рудных..., 1978, Савельева, 1987, и др.), что связано, прежде всего, с приуроченностью к ним месторождений хромититов. В то же время верхняя часть разреза оставалась менее изученной. Так же следует отметить, что наибольшая часть исследований посвящена крупным массивам альпинотипных ультрамафитов, расположенными в зоне Главного уральского разлома (ГУР). В то время как офиолитовые массивы, расположенные в Восточно-Уральской зоне, а так же небольшие тектонические блоки пород офиолитовой ассоциации, приуроченные к границам структурных зон, изучены значительно слабее.

Несмотря на многие десятилетия исследования офиолитов, на Среднем Урале остаются нерешенными такие важные проблемы, как возраст офиолитовых комплексов и их взаимоотношение с массивами Платиноносного пояса. В связи с чем в данной работе исследования сконцентрированы на детальном изучении фрагментов офиолитовых комплексов в Восточно-Уральской, Тагильской и Салатимской структурных зонах южной части Среднего Урала с использованием комплекса современных методов исследований, не применявшихся на объектах ранее. Так же объектом всестороннего изучения стали породы офиолитовой ассоциации в структуре Ревдинского массива – самого южного в цепочке массивов Платиноносного пояса Урала.

Цель работы: Изучение представительных, но малоизученных фрагментов офиолитовых комплексов в различных структурных зонах южной части Среднего Урала.

Задачи исследования:

1. Исследование структурных и минералого-петрографических особенностей офиолитовых комплексов в различных структурных зонах южной части Среднего Урала.

2. Изучение геохимических особенностей исследуемых пород офиолитовой ассоциации.

3. Определение абсолютного возраста пород офиолитовой ассоциации при помощи современных методов изотопной геохронологии.

Научная новизна.

1. Впервые для Среднего Урала получен возраст цирконов (SHRIMP-II) из дунит-гарцбургитового комплекса Ключевского массива, который совпал с ранее определенными возрастными цирконов из дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса этого массива.

2. Впервые U-Pb методом (SHRIMP-II) на Среднем Урале установлено наличие средне-верхнедевонских офиолитов горы Азов в западной части Тагильской зоны, образовавшихся в обстановке задугового спрединга и ранее считавшихся верхнеордовикско-раннесилурийскими.

3. На основании геохимических признаков показано различие между офиолитовыми комплексами в восточном и западном обрамлении Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала.

4. Исследованы фрагменты офиолитов (корневая зона комплекса параллельных даек) в структуре Ревдинского массива. Показано, что формирование параллельных долеритовых даек происходило в ходе неоднократного растяжения в обстановке задугового спрединга.

Теоретическая и практическая значимость. Полученные результаты могут быть использованы при составлении геологических, тектонических и прогнозно-поисковых карт Урала различного масштаба, а так же при проведении поисковых и разведочных работ на месторождениях полезных ископаемых в исследованных районах. Приведенные исследования геохимических особенностей и изотопного возраста офиолитов помогают более достоверно реконструировать историю развития Уральского складчатого пояса.

Фактический материал и методы исследования. Фактическим материалом для исследования послужили образцы, отобранные автором в ходе полевых работ 2010-2012 годов, а так же предоставленные К.С. Ивановым. Работа основана на изучении 228 тонких и 248 полированных шлифов, 82 силикатных и 29 микроэлементных (ICP-MS) анализов горных пород, 289 микронзондовых анализов минералов. В работе приведены результаты U-Pb (SHRIMP-II) датирования цирконов из 4-х проб. Силикатный анализ пород проводился рентгеноспектральным флуоресцентным методом на «СРМ-18» и «XRF-1800» в Центре коллективного пользования «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (аналитики

Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Т.М. Ятлук, В.П. Власов, Г.С. Неупокоева). Микроэлементный анализ осуществлялся методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на «ELAN-9000» (аналитики Н.Н. Адамович, Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко). Состав минералов изучен методом рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа на «Самеса SX 100» так же в ЦКП «Геоаналитик» ИГТ УрО РАН (аналитики Д.А. Замятин и В.В. Хиллер). Определение U-Pb возраста цирконов было выполнено с использованием вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитик А.Н. Ларионов) по стандартной методике (Williams, 1998).

Положения, выносимые на защиту:

1. Породы дунит-гарцбургитового комплекса Ключевского массива несут следы метаморфических преобразований. Возраст центральных частей находящихся в них цирконов составляет $446,5 \pm 7$ млн лет и совпадает в пределах погрешности с возрастом цирконов ($441,4-449,0$ млн) из пород дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса этого же массива. Анализы краевых частей цирконов из дунит-гарцбургитового комплекса образуют вытянутый вдоль конкордии кластер с возрастными 296 ± 16 млн лет, соответствующий времени выведения пластины ультрамафитов на коровый уровень и метаморфизма.

2. Комплекс параллельных долеритовых даек и вмещающие подушечные лавы толеитовых базальтов и андезибазальтов горы Азов в восточном обрамлении Ревдинского массива сформировался в условиях задугового спрединга на границе среднего и верхнего девона $382-387$ млн лет назад.

3. Породы мариинского комплекса в западном обрамлении Ревдинского массива являются продуктами метаморфизма и катаклаза габбро и вулканических пород офиолитовой ассоциации, обладающими признаками как океанического, так и надсубдукционного происхождения. По повышенному содержанию TiO_2 , Ta, Nb, пониженным содержаниям SiO_2 , Zr, Sr и ряду других характеристик они отличаются от офиолитов восточного обрамления Ревдинского массива.

4. В структуре Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала нами установлены габбро офиолитовой ассоциации. Они прорываются двумя генерациями параллельных долеритовых даек, пересекающихся под углами $40-70^\circ$ и сформировавшимися в обстановке задугового спрединга. В промежутке между внедрением этих двух генераций даек произошло внедрение пород жильной диорит-тоналитовой серии.

Структура и объем работы. Диссертационная работа изложена на 216 страницах, сопровождается 57 иллюстрациями и 41 таблицей, состоит из шести глав. Список литературы включает 152 наименования. Обоснование защищаемых положений содержится в главах: первое – 2; второе – 3; третье – 4, четвертое – 5; в шестой главе подводится итог выполненных исследований.

Степень достоверности результатов. Отбор представительной выборки проб из исследуемых комплексов пород и значительный объем аналитических данных, полученных в аккредитованных лабораториях на современном оборудовании по аттестованным методикам, определяют высокую степень достоверности полученных результатов.

Апробация работы. Основные положения диссертационной работы докладывались на IV Чтениях памяти С.Н. Иванова «Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры» (Екатеринбург, 2011), Всероссийской молодежной конференции «Уральская минералогическая школа-2011» (Екатеринбург, 2011), V Всероссийском симпозиуме по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика» (Екатеринбург, 2011), II Всероссийской молодежной конференции «Геология Забайкалья» (Улан-Удэ, 2012), XV Чтениях памяти академика А.Н. Заварицкого «Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы» (Екатеринбург, 2012), XVIII Всероссийской научной конференции «Уральская минералогическая школа-2012» (Екатеринбург, 2012), XIX Всероссийской молодежной научной конференции «Уральская минералогическая школа-2013» (Екатеринбург, 2013), V Всероссийской молодежной научной школе-конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования» (Екатеринбург, 2013), XX Всероссийской молодежной научной конференции «Уральская минералогическая школа – 2014» (Екатеринбург, 2014).

Благодарности. Работа выполнена в Лаборатории региональной геологии и геотектоники ИГГ УрО РАН под руководством доктора геол.-мин. наук К.С. Иванова, которому автор выражает искреннюю благодарность за постановку темы и всестороннюю поддержку в осуществлении работы. Автор глубоко признателен Ю.В. Ерохину за консультации и постоянное внимание к работе. Автор благодарен Н.В. Вахрушевой за обсуждение диссертации и конструктивные замечания. Автор признателен сотрудникам лаборатории В.Н. Смирнову и Е.В. Лобовой за консультации и П.С. Козлову за предоставленный каменный материал, а также всем, кто уделял внимание докладам автора на

конференциях и совещаниях. Автор благодарен за помощь в проведении аналитических работ сотрудникам Центра коллективного пользования «Геоаналитик», в особенности Д.А. Замятину, В.В. Хиллер, Н.П. Горбуновой, Н.Н. Адамович и Д.С. Киселевой, автор благодарен А.Н. Ларионову (ЦИИ ВСЕГЕИ). Автор благодарен сотрудникам шлифовальной мастерской ИГГ, в особенности В.П. Кавериной. Автор признателен Д.А. Ханину за помощь в проведении полевых работ.

Работа выполнялась при поддержке проекта 12-П-5-1017 «Структурно-вещественная эволюция и металлогения базит-ультрабазитовых комплексов при формировании земной коры складчатых систем (на примере Урало-Монгольского пояса)» Программы 27 Президиума РАН и при поддержке конкурса молодёжных научных проектов УрО РАН 2011 г.

Глава 1 Офиолитовые комплексы Среднего Урала

Офиолитовые комплексы присутствуют в различных структурных зонах палеоостроводужного сектора Среднего Урала (Пучков, 2000; Смирнов и др., 2003, и др.).

В пределах Салатимской зоны к офиолитовой ассоциации относят метаморфизованные толеитовые базальты выйской свиты, по ряду геохимических признаков занимающие промежуточное положение между океаническими и задугово-спрединговыми базальтами (Каретин, 2000; Петров, 2006; Бороздина и др., 2010, и др.), а так же Салатимский пояс габбро-ультрамафитовых массивов на Северном Урале (Петров, 2007; Первозчиков, 2011, и др.).

На Среднем Урале массивы Платиноносного пояса находятся преимущественно в обрамлении пород мариинского комплекса, в который объединяют в различной степени метаморфизованные породы верхней части офиолитового разреза, рассматриваемые как офиолитовое основание Тагильской островной дуги (Каретин, 2000; Бороздина и др., 2010; Петров и др., 2011, и др.). Обнажения параллельных даек мариинского комплекса описаны И.В. Семеновым в структуре массивов Платиноносного пояса Урала (Ревдинский, Павдинский и др.) (Семенов и др., 1978; Семенов, 2000, и др.). Так же в строении ряда массивов Г.Б. Ферштатером выделена серия низкостронциевых мелкозернистых амфиболовых габбро (так называемая МАГ-серия), соответствующая надсубдукционным офиолитовым базальтам (Ферштатер и др., 2009; Ферштатер, 2013).

Вдоль границы Тагильской зоны и Восточно-Уральской мегазоны прослеживается серия крупных габбро-ультрамафитовых массивов

Серовско-Маукского офиолитового пояса (Каретин, 2001; Бороздина и др., 2010; Перевозчиков, 2011, и др.). Для габбро Серовско-Маукского пояса Г.А. Петровым с соавторами (2010) были получены Sm–Nd возраста 566 ± 27 и 540 ± 26 млн лет.

В пределах Восточно-Уральской мегазоны, расположенной к востоку от Серовско-Маукского разлома, породы офиолитовой ассоциации широко распространены преимущественно в зонах тектонических надвигов, на границах выступов кристаллических пород (микроконтинентов) и крупных гранитных плутонов (Иванов, 1998; Смирнов, 2006, и др.). Наиболее распространены тектонические пластины серпентинитов и метаморфизованных толеитовых базальтов, маркирующие разрывные нарушения. Так же в пределах мегазоны присутствуют крупные габбро-ультрамафитовые массивы: Алапаевский, Баженовский, Ключевской и др. (Смирнов, 2006; Чащухин, Вотяков, 2010, и др.). Для габбро Алапаевского массива Г.А. Петровым с соавторами получен Sm–Nd возраст 579 ± 42 млн лет, а так же возраста цирконов (SHRIMP-II) из хромититов 588 ± 16 и $428\pm 8,5$ млн лет (Петров и др., 2010). Для габбро из скринов параллельных даек в пластине офиолитов в пределах Рефтинского массива В.Н. Смирновым и К.С. Ивановым был получен U–Pb (SHRIMP-II) возраст цирконов $428,5\pm 3,7$ млн лет (Смирнов, Иванов, 2010). Е.В. Лобовой для этих габбро был определен Sm–Nd возраст 446 ± 29 млн лет (Лобова, 2013).

Породы офиолитовой ассоциации известны так же в пределах Салдинского (емехский комплекс) и Сысертско-Ильменогорского (куликовский комплекс и др.) выступов кристаллических пород, где они присутствуют в виде цепочек линзовидных тел серпентинитов и метабазитов, и небольших массивов серпентинизированных ультрамафитов (Коротеев и др., 1985; Варлаков и др., 1998; Каретин, 2000; Петров и др., 2011, и др.).

Восточнее офиолиты картируются под мезозойско-кайнозойскими осадками в фундаменте Западно-Сибирской плиты (Симонов и др., 2012; Ivanov et al., 2013, и др.). Для Среднеуральского сегмента откартированы породы Каргапольского дунит-гарцбургитового комплекса (Петров и др., 2011).

В качестве объектов для детальных исследований были выбраны Ключевской массив, находящийся в Восточно-Уральской зоне, и находящиеся в западной части Тагильской зоны породы марийского комплекса из восточного и западном обрамления Ревдинского массива

Платиноносного пояса Урала, а так же пароды мариинского комплекса, установленные в структуре этого массива.

Глава 2 Ключевской массив

Ключевской массив протянулся в субмеридиональном направлении на 17 км при ширине от 1-2 до 8 км. Тектонические контакты массива с вмещающими вулканогенно-осадочными породами имеют преимущественно крутое западное падение (Рудные месторождения..., 1978; Zaccarini et al., 2008, и др.).

Большая часть массива сложена породами дунит-гарцбургитового комплекса, обнажающимися в центральной и северной частях массива. Степень серпентинизации ультрамафитов варьирует от 40 до 90% (Олерский и др., 1984; Пушкарев, 2006, и др.). Гарцбургиты окрашены в темно-зеленый цвет, имеют реликтовую среднезернистую структуру, сложены энстатитом ($f = 0,08-0,09$), содержащим примеси Al_2O_3 – 1,6-1,7% и CaO – 0,6-1,2%, оливином, по которому развиваются псевдоморфозы серпентина (антигорит и лизардит) и диопсидом ($f = 0,05$). Амфибол, развивающийся по клинопироксену, отвечает низкожелезистому тремолиту. Акцессорная хромовая шпинель замещается по краям хлоритом и хромовым магнетитом. Ранее (Zaccarini et al., 2008) по положению фигуративных точек составов хромовой шпинели на диаграмме $Al_2O_3 - TiO_2$ (Kamenetsky et al., 2001) был сделан вывод о формировании ультрамафитов Ключевского массива в надсубдукционной обстановке.

Аподунитовые серпентиниты, обнажающиеся в карьере вблизи автодороги Екатеринбург – Каменск-Уральский состоят преимущественно из антигорита с редкими реликтовыми зернами оливина и местами содержат повышенную вкрапленность хромовой шпинели (до 3-5%). Оливин в дуните из карьера характеризуется низкой железистостью ($f = 0,02-0,03$) и местами содержит ламелли хромового магнетита. Оливин в дуните из других обнажений имеет более высокую железистость ($f = 0,09-0,11$). Хромовая шпинель полностью метаморфизована и представлена железистым хромитом, замещаемым по периферии магнетитом. Из крупнообъемной пробы (более 200 кг) дунита Кл11-1 выделены единичные зерна цирконов, а так же гранатов переменного состава (Иванов и др., 2013).

Породы полосчатого дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса обнажаются в южной части Ключевского массива. В бортах долин рек Сысерть и Исеть наблюдается переслаивание серпентинизированных дунитов, верлитов и клинопироксенитов,

сменяющихся к западу клинопироксенами, а затем габброидами (Рудные месторождения..., 1978; Олерский и др., 1984).

Дуниты полосчатого комплекса окрашены в темно-зеленый или яблочно-зеленый цвет. Их степень серпентинизации заметно варьирует по разрезу. Оливин по составу отвечает форстериту ($f = 0,09-0,10$). Хромовая шпинель встречается в виде идиоморфных или округлых зерен размером 0,1-0,5 мм, по краям обрастающих магнетитовой каймой, и характеризуется устойчивым химическим составом: $Cr_2O_3 - 47-51\%$, $FeO_{сум.} - 30-35\%$, $Al_2O_3 - 9,4-9,9\%$, $MgO - 5-7\%$. Верлиты представлены черно-зелеными массивными среднезернистыми разновидностями, структура гипидиоморфозернистая с явным идиоморфизмом оливина, замещаемого серпентином. Клинопироксениты окрашены в темно-зеленый цвет, их структура варьирует от среднезернистой до крупно-гигантозернистой. Клинопироксен (диопсид, $f = 0,10$) по сравнению с диопсидом из гарцбургитов характеризуется пониженными содержаниями Cr_2O_3 (0,28-0,31%), Al_2O_3 (1,1-1,2%) и более высоким содержанием Na_2O (0,09%). Габбро из обнажений вдоль р. Исеть имеет среднезернистую офитовую структуру, массивную текстуру, состоит на 45-60% из диопсида ($f = 0,11$) и на 40-55% из соскюритизированного плагиоклаза. Зерна пироксена по краям замещены магнезиальной роговой обманкой.

В пределах Ключевского массива расположены рудопроявления хромититов, разрабатывавшиеся с XIX до первой половины XX века, наиболее значимые из которых (Ревдинские и Первомайские рудопроявления) локализованы в дунитах полосчатого комплекса (Рудные месторождения..., 1978).

Дунит-верлит-клинопироксенит комплекс массива был датирован U-Pb-методом (SHRIMP-II) по аксессуарным цирконам из двух проб: дунита ($441,4 \pm 5,0$ млн лет) и оливинового клинопироксенита ($449,0 \pm 6,8$ млн лет) (Иванов и др., 2012). При этом в двух ядрах цирконов из второй пробы были получены древние возраста $\sim 1,7$ млрд лет, а в высокоурановой кайме одного зерна возраст составил около 280 млн лет.

Дунит-гарцбургитовый комплекс был датирован U-Pb-методом (SHRIMP-II) по 10 зернам циркона из пробы серпентинизированного дунита (Кл11-1), отобранной в карьере возле трассы Екатеринбург – Каменск-Уральский (Иванов и др., 2013). Большая часть анализов показала конкордантный возраст $446,5 \pm 7,1$ млн лет (рисунок 1), совпадающий в пределах погрешности с ранее определенными возрастными цирконов из дунитов ($441,4 \pm 5,0$ млн лет) и оливиновых

клинопироксенитов ($449,0 \pm 6,8$ млн лет) полосчатого комплекса по данным (Иванов и др., 2012). Анализы циркона поздней генерации образуют вытянутый вдоль конкордии кластер с возрастными 277,4 – 318,1 млн лет (296 ± 16 млн лет), вероятнее всего характеризующий время выведения пластины ультрамафитов на коровый уровень (Иванов и др., 2013).

Полученные ранее доордовикские Sm-Nd возраста 499 ± 13 млн лет (Попов и др., 2008) и 514 ± 17 млн лет (Смирнов и др., 2009) для пород полосчатого комплекса Ключевского массива вероятнее всего являются результатом некоего события в верхней мантии, приведшего к изменению Sm-Nd изотопной системы. Ордовикско-силурийские возраста цирконов, по нашему мнению, соответствуют моменту деплетирования верхней мантии с формированием дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенитового комплексов.

Глава 3 Офиолиты в восточном обрамлении Ревдинского массива

Вдоль восточного обрамления Ревдинского массива исследованы тектонические блоки офиолитов мариинского комплекса, сложенные преимущественно породами верхней части офиолитового разреза (комплекс параллельных даек и базальты).

Наиболее представительные обнажения исследуемых офиолитов расположены на горе Азов и в карьере в 2,5 км к северу от нее. Здесь обнажается комплекс параллельных даек долеритов со скринами подушечных лав и измененных гиалокластитов. Дайки имеют северо-восточное простирание и крутое падение. Их мощность варьирует от 0,5 до 2-3 м. Дайки образуют рои и структуры типа «дайка в дайке». Долериты имеют массивную текстуру, скрытокристаллическую, порфиловую или мелкозернистую офитовую структуру. В пакетах параллельных даек встречены единичные кислые дайки андезидацитового и дацитового состава, имеющие одинаковое северо-восточное простирание с дайками основного состава. Подушечные лавы в скринах имеют скрытокристаллическую или мелкопорфировую структуру. Размер подушек варьирует от 30 см до 1 м. Между подушками иногда наблюдаются светло-серые туфовые прослои мощностью 3-12 см. В центральных частях подушек видны небольшие округлые миндалины, размером до 1-1,5 см, выполненные эпидотом, пумпеллиитом и альбитом.

Долериты и вмещающие базальты метаморфизованы в условиях эпидот-актинолитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. В некоторых образцах сохранилась реликтовая офитовая или мелкопорфировая структура с плагиоклазом, замещенным альбитом (№

1-5) и сосюритом, и амфиболизированным клинопироксеном. Более метаморфизованные разновидности сложены тремолит-клиноцоизит-клинохлор-кварцевым тонкозернистым агрегатом с редкими зернами пумпеллиита и титанита.

Долериты параллельных даек и вмещающие подушечные лавы представлены низкокалийевыми базальтами и андезибазальтами нормальной щелочности с невысокими содержаниями TiO_2 (0,5-1,0%) и умеренной железистостью ($f=0,29-0,54$). По сравнению с подушечными лавами для дайкового комплекса характерны большие вариации кремнекислотности вплоть до андезидацитов и дацитов (SiO_2 49-70%). Подушечные лавы незначительно обеднены лантаноидами (11,2-17,2 г/т) по сравнению с дайками (28-73 г/т) при аналогичных пологих спектрах распределения РЗЭ (рисунок 3, а). На спайдер-диаграмме (рисунок 3, б) в долеритах и вмещающих базальтах наблюдаются минимумы по Rb, Th, Nb, Ta, Ti, Zr, и максимумы по Sr, K и Pb. Это дает основание подтвердить сделанный ранее вывод (Иванов и др., 2002) относительно формирования описываемого блока офиолитов в условиях задугового спрединга.

При сопоставлении составов акцессорной хромовой шпинели из долеритов и базальтов с данными, приводимыми (Roeder, 1994, Kamenetsky et al., 2001, и др.) для шпинелей из базальтов разных геодинамических обстановок, можно сделать вывод о близости исследуемых пород к базальтам зон задугового спрединга (БЗС) и отчасти к базальтам СОХ и островных дуг (рисунок 2) (Берзин, 2013), что позволяет подтвердить выводы, сделанные ранее на основании геохимических данных.

Датирование двух проб долеритов 106-1 и 107-1 U-Pb методом (SHRMP-II) показало, что большая часть цирконов, имеющих преимущественно однородное ритмично-зональное строение, имеет конкордантные возраста $382,3 \pm 4,4$ и $387,1 \pm 4,1$ млн лет (рисунок 4), перекрывающиеся в пределах погрешности (Иванов и др., 2012, Иванов, Берзин, 2013). В трех древних ядрах получены возраста 1984 ± 27 , 1555 ± 25 и 1568 ± 24 млн лет (Иванов и др., 2012).

В третьей пробе долеритов (108) большая часть анализов цирконов «магматического» облика сгруппировалась в два возрастных кластера $374,3 \pm 6,2$ и $537,3 \pm 9,7$ млн лет (рисунок 5) (Иванов, Берзин, 2013). При этом стоит отметить, что по сравнению с девонскими возрастными кластерами двух предыдущих проб, первый возрастной кластер пробы 108 был определен с большим СКВО (1,4) и меньшей вероятностью (0,28), в связи с чем

наиболее достоверный возраст комплекса параллельных даек 382-387 млн лет (Иванов, Берзин, 2013). Раннекембрийский возрастной кластер в таком случае вероятнее всего отражает некое событие в верхней мантии. Полученные верхне-среднедевонские возраста частично перекрываются в пределах погрешности с приводимым И.В. Семеновым (2007) Sm-Nd возрастом 423 ± 36 млн лет, имеющим, однако, значительную погрешность, и опубликованным в виде изохроны без табличных данных. Близкие по возрасту (390-394 млн лет) долериты параллельных даек известны на Южном Урале в пределах Кирпичнинского массива (Ферштатер, 2013, и др.).

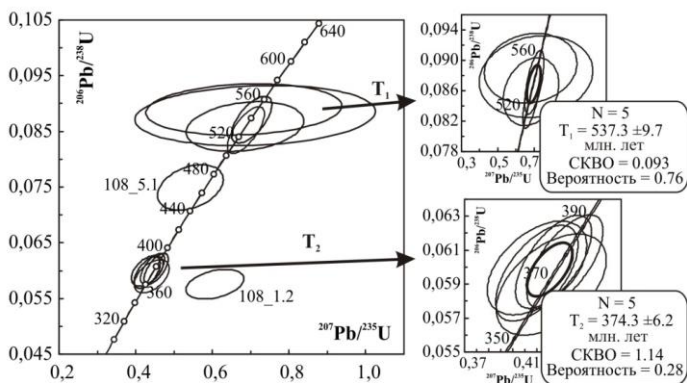


Рисунок 5 – Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для цирконов из долеритов пробы 108 (Иванов, Берзин, 2013)

Таким образом, на Среднем Урале впервые установлены фрагменты девонских задугово-спрединговых офиолитов в восточном обрамлении Ревдинского массива. Стоит отметить, что долериты мариинского комплекса г. Азов, традиционно рассматриваемые как породы фундамента островной дуги, согласно полученным данным, моложе большинства вулканитов Тагильской зоны.

Глава 4 Офиолиты в западном обрамлении Ревдинского массива

Породы мариинского комплекса прослеживаются в западном обрамлении Ревдинского и ряда других массивов Платиноносного пояса Урала. Породы комплекса представлены рассланцованными амфиболитами и зелеными сланцами, рассматриваемыми как продукт метаморфизма базальтов, долеритов и габбро офиолитовой ассоциации (Петров, 2006; Бороздина и др., 2009, и др.). В некоторых обнажениях

описаны реликты комплекса параллельных долеритовых даек (Семенов, 2000, и др.).

В западном обрамлении Ревдинского массива породы мариинского комплекса изучены в обнажениях на горе Токариха, вдоль р. Ревда ниже по течению Мариинского водохранилища, на горе Лысая (в черте города Ревда), на высотке с абсолютной отметкой 395,4 м (в 500 м к юго-востоку от г. Лысая) и в карьере, находящемся в 2 км к северу от п. Мариинск.

В большинстве обнажений породы комплекса представлены мелко-среднезернистыми амфиболитами, сложенными магнезиальной роговой обманкой, полностью соскюритизированным плагиоклазом, а так же хлоритом и эпидотом. Из аксессуарных минералов встречены магнетит, титанит и хромовая шпинель. Амфиболиты повсеместно имеют полосчатую текстуру с выдержанным азимутом падения $90-110^\circ$ и углами падения $45-60^\circ$. В карьере возле п. Мариинск обнажаются зеленые сланцы, сложенные альбитом, кварцем, эпидотом, хлоритом и актинолитом. На г. 395,4 м и на г. Токариха амфиболиты пересекаются единичными дайками метадолеритов мощностью до 1 м, имеющими реликтовую мелкозернистую офитовую структуру и состоящими из амфиболитизированного клинопироксена и соскюритизированного плагиоклаза. В обнажениях на г. Лысая среди полосчатых тонкозернистых амфиболитов встречены будины и прослои крупнозернистых катаклазированных амфиболитов (рисунок 7, а), по всей видимости, образовавшихся в результате динамометаморфизма габбро офиолитового разреза (Берзин, 2013).

Температура метаморфизма амфиболитов, оцененная по амфиболовому термометру (Otten, 1984), составляет $550^\circ-650^\circ$, что соответствует низам амфиболитовой фаций метаморфизма (Петрография..., 2001, и др.).

Амфиболиты соответствуют низкокалиевым толеитовым базальтам нормальной щелочности с содержаниями SiO_2 – 47-52%, K_2O – 0,14-0,26%, TiO_2 – 0,8-1,9%, умеренной железистостью f – 0,33-0,49 (Берзин, 2013). Породы характеризуются пологим спектром распределения РЗЭ, близким к спектрам долеритов параллельных даек из восточного обрамления Ревдинского массива (рисунок 6, а), однако по сравнению с последними имеют менее выраженный минимум по Ta, Nb, обеднены Sr, Zr и обогащены Rb, Cs (рисунок 6, б). Так же их отличие от офиолитов восточного обрамления Ревдинского массива наглядно продемонстрировано на диаграмме $\text{FeO}_{\text{сум.}}/(\text{FeO}_{\text{сум.}}+\text{MgO}) - \text{TiO}_2$

(рисунок 8), где эти две ассоциации образуют разнонаправленные тренды.

Будины метагаббро на г. Лысая, по сравнению с вмещающими амфиболитами, содержат меньше TiO_2 – 0,31-0,36%, имеют меньшую железистость f – 0,21-0,26, характеризуются меньшим содержанием РЗЭ (10,8 г/т) с пологим спектром (рисунок 7, б) и более отчетливыми минимумами по Rb, Th, Ta, Zr, Ti, Nb, P (рисунок 7, в) (Берзин, 2013).

Как и отмечалось ранее (Петров, 2006, и др.), амфиболиты мариинского комплекса в западном обрамлении Ревдинского массива по геохимическим особенностям соответствуют базальтоидам офиолитовой ассоциации, сформировавшимся в надсубдукционной обстановке. Однако в отличие от офиолитов г. Азов, рассмотренных в предыдущей главе, они занимают скорее промежуточное положение между задугово-спрединговыми и океаническими базальтами, о чем свидетельствуют повышенные содержания TiO_2 (0,8-1,9%) и менее ярко выраженные минимумы по Ta и Nb.

Таким образом, породы офиолитовой ассоциации, развитые в восточном и западном обрамлении Ревдинского массива, ранее объединявшиеся в мариинский комплекс имеют ряд существенных геохимических различий. Вполне возможно, офиолиты из восточного и западного обрамления Ревдинского массива сформировались не только в различных геодинамических обстановках, но и в различное время. Подобная геохимическая неоднородность мариинского комплекса описана Г.А. Петровым и В.Н. Пучковым (1994) для пород обрамления Помурского и Чистопского массивов на Северном Урале, где ими были выделены долериты высокотитанистой (на западе) и низкотитанистой (на востоке) серий, разграниченных линией массивов Платиноносного пояса Урала.

Глава 5 Офиолиты в структуре Ревдинского массива

В ряде обнажений восточной части Ревдинского массива в ходе геологосъемочных работ под руководством И.И. Зенкова (Зенков и др., 1973) был описан долеритовый дайковый комплекс, прорывающий габбро и дайки габбро-долеритов «древней» генерации. Позднее И.В. Семеновым с соавторами эти долериты были определены как комплекс параллельных даек (Семенов и др., 1976, 1999, и др.). По современным представлениям рассматриваемые дайки относятся к мариинскому комплексу (Петров и др., 2011, и др.). В ходе настоящей работы детально изучены обнажения комплекса параллельных даек в пределах Ревдинского массива на высотках Балабан, Груберские, Бритая,

Ельчевишная, с абсолютными отметками 489,3 м и 442 м и др. в окрестностях города Дегтярск.

Во всех изученных обнажениях габбро прорываются комплексом параллельных долеритовых даек двух генераций, пересекающихся под углами 40-70°, между внедрением которых происходило формирование пород жильной диорит-тоналитовой серии, слагающих дайки, прожилки и цемент тектонических брекчий.

Вмещающие породы представлены средне- и крупнозернистыми массивными габбро, габбро-диоритами и кварцевыми диоритами, сложенными амфиболизированным клинопироксеном и сосюритизированным плагиоклазом. Долеритовые дайки 1-й генерации мощностью 2-6 м имеют северо-восточное простирание по азимуту 30-45°, крутое падение и сложены мелко-среднезернистыми долеритами, состоящими преимущественно из клинопироксена, замещенного амфиболом, и плагиоклаза, замещенного сосюритом. В обнажениях встречены структуры типа «дайка в дайке». Дайки 1-й генерации и габбро прорываются диоритами и тоналитами жильной серии (рисунок 9). Затем вышеперечисленные породы прорываются параллельными дайками долеритов 2-й генерации, имеющими мощность 0,3-1,5 м, азимут простирания 320-350°, и образующими рои и структуры типа «дайка в дайке». Долериты 2-й генерации имеют зеленовато-серую окраску, тонкозернистую или мелкопорфировую структуру с вкрапленниками амфибола и плагиоклаза.

Все вышеперечисленные породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой – зеленосланцевой фаций метаморфизма. Диопсид ($f = 0,13-0,19$) в габбро и долеритах 1-й генерации последовательно замещается высокотитанистым высокотемпературным эденитом-магнезиогастингситом и затем низкотитанистой магнезиальной роговой обманкой. В долеритах 2-й генерации клинопироксен полностью замещен магнезиальной роговой обманкой (реже чермакитом), плагиоклаз полностью сосюритизирован. В породах жильной серии в роли фемических минералов выступают амфибол (магнезиальная роговая обманка – тремолит) и биотит, замещаемый шамозитом. В наименее измененных разностях фиксируются зональные зерна альбита-олигоклаза (№ 2-20).

Долериты параллельных даек и габбро соответствуют низкокальциевым толеитовым базальтам и андезибазальтам нормальной щелочности, долериты из даек второй генерации характеризуются вариациями составов от пикробазальтов до андезидацитов ($SiO_2 = 43,1-63,1\%$). По микроэлементному составу (пологие спектры распределения

РЗЭ, минимумы по Ta, Nb, Th, Zr, Ti, максимумы по Sr, K, Ba, Cs) долериты из даек обеих генераций близки к базальтам зон задугового спрединга. В долеритах 1-й генерации по сравнению с долеритами 2-й генерации наблюдается обогащение Ti, Mg и Ni и большие вариации в содержаниях ряда некогерентных элементов (Ta, Nb, Th, U и др.). Долеритовые дайки 2-й генерации по сравнению с внедрившимися ранее габбро, долеритами 1-й генерации и породами жильной серии характеризуются большей железистостью $f = 0,23-0,72$, что особенно наглядно видно на диаграмме $\text{SiO}_2 - f$ (рисунок 10).

Долериты обеих генераций отчасти близки по химическому и микроэлементному составу к долеритам параллельных даек восточного обрамления Ревдинского массива (г. Азов и другие обнажения), однако отличаются от них большими вариациями содержаний TiO_2 , K_2O и ряда некогерентных элементов, большей глиноземистостью и наличием более основных разновидностей с содержанием $\text{SiO}_2 < 48\%$.

Породы жильной серии так же относятся к низкокальциевой нормальнощелочной серии и по содержанию кремнезема варьируют от лейкократовых габбро-диоритов до тоналитов и плагиогранитов. Габбро из изученных обнажений по сравнению с габброидами массивов Платиноносного пояса характеризуется повышенным содержанием MgO 5,8-12,0%, преимущественно низкой железистостью ($f_{\text{ср.}} 0,34$) и пониженным содержанием Sr, за счет чего соответствуют габброидам офиолитовой ассоциации (рисунок 11).

Таким образом, в структуре Ревдинского массива установлены блоки офиолитов, соответствующие корневой зоне комплекса параллельных даек, сложенные габбро с прорывающими его параллельными долеритовыми дайками 2-х генераций и породами жильной диорит-тоналитовой серии. Внедрение даек второй генерации сопровождалось разворотом оси спрединга на 40-70° против часовой стрелки и изменением ряда геохимических характеристик внедряющихся расплавов (повышение железистости, большие вариации кремнекислотности и др.). Природа данных блоков вероятнее всего тектоническая, однако, их совмещение с габброидами платиноносной ассоциации, очевидно, произошло до коллизионных процессов, приведших к подъему массивов Платиноносного пояса в верхние горизонты земной коры.

Как отмечалось выше, долериты параллельных даек в структуре Ревдинского массива отличаются от долеритов из его восточного обрамления (г. Азов и другие обнажения) по ряду геохимических

характеристик, что не позволяет относить их к тектонически разобленным фрагментам одного офиолитового разреза. Резюмируя главы 3-5, стоит отметить, что в пределах мариинского комплекса отчетливо выделяются породы трех офиолитовых комплексов, прослеженных, соответственно, в западном обрамлении Ревдинского массива, в его структуре и в его восточном обрамлении. Формирование всех трех офиолитовых комплексов происходило в различных палеогеодинамических условиях и, вероятнее всего, в различное время, с последующим совмещением в результате коллизионных процессов.

Заключение

Таким образом, в работе установлена временная близость формирования пород дунит-гарцбургитового ($446,5 \pm 7$ млн лет) и полосчатого дунит-верлит-клинопироксенитового ($441,4-449,0$ млн лет) комплексов Ключевского массива (Иванов и др., 2013).

Впервые, в результате датирования цирконов U-Pb (SHRIMP) методом из долеритов параллельных даек со скринами подушечных лав, установлено наличие на Среднем Урале фрагментов верхне-среднедевонских офиолитовых комплексов, расположенных в восточном обрамлении Ревдинского массива (г. Азов) (Иванов, Берзин, 2013). В этом комплексе также установлены кислые дайки, сложенные андезидацитами и дацитами, относящимися, как и долериты параллельных даек, к низкотитанистой низкокальциевой толеитовой серии.

Показано различие вулканитов из фрагментов офиолитов в восточном и западном обрамлении Ревдинского массива, ранее объединявшихся в мариинский комплекс, по ряду геохимических особенностей (прежде всего, по содержанию TiO_2). Вероятно, это связано с различными обстановками и, возможно, различным временем их формирования. Похожая неоднородность мариинского комплекса ранее была описана Г.А. Петровым и В.Н. Пучковым (1994) для обрамления Помурского и Чистопского м-вов на Северном Урале, где ими были выделены долериты высокотитанистой (на западе) и низкотитанистой (на востоке) серий, разграниченных цепочкой массивов Платиноносного пояса Урала.

В структуре Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала впервые установлены фрагменты офиолитов, соответствующие уровню корневой зоны комплекса параллельных даек, сложенные низкостронциевыми габброидами офиолитовой ассоциации, прорываемыми двумя генерациями параллельных долеритовых даек, между внедрением которых происходило формирование жильной диорит-

тоналитовой серии. Формирование этих фрагментов офиолитов происходило в обстановке задугового растяжения. Между внедрением параллельных даек 1-й и 2-й генераций произошел относительный разворот оси спрединга на 40-70° и изменение ряда геохимических характеристик внедряющихся базальтовых магм (повышение железистости, увеличение вариаций кремнекислотности, понижение содержаний Ta, Nb, и др.). Рассматриваемые породы отличаются от долеритов параллельных даек восточного обрамления Ревдинского массива (г. Азов) по ряду геохимических особенностей, что не позволяет рассматривать их как разобщенные фрагменты некогда единого офиолитового разреза.

Изучены составы аксессуарных хромовых шпинелей из долеритов, базальтов и амфиболитов исследуемых блоков офиолитов мариинского комплекса. Произведено их сопоставление с составами хромовых шпинелей из базальтов современных геодинамических обстановок. Показано различие составов хромовых шпинелей из вулканитов офиолитовой ассоциации в восточном и западном обрамлении и в структуре Ревдинского массива (Берзин, 2013; Берзин, 2014).

Полученные результаты могут быть использованы при составлении геологических карт Среднего Урала различного масштаба и при проведении поисково-разведочных работ на месторождения полезных ископаемых.

Список основных работ, опубликованный автором по теме диссертации

В журналах по списку ВАК Минобрнауки России:

1. Иванов, К.С. Первые данные об U-Pb возрасте цирконов из реликтовых зон спрединга на Среднем Урале / К.С. Иванов, С.В. Берзин, Ю.В. Ерохин // Доклады Академии наук. – 2012. – Т. 443. – № 1. – С. 78–83.
2. Иванов, К.С. Первые данные о U-Pb возрасте цирконов из долеритов реликтовой зоны задугового спрединга горы Азов (Средний Урал) / К.С. Иванов, С.В. Берзин // Литосфера. – 2013. – № 2. – С. 92-104.
3. Иванов, К.С. Цирконовая геохронология мантийных ультрамафитов Ключевского массива Урала / К.С. Иванов, А.А. Краснобаев, В.Н. Смирнов, С.В. Берзин // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 452. – № 4. – С. 419-423.

Публикации в других научных изданиях:

1. Берзин, С.В. Петролого-геохимические характеристики параллельных долеритовых даек Полевского сегмента Тагило-Магнитогорской зоны Среднего Урала / С.В. Берзин, К.С. Иванов // Современные проблемы геохимии: материалы всероссийской молодежной научной конференции. – Иркутск: ИМ СО РАН, 2011. – С. 34-36.

2. Иванов, К.С. Параллельные долеритовые дайки Полевского района Среднего Урала / К.С. Иванов, С.В. Берзин, Ю.В. Ерохин // Вулканизм и геодинамика: материалы V всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. – С. 209-211.
3. Лобова, Е.В. Медьсодержащий кронстедтит из параллельных долеритовых даек Среднего Урала / Е.В. Лобова, С.В. Берзин // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. – Екатеринбург, 2011. – С. 68-71.
4. Берзин, С.В. Взаимодействия комплекса параллельных долеритовых даек и габбро в восточном обрамлении Ревдинского массива (Средний Урал) / С.В. Берзин // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы (XV Чтения памяти академика А.Н. Заварицкого). – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. – С. 18-21.
5. Берзин, С.В. Хромистая шпинель из долеритов параллельных даек и базальтов Полевского сегмента Тагильской зоны (Средний Урал): морфология, состав, интерпретация геодинамических условий образования вулканитов / С.В. Берзин // Ежегодник-2012, Труды ИГГ УрО РАН. – Вып. 160. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2013. – С. 88–92.
6. Берзин, С.В. Породы офиолитовых комплексов в обрамлении и в структуре Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала / С.В. Берзин // XI Международная школа наук о Земле имени Л.Л. Перчука: тезисы докладов Международной школы наук о Земле имени Л.Л. Перчука, ОНУ имени И.И. Мечникова, г. Одесса, 2-9 сентября 2013. – Одесса, 2013. – С. 17-22.
7. Иванов, К.С. Возраст палеограницы Мохоровичича на Среднем Урале: U-Pb (SHRIMP II) геохронология цирконов Ключевского габбро-ультрабазитового массива / К.С. Иванов, С.В. Берзин, А.А. Краснобаев, В.Н. Смирнов // 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. 79-82.
8. Берзин, С.В. Аксессуарная хромовая шпинель из долеритов параллельных даек и базальтов маринского комплекса в обрамлении Ревдинского массива (Средний Урал) / С.В. Берзин // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: материалы второй всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 17–20 сентября 2014 г. – Владивосток: Дальнаука, 2014. – С. 151-153.

Рисунок 1 – Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из дунит-гарцбургитового комплекса (проба КЛ11-1) (Иванов и др., 2013)

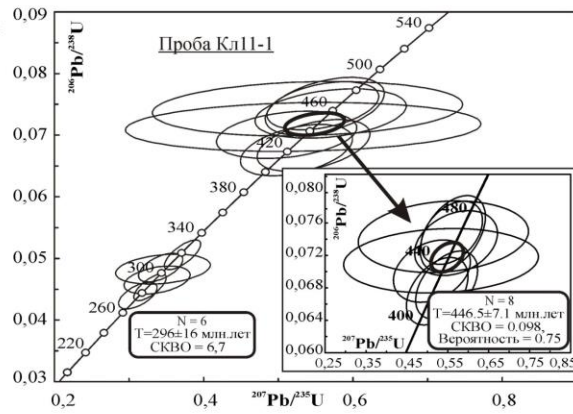


Рисунок 2 – Диаграмма $Al_2O_3 - TiO_2$ для хромовых шпинелей из параллельных даек (1-4) и подушечных лав (5) офиолитов в восточном обрамлении Ревдинского массива (Берзин, 2013) с полями составов для хромовой шпинели из вулканитов различных геодинамических обстановок по (Kamenetsky et al., 2001). 1-2, 5 – г. Азов, 3-4 – затопленный карьер; 1, 3 – центр зерен, 2, 4 – края зерен

Рисунок 3 – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ (а) и мультиэлементная диаграмма (б) для долеритов параллельных даек и базальтов г. Азов. 1 – долериты параллельных даек, 2 – то же по (Коротеев, Семенов, 2008), 3 – дайка андези-дацитового состава в пакете параллельных даек, 4 – вмещающие базальты подушечных лав

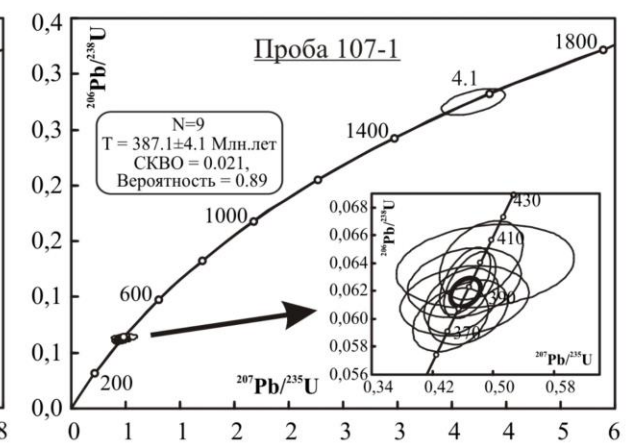
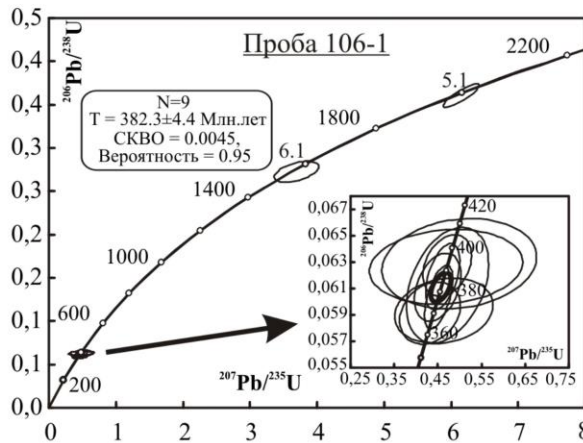
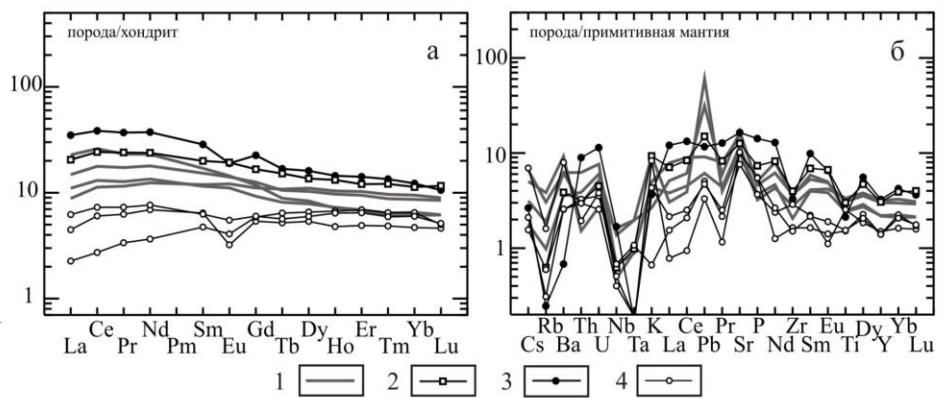


Рисунок 4 – Диаграмма $^{206}Pb/^{238}U - ^{207}Pb/^{235}U$ с конкордией для цирконов из долеритов (Иванов, Берзин, 2013)

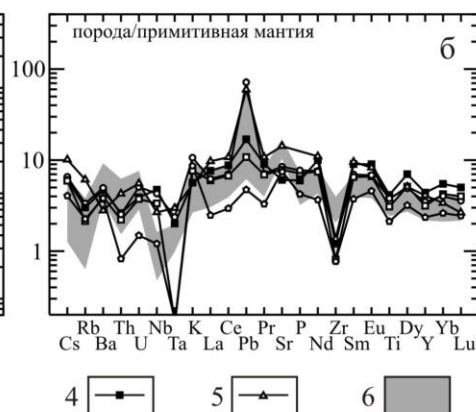
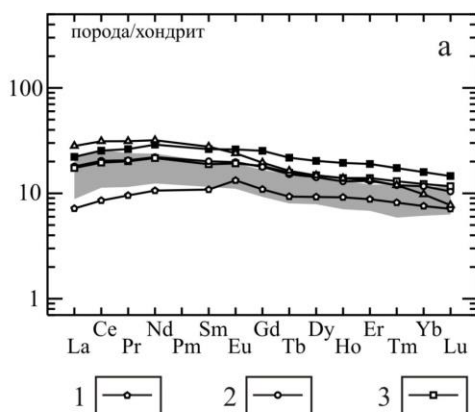


Рисунок 6 – Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ (а) и мультиэлементная диаграмма (б) для амфиболитов мариинского комплекса. Серое поле – долериты комплекса параллельных даек г. Азов

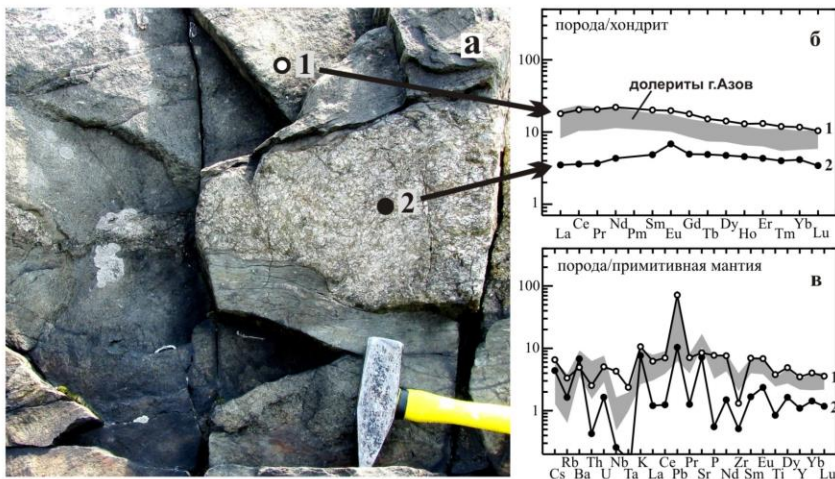


Рисунок 7 – Распределение РЗЭ и редких элементов в будине метагаббро и во вмещающих тонкозернистых амфиболитах маринского комплекса из привершинной части г. Лысая (Берзин, 2013)

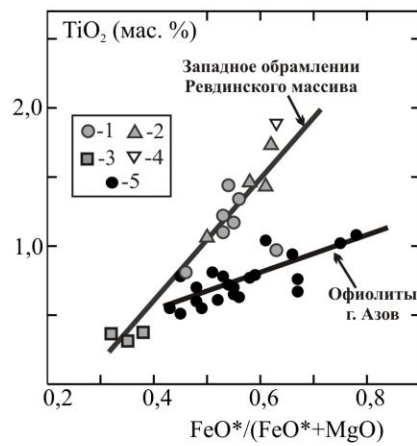


Рисунок 8 – Линейные тренды, образуемые точками составов пород офиолитовой ассоциации из западного (1-4) и восточного (5) обрамления Ревдинского массива на диаграмме $TiO_2 - FeO^*/(FeO^*+MgO)$



Рисунок 9 – Обнажение комплекса параллельных даек двух генераций, прорывающего габбро в восточной части Ревдинского массива (г. 489,3 м)

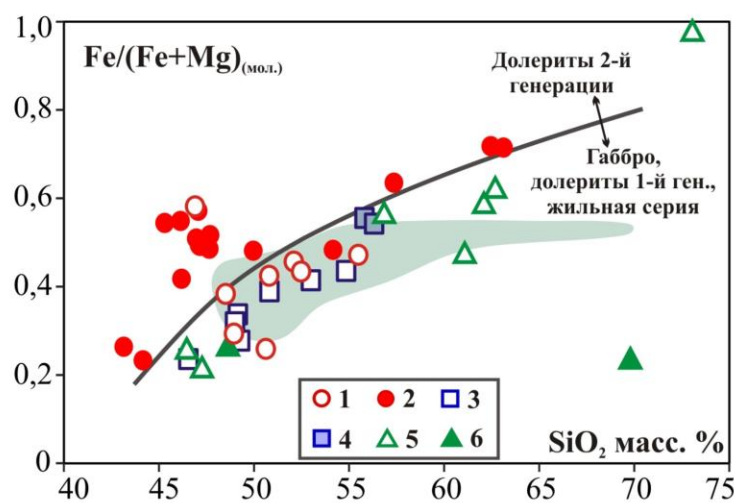


Рисунок 10 – Диаграмма $SiO_2 - Fe/(Fe+Mg)_{(мол.)}$ для пород офиолитовой ассоциации в структуре Ревдинского массива. 1 – долериты 1-й генерации, 2 – долериты 2-й генерации, 3 – габбро, 4 – диориты, 5-6 – породы жильной серии; зелёное поле – долериты и базальты из офиолитов восточного обрамления Ревдинского массива (г. Азов и др. обнажения)

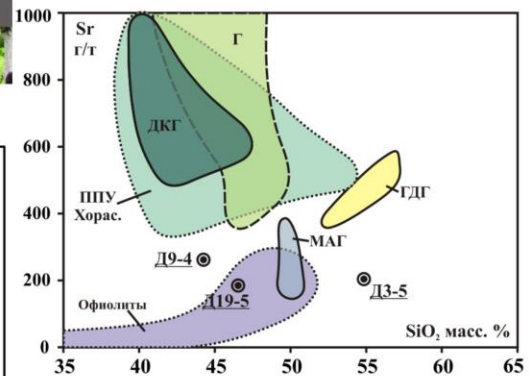


Рисунок 11 – Диаграмма $SiO_2 - Sr$ для габбро из скинов в пакетах параллельных даек в структуре Ревдинского массива (Берзин, Стрелецкая, 2014). Поля составов массивов Платиноносного пояса Урала: ДКГ (дунит-клинопироксенит-габбровая серия), Г (габбровая серия), ГДГ (габбро-диорит-гранитоидная серия) и МАГ (мелкозернистые амфиболовые габбро) по данным (Ферштатер, 2013). Поля составов «ППУ Хорас.» (породы Хорасюрского массива) и «Офиолиты» (приполярноуральского сегмента) по данным (Шмелев, 2005)