

## ФИАГДОНСКИЙ ЭФФУЗИВНО-СИЛЛОВЫЙ КОМПЛЕКС (РЕСПУБЛИКА СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ-АЛАНИЯ, РОССИЯ): ГЕОХИМИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ, ПРОБЛЕМЫ РУДОНОСНОСТИ

В.М. Газеев<sup>1</sup>, А.Г. Гурбанов<sup>2</sup>, Ю.В. Гольцман<sup>3</sup>, Т.И. Олейникова<sup>4</sup>,  
Н.Л. Энна<sup>5</sup>, А.Н. Письменный<sup>6</sup>

**Аннотация.** *Породы фиагдонского эффузивно-силлового комплекса представлены вулканитами основного и ультраосновного составов, наиболее полно представленного в Северной Осетии (верховья рр. Зарамагдон, Фиагдон, Архондон, Мидаграбиндон). Породы комплекса образовались на раннеальпийском этапе формирования Большого Кавказа.*

*В статье приведены впервые полученные изотопно-геохимические характеристики пород комплекса, позволившие уточнить источники исходных расплавов и геодинамическую обстановку при образовании пород фиагдонского комплекса (ФК).*

*Геологический возраст вулканитов ФК, по фаунистическим остаткам во вмещающих их породах циклаурской свиты, соответствует синемюру – нижнему плинсбаху [6]. По  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  датированию плагиоклаза из толеитовых базальтов получено устойчивое плато с возрастом  $196 \pm 4$  млн лет, соответствующее плинсбахскому времени [27].*

*По химическому составу основные разновидности пород ФК соответствуют базальтам и габброидам нормальной щелочности и относятся к натровой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$ ), по степени глиноземистости – к умеренно глиноземистым образованиям ( $\text{Al}^+$  варьирует от 0.8 до 0.98).*

*На диагностических диаграммах породы ФК сконцентрированы в полях: нормальных базальтов COX, окраинных морей; или в зоне перекрытия полей базальтов MORB и IAT-энсиматических островных дуг. Сравнение мультиэлементных спектров и спектров распределения REE с эталонами N-MORB показало, что породы ФК обогащены крупноионными литофильными элементами при заметном дефиците тяжелых REE и высокозарядных элементов – Nb, Hf, Ti, P. Подобные особенности редкоэлементного состава пород указывают на их близость к толеитовым базальтам задуговых бассейнов, занимающих промежуточное положение между MORB и IAT.*

*По величинам  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  породы фиагдонского комплекса сопоставимы с базальтами энсиматических островных дуг и окраинных морей.*

*На основании анализа результатов комплексных исследований сделан вывод о том, что геодинамическая обстановка, в которой сформировался базит–гипербазитовый фиагдонский комплекс и ассоциирующие с ним глубокоководные осадки, определена как надсубдукционная офио-литовая (suprasubduction zone ophiolites) [25].*

**Ключевые слова:** *Большой Кавказ, вулканические образования, проявления основного магматизма, K-Ar и  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  возрастное датирование, классификационные диаграммы, изотопно-геохимические данные.*

### ВВЕДЕНИЕ

В современном структурном плане Большой Кавказ (БК), с одной стороны, является южным окончанием Скифской плиты, а с другой – частью Восточно-Средиземноморской складчатой области Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Его формирование происходило в обстановке субмеридионального сжатия, приведшего к тектоническому скучиванию и перераспределению горных масс, наращиванию мощности континентальной коры, широкому развитию складчатых и надвиговых структур. Хорошая обнаженность, присутствие в стратиграфических разрезах, в диапазоне от раннего палеозоя до голоцена включительно, разнообразных по составу и условиям становления магматических ассоциаций пород и связанных с ними месторождений и проявлений рудных полезных ископаемых сделал этот регион природной лабораторией для: изучения стратиграфии; эволюции магматизма и связи

оруденения с конкретными магматическими комплексами; решения геодинамических проблем и проведения палеогеодинамических реконструкций.

Одним из важных периодов геологического развития БК, с точки зрения проявления магматизма и его геодинамики, является раннеальпийский этап. Магматическая составляющая этого этапа проявилась локально в различных зонах БК и представлена многочисленными магматическими комплексами, такими как: *Диндидахский, Катухчайский, Мачхалорский, Борчинский, Черталтапинский, Ассинский, Фиагдонский, Лаурский, Дигорский, Хуламский, Джалпакский, Маринский, Домбайский, Санчаро-Кырдывачский, Джаловчатский, Цейский, Эцерско-Мулахский, Гойтхский, Мзымтинский, Авадхарский, Чвежипсинский, Горабско-Келасурский, Кирарско-Абакурский*; вулканогенными свитами («порфировая» на южном склоне БК, «горы Индюк»

<sup>1</sup> Газеев Виктор Магалимович – к. г.-м. н., н. с. ИГЕМ РАН.

<sup>2</sup> Гурбанов Анатолий Георгиевич – к. г.-м.н., в.н.с. ИГЕМ РАН.

<sup>3</sup> Гольцман Ю.В. – к. г.-м. н., с.н.с., ИГЕМИГЕМ РАН.

<sup>4</sup> Олейникова Т.И. – н. с. ИГЕМ РАН.

<sup>5</sup> Энна Н.Л. – к. г.-м. н., главный геолог ФГУП «Кавказгеолсъемка», г. Ессентуки.

<sup>6</sup> Письменный А.Н. – нач. партии ОАО «Кавказгеолсъемка», г. Ессентуки.

на Западном Кавказе, садонская в Северной Осетии); вулканогенными толщами (некротская, даккичай-муаличайская и др.); дайковыми поясами (Казбекским, Кахетинским), которые принимают участие в строении осадочного чехла Скифской плиты (СП), в том числе на Западном, Центральном и Восточном Кавказе, в Предкавказье, в складчатых зонах Южного склона БК и в Закавказье.

При изучении и реконструкции исторических событий в любом регионе используют комплексные данные, в том числе и полученные при изучении магматических образований конкретного возраста. Однако для решения подобных задач кроме геологических наблюдений большое значение имеют и результаты прецизионных изотопных и геохимических исследований, поскольку необходимо с высокой точностью оценить содержания целого ряда индикаторных элементов в породах и минералах и величины стронциевых и неодимовых отношений. Поэтому получение новых оригинальных аналитических данных часто позволяет уточнить условия формирования исходных расплавов и расшифровать геодинамические обстановки формирования конкретных ассоциаций (комплексов) магматических пород. Необходимо отметить, что магматические образования раннеальпийского этапа БК, интенсивно изучавшиеся в середине и конце XX века, были очень слабо охарактеризованы современными аналитическими данными [5].

В статье приведены результаты XRF; ICP-MS; изотопного (Sr, Nd, Pb) анализов пород фиагдонского эффузивно-силлового комплекса и дана их интерпретация.

## ОПРОВОБОВАНИЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В 2011–2013 гг., при проведении полевых работ по базовой тематике Лаборатории петрографии ИГЕМ РАН были отобраны представительные пробы из основных разновидностей пород раннемезозойского фиагдонского эффузивно-силлового комплекса, обнажающихся в верховьях рек Мамихдон, Архондон, Фиагдон, Медаграбиндон. Для минералогических исследований и выделения мономинеральных фракций из магматических пород и рудных тел были отобраны минералогические пробы весом 10–15 кг. В ИГЕМ РАН были изготовлены шлифы, аншлифы и проведен комплекс аналитических исследований приведенными ниже методами.

Рентгено-флуоресцентный анализ (XRF) петрогенных и микроэлементов выполнен на спектрометре последовательного действия PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V. Нижний предел определения количественного анализа 10 петрогенных элементов составлял

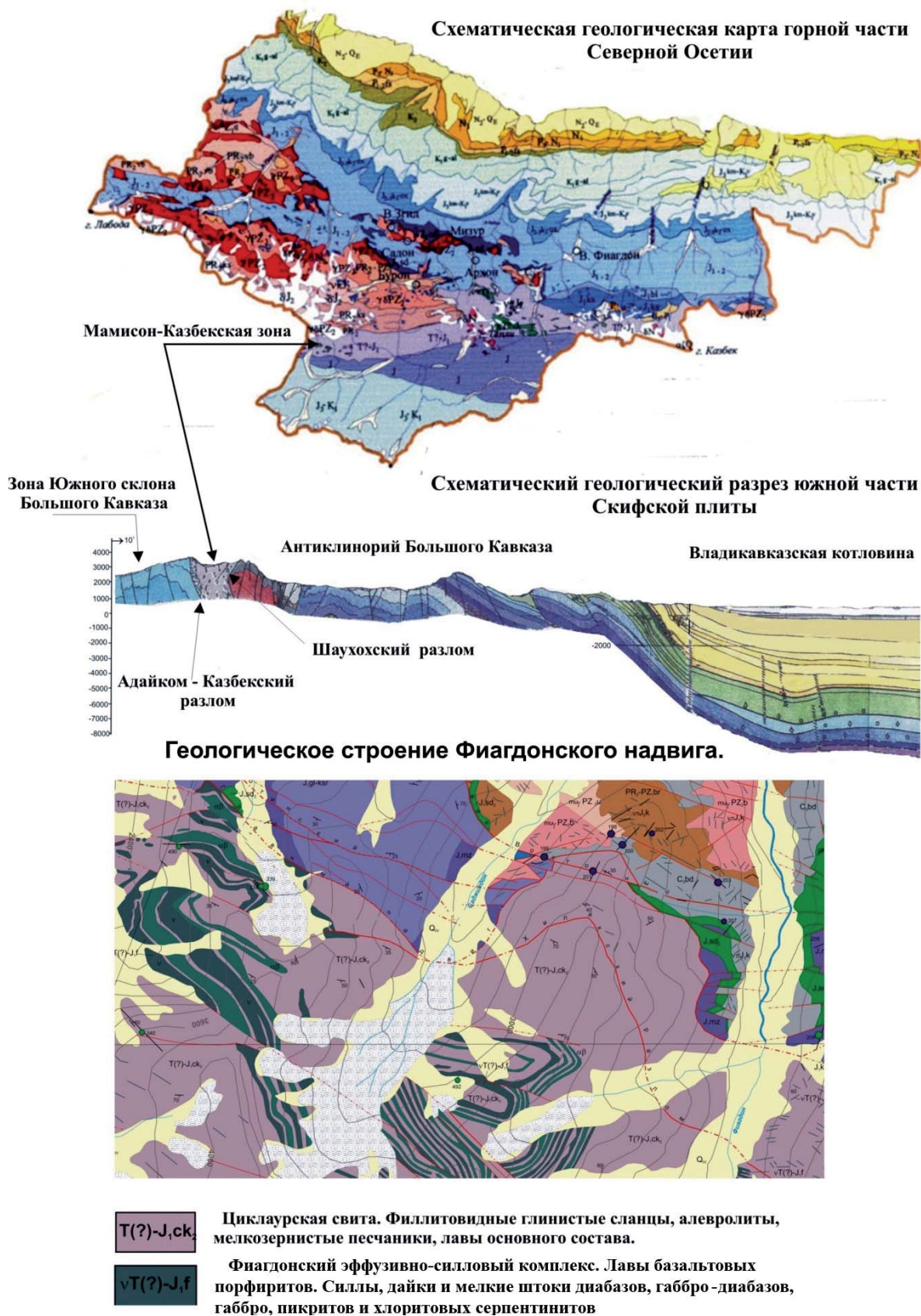
0,02 %; а 13 микроэлементов – в диапазоне от 5 до 50 г/т. Качество результатов соответствует требованиям III категории точности количественного анализа по ОСТ РФ 41-08-205-99.

Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS (спектроскопия индукционно связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием) на масс-спектрометре X-Series II. Калибровка чувствительности прибора по всей шкале масс осуществлялась с помощью стандартных 68-элементных растворов (ICP-MS-68A, HPS, растворы А и В), включающих все анализируемые в пробах элементы. Для контроля качества измерений и учета дрейфа чувствительности прибора анализы проб чередовались с анализами стандартного образца с периодичностью 1:10. В качестве стандартов использовались аттестованные образцы BHVO-2 и AGV-2, разложенные с серией исследуемых проб. Пределы обнаружения элементов составляли от 0,1 нг/г для тяжелых и средних по массе элементов с возрастанием до 1 нг/г для легких элементов. Погрешность анализа составляла 1–3 %. Для расчета концентраций элементов использовалась серия калибровочных растворов, приготовленных из стандартного раствора ICP-MS-68A, HPS (А и В) с диапазоном концентраций 0,03–10 ppb.

Измерения, связанные с изучением в образцах изотопии Rb, Sr, Sm и Nd, выполнены в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии, с применением методов анализа, отработанных и широко применяемых в этой лаборатории. Содержания Rb, Sr, Sm и Nd определены методом изотопного разбавления с использованием смешанных трассеров  $^{85}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$  и  $^{149}\text{Sm}+^{150}\text{Nd}$ . Выделение Rb, Sr, Sm и Nd для изотопного анализа проводилось из растворов образцов методом элюентной хроматографии. Изотопные измерения проведены на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Великобритания). Элементное изотопное отношение определялось методом изотопного разбавления посредством измерения отношений  $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ ,  $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ ,  $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в смесях образца и трассеров. Контроль правильности измерений осуществлялся по результатам систематических изотопных анализов международного стандартного образца Sr SRM-987 и внутри лабораторного стандартного образца Nd ИГЕМ. Погрешности соответствуют уровню 2σ.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ФИАГДОНСКОГО КОМПЛЕКСА

Раннемезозойский базальтоидный магматизм Северной Осетии длительное время рас-



**Рис. 1.** Положение Мамисон-Казбекской СФЗ и пород фиагдонского комплекса на геологических картах и разрезах (по материалам ФГУПП «Цветметразведка», Владикавказ)

сма­тривался как составная часть Казбекского диа­базового пояса и часто в составе единой габбро-диабазовой или диа­баз-пикритовой формации, или формации недифференцированных то­леитовых базальтов [6, 7, 11]. По результатам геолого-съёмочных работ 90-х годов прошлого столетия, в пределах Республики Северная Осетия-Алания рассматриваемые породы были выделены [15] в самостоятельный эффузивно-силловый фиагдонский комплекс (ФК). Магматические породы этого комплекса присутствуют в Мамисон-Казбекской структурно-формационной зоне (МК СФЗ), расположенной в Ардон-Терекском междуречье в водораздельной части Главного Кавказского хребта. В современной структуре Кавказа МК СФЗ представлена узкой тектонической пластиной мощностью до 5 км (а в зоне Фиагдонского надвига она достигает 10–12 км), ограниченной с севера Шаухоским, а с юга – Адайком-Казбекским разломами (рис. 1). Глубоководные пелитовые осадки, вмещающие вулкани­ты в этой тектонической пластине, рядом исследователей рассматривались в составе Адайхох-Дарьяльской СФЗ, либо они объединялись с отложениями зоны Южного склона. Толщи пород МК СФЗ интенсивно дислоцированы, основание разрезов не установлено, а верхние горизонты эродированы в различной степени.

Отложения, развитые в этой СФЗ, в настоящее время большей частью субдуцированы и частично выжаты на край Скифской плиты с образованием пакетов тектонических покровов (Фиагдонский и др.). Разрезы отложений МК СФЗ сопоставляются с плинсбах-тоарскими вулканогенно-терригенными образованиями Западного и Восточного Кавказа, занимающими сходную тектоническую позицию и положение в раннемезозойском стратиграфическом разрезе. Однако, в отличие от них, в данном районе эффузивные породы развиты значительно шире и в их составе практически отсутствуют туфы и кислые разности пород. В пределах рассматриваемой СФЗ основной объём магматических образований ФК находится в междуречье Архондон – Фиагдон – Медаграбин (рис. 1). Среди них выделяются покровная, в том числе подводная и субинтрузивная фазы внедрения. Первая – это преимущественно лавовые потоки базальтоидных порфиров мощностью от 10 до 70 м, в основании которых встречаются лавобрекчии и гиа­локластиты (мощностью до 4–6 м), сменяющиеся вверх по разрезу потоков шаровыми или подушечными лавами. Шары, размером от первых десятков сантиметров до 2 м, сложены плотным мелкозернистым диа­базом. Межшаровое пространство выполнено глинистым веществом и хлорит-кальцитовый массой, иногда с примесью серпентинита. Суммарное количество

вулкани­тов в раннемезозойском разрезе может достигать 40 %. Вмещающие породы представлены глубоководными глинистыми сланцами, чередующимися с алевритистыми сланцами и прослоями тонкозернистых кварцитовидных песчаников. Субинтрузивные образования представлены силлами (мощностью до 100 м), дайками, реже некками и мелкими (до 0,5 км<sup>2</sup>) штоками диа­базов, габброидов, пикритов и линзами серпентинитов с прожилками амфибол-асбеста. Отмечается насыщение вмещающих пород параллельно расположенными дайками вблизи вулканических аппаратов «трещинного типа» и постепенное уменьшение их количества по мере удаления от этих аппаратов [10, 7, 15, 18]. Геологический возраст вулкани­тов, исходя из согласного залегания покровных фаций в разрезах фаунистически охарактеризованной циклаурской свиты, соответствует синемюру – нижнему плинсбаху [5]. По результатам К-Аг-датирования микрогаббро из верховьев р. Фиагдон приводятся следующие данные (млн лет): 112±10, 116±16, 128±11, 136±5, 150±3, 156±16, 162±15, 164±25, 176±8, 180±35, 207±17 [6]. По данным аргон-аргонового (40Ar/39Ar со ступенчатым отжиганием) датирования плагиоклаза из толеитовых базальтов получено устойчивое плато с возрастом 196±4 млн лет, соответствующее плинсбахскому времени ранней юры [21]. На Восточном Кавказе, в Республике Ингушетия и в Чеченской Республике породы ФК описаны в составе Ассинского либо Плинсбахского комплексов.

#### КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Среди пород ФК выделяют эффузивные и субинтрузивные разновидности. Первые представлены плагиоклазовыми порфиритами, спилитами, брекчиями, туфобрекчиями, палагонитовыми туфами и туфопесчаниками. Вторые – диа­базами, диа­базовыми порфиритами, лейкоди­абазами, диа­базовыми пегматитами, прени­тизированными и актинолитовыми диа­базами, пироксенитами, габбро, пикритами и серпентинитами. Наиболее распространенными и значимыми для петрогенетической интерпретации являются плагиоклаз-пироксеновые порфи­риты, спилиты и субинтрузивные диа­базы, габбро-долериты, пикриты и серпентиниты.

**Плагиоклаз-пироксеновые порфи­риты** – это плотные, тонко- и мелкозернистые, серые либо зеленовато-серые породы с существенно варьирующим количеством вкрапленников плагиоклаза и пироксена. В связи с этим структура породы в небольших интервалах иногда изменяется от порфи­ровой до афировой. Плагиоклаз

вкрапленников .пн(до 2 × 4 мм по удлинению) представлен реликтами таблитчатых кристаллов, почти нацело замещенных тонким агрегатом из альбита, хлорита, карбоната, монтмориллонита. Пироксен (авгит) образует кристаллы размером до 2 мм. Иногда в нем встречаются пойкилитовые пластинки более свежего плагиоклаза (лабрадора). Основная масса состоит из альбита, хлорита, рудного минерала и карбоната, иногда с эпидотом, цоизитом и пренитом.

**Спилиты** образуют самостоятельные тела, или постепенные переходы в более свежие, порфиновые разновидности. Для них характерна миндалекаменная, реже реликтовая апоинтерсертальная структура. Состоят они из лейстальбитизированного плагиоклаза размером до 0,7 мм и тонких призм роговой обманки, часто образующих пучки. Миндалины выполнены карбонатной массой, а промежуточный мезостазис состоит из карбоната, хлорита, альбита, рудного минерала.

**Диабазы** – массивные зеленовато-серые породы, однообразные по минеральному составу и со значительными колебаниями размера кристаллов и микроструктур. Наиболее распространенной является диабазовая микроструктура, но встречаются порфировая, пойкилоофитовая, апоинтерсертальная и габбро-диабазовая. Плагиоклаз вкрапленников замещен агрегатом пелитового вещества с примесью карбоната, цоизита, пренита, альбита. В основной массе плагиоклаз (лабрадор) обычно не изменен и характеризуется резко выраженным идиоморфизмом по отношению к пироксену. Моноклинный пироксен (авгит) в свежих разновидностях присутствует примерно в равных количествах с плагиоклазом и замещается актинолитом. Хлорит отмечается в межзерновых промежутках и совместно с актинолитом, карбонатом и рудным минералом образует гнездообразные скопления. Роговая обманка, цоизит, карбонат и кварц встречаются в микропрожилках. Рудные минералы – пирит, пирротин, титаномагнетит.

**Габброиды и габбро-долериты** – массивные, крупнозернистые, меланократовые породы, ассоциирующие с диабазами. Микроструктуры долеритовая и габброидная. Состоят из крупных изометричных зерен плагиоклаза (лабрадор-андезин, размером до 2 × 7 мм), призматических кристаллов авгита размером до 6 × 7 мм. Актинолит с хлоритом замещают пироксен. Хлорит с альбитом развиваются по раннему плагиоклазу. Рудный минерал (ильменит) образует ксеноморфные, скелетные и удлинено-призматические кристаллы (размером до 4–5 мм) в промежутках между андезином и авгитом.

**Пикриты и серпентиниты** встречаются в виде линзовидных тел, ассоциирующих с габбро

и диабазами. Это темно-зеленые массивные или рассланцованные породы, с занозистым изломом, в которых иногда заметны блестки пироксена и отмечаются жилы асбеста. Микроструктура пород псевдопорфировая, обусловленная присутствием крупных амфиболовых псевдоморфоз по авгиту (который сохраняется местами в их центральной части) и округлых псевдоморфоз серпентина по оливину. Основная масса состоит из антигорита, хлорита, иногда с примесью мелко-шестоватых кристаллов актинолита и тремолита либо плагиоклаза и пренита.

### ПЕТРОХИМИЯ, ГЕОХИМИЯ, ИЗОТОПИЯ ПОРОД КОМПЛЕКСА

По химическому составу (табл. 1) основные разновидности пород ФК соответствуют базальтам и габбро нормальной щелочности ( $\text{SiO}_2$  43,7–52,02 %;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 5$  %) [14], а на классификационной диаграмме  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$  фигуративные точки их составов сгруппированы в поле базальта (рис. 2). По величине отношения щелочей породы относятся к натровой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$ ), по степени глиноземистости ( $\text{al}^1 = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$ ) – к умеренно глиноземистым образованиям ( $\text{al}^1$  варьирует от 0,8 до 0,98). В редких случаях степень глиноземистости вулканитов повышается ( $\text{al}^1 = 1,06–1,37$ ) до уровня высокоглиноземистых базальтоидов, что, по видимому, связано с поздним перераспределением Al при развитии пренита. Ультраосновные разновидности пород комплекса соответствуют пикробазальтам. Серпентиниты по химическому составу [7] близки к пикритам:  $\text{SiO}_2$  (37,54–39,72 %);  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  (4–14) и характеризуются практически полным отсутствием щелочей. На диаграммах (Ti/100) – Zr – (Y\*3); (Ti/100) – Zr – (Sr/2); Ti/Zr фигуративные точки составов основных пород комплекса сгруппированы в поле базальтов океанического ложа. На диаграммах (Zr/Y) – Zr и (Nb\*2) – (Zr/4) – Y – в поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов. Отметим, что на первой из диаграмм значительная часть фигуративных точек лежит в зоне перекрытия полей базальтов срединно-океанических хребтов с островодужными. Известно, что базальты островных дуг могут быть связаны с тем же источником, что и MORB, но для объяснения более низких абсолютных содержаний Ti, Zr, Y и Nb требуются большие степени парциального плавления [2].

На тройной диаграмме  $\text{TiO}_2 - \text{MnO}^*10 - \text{P}_2\text{O}_5^*10$  (рис. 3) фигуративные точки составов пород комплекса расположены в пограничной зоне полей базальтов срединно-океанических хребтов и окраинных морей (MORB) и толеитов островных дуг (IAT). Известно, что несмотря на

Таблица 1

Результаты XRF анализа пород Фиагдонского комплекса  
(оксиды в мас. %, элементы в г/т)

Оксиды	Номера образцов										
	110-1	110-2	110-3	110-4	110-5	110-6	111-1	111-2	111-4	111-5	111-8
SiO <sub>2</sub>	48.09	46.71	47.2	43.7	48.14	51.59	47.01	46.45	47.22	45.88	48.09
TiO <sub>2</sub>	1.12	1.46	1.38	1.37	1.87	1.73	1.49	1.27	1.07	1.62	1.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.54	17.58	16.15	15.28	14.89	18.38	18.21	15.19	19.55	15.3	15.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.55	8.96	10.56	9.71	11.06	8.36	9.01	10.62	8.38	11.46	10.09
MnO	0.14	0.14	0.16	0.16	0.16	0.3	0.16	0.17	0.12	0.27	0.16
MgO	8.94	6.84	8	7.73	7.02	5.01	5.7	8.29	6.46	7.23	7.59
CaO	10.76	11.95	10.48	13	8.51	4.83	12.54	11.34	11.76	10.09	11.98
Na <sub>2</sub> O	2.09	2.29	2.02	2.64	3.22	5.32	2.89	2.44	2.56	2.61	2.79
K <sub>2</sub> O	0.28	0.73	0.35	0.44	0.78	0.42	0.12	0.16	0.17	0.36	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.12	0.11	0.13	0.37	0.15	0.12	0.12	0.07	0.16	0.12
S	0.07	0.22	0.1	0.04	0.03	0.04	0.38	0.11	0.02	0.17	0.15
ппп	3.12	2.77	3.29	5.57	3.64	3.6	2.19	3.62	2.45	4.61	2.05
Сумма	99.79	99.77	99.8	99.77	99.69	99.73	99.82	99.78	99.83	99.76	99.79
Элементы	110-1	110-2	110-3	110-4	110-5	110-6	111-1	111-2	111-4	111-5	111-8
Cr	286	258	207	293	182	363	179	246	220	270	260
V	142	145	181	139	186	210	164	172	122	201	191
Co	24	16	13	19	23	29	16	19	17	21	20
Cu	46	40	33	36	23	46	35	51	30	50	51
Ni	98	67	67	74	67	93	34	56	59	48	40
Zn	43	50	55	44	60	59	55	57	48	82	53
Pb	10	10	10	10	10	14	10	10	10	10	10
Rb	8	18	11	12	9	14	1	5	2	9	3
Sr	121	242	143	148	342	130	186	205	176	170	152
Nb	5	8	4	4	18	6	4	4	-	3	2
Y	24	30	30	30	34	29	36	27	21	34	29
Zr	66	100	92	101	150	128	100	91	68	113	104
Оксиды	Номера образцов										
	30	31	33	34	35	100	100-2	100-3			
SiO <sub>2</sub>	47.44	47.22	48.36	49.58	48.02	51.02	52.02	51.74			
TiO <sub>2</sub>	1.2	1.61	1.33	1.18	1.35	1.61	1.43	1.12			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.57	18.18	16.77	16.29	16.58	15.05	13.84	15.7			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.9	10.11	8.45	10.47	9.52	9.81	9.49	8.82			
MnO	0.13	0.22	0.15	0.19	0.17	0.18	0.17	0.16			
MgO	8.28	6.94	8.01	7.97	7.66	6.95	7.78	7.21			
CaO	11.05	9.2	11.53	11.01	11.16	11.23	11.24	11.06			
Na <sub>2</sub> O	2.15	3.15	2.41	1.99	2.4	3.61	3.49	3.71			
K <sub>2</sub> O	0.16	0.22	0.12	0.39	0.17	0.23	0.27	0.25			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.12	0.1	0.08	0.1	0.12	0.14	0.12			
S	0.05	-	-	0.24	0.33	0.05	0.02	0.02			
ппп	2.84	2.83	2.59	0.34	2.39	Н.о	Н.о	Н.о			
Сумма	99.86	99.8	98.49	99.73	99.85	99.86	99.89	99.91			
Элементы	30	31	33	34	35	100	100-2	100-3			
Cr	179	256	329	298	261	38	44	34			
V	148	219	207	192	198	311	292	206			
Co	42	37	38	42	45	36	30	33			
Cu	68	113	90	307	80	20	21	12			
Ni	229	133	138	97	96	32	45	36			
Zn	57	99	75	111	72	63	67	63			
Pb	-	-	-	30	-	10	-	-			
Rb	4	7	4	15	6	5	9	11			
Sr	143	196	167	153	162	207	185	226			

Примечание: 110-1, 110-2, 110-3, 110-4, 110-5, 110-6 – шаровые лавы левобережья р. Дзамараш-дон; 111-1, 111-2, 111-4, 111-5, 111-8 – дайки; 30, 31, 33, 34, 35 – силлы верховье р. Архон-дон; 100, 100-2, 100-3 – габброиды, габбро-долериты.

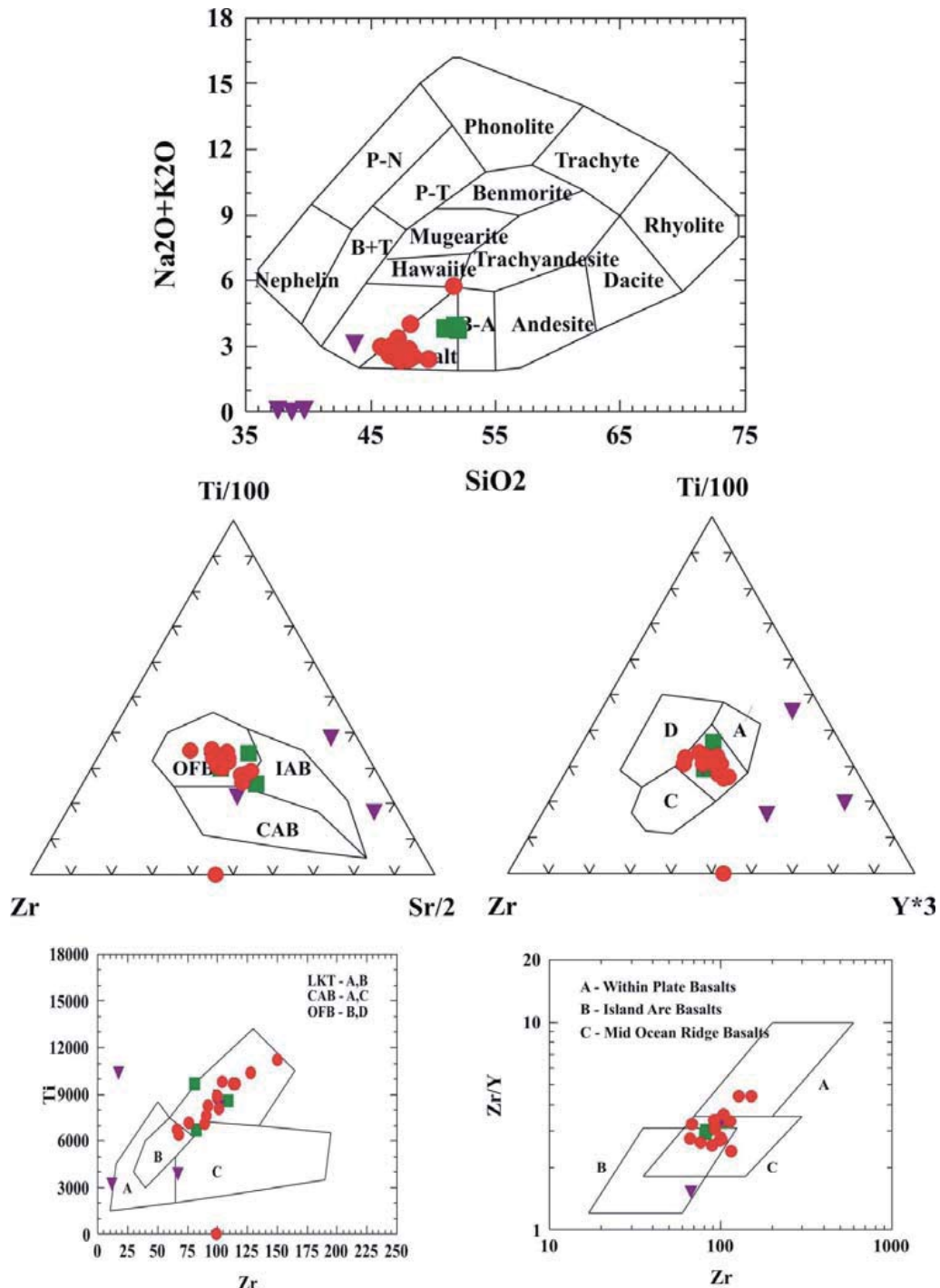


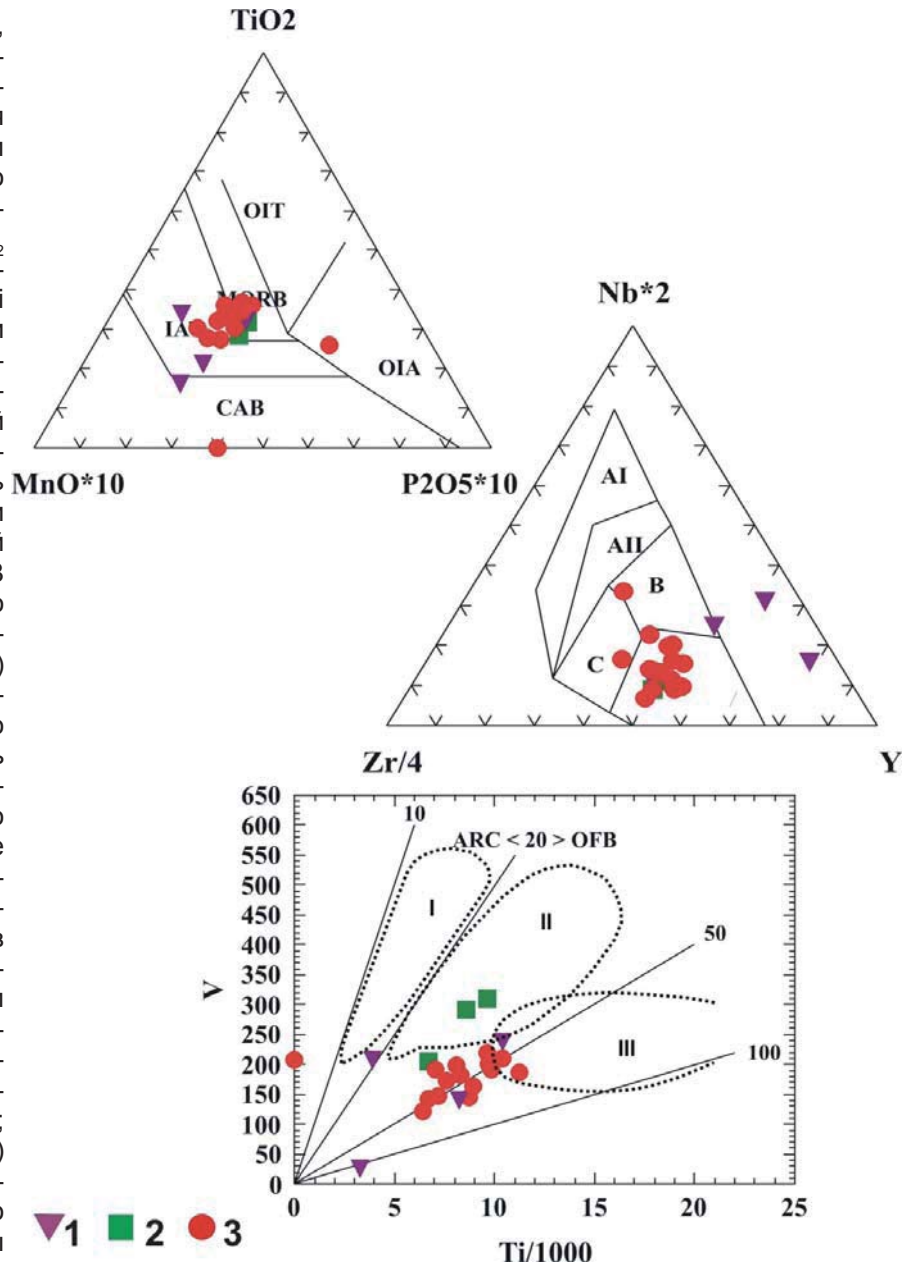
Рис. 2. Диагностические диаграммы для пород фиагонского комплекса (условные обозначения см. на рис. 3)

высокую мобильность MnO, эта диаграмма позволяет успешно различать плейт-тектонические и петрогенетические обстановки формирования вулканических пород, даже в случае умеренно спилитизированных базальтов. Используемый в данной диаграмме дискриминатор согласуется с представлениями о различиях  $fO_2$  в магмах океанических хребтов и островных дуг, согласно которым для магм с низкой  $fO_2$ , таких как толеи-

ты MORB, раннее фракционирование оливина и плагиоклаза обедняет магму MnO относительно  $TiO_2$ . Фракционирование титаномагнетита в островных дугах, где преобладает высокое  $fO_2$ , напротив, снижает в магме содержание  $TiO_2$  относительно MnO. Примитивные MORB и толеиты островных дуг имеют сходные отношения  $TiO_2/P_2O_5$ , что указывает на определенное сходство родоначальных магм [2]. Диаграмма V –  $(Ti/1000)$

основана на сочетании Ti, являющегося иммобильным элементом, с коэффициентом распределения (КР), почти всегда меньшим единицы, и V, для которого КР кристалл/жидкость меняется с возрастанием  $fO_2$  от  $> 1$  до  $\ll 1$ . Диплетирование V по отношению к Ti есть функция  $fO_2$  магмы и ее источника, степени парциального плавления и последующей фракционной кристаллизации. Это позволяет диагностировать тектонические обстановки вулканических ассоциаций и офиолитов OIB, MORB и IAT. Отметим также, что базальты современных задуговых бассейнов (BAB) обычно имеют Ti/V отношение, подобное IAT либо MORB, т. е. могут иметь широкие вариации Ti/V отношения в пределах одного региона [2, 4]. Фигуративные точки составов ФК на диаграмме V – (Ti/1000) формируют собственное поле в нижней части графика с незначительным перекрытием полей OIB и MORB. На диаграмме Th – Ta – Hf/3, используемой для диагностики магматитов (N – MORB; E – MORB; WPT; WPA; VAB) и их дифференциатов, точки диабазов фиагдонского комплекса сгруппированы в поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N – MORB), долериты в едином поле обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов и толеитовых внутриплитных базальтов.

По геохимическим данным, полученным методом ICP-MS (табл. 2), построены мультиэлементные спектры и спектры распределения REE для пород ФК (рис. 4). На спайдер-диаграмме, при нормировании по хондриту [22] спектры REE имеют вид полого-выпуклой кривой, сходной со спектрами MORB и в большинстве образцов без европиевой аномалии и некоторым обогащением в области MREE. Выявлено снижение



**Рис. 3. Диагностические диаграммы для пород фиагдонского комплекса**  
 Породы фиагдонского комплекса: 1 – пикриты и серпентиниты (составы заимствованы из работы [7]); 2 – габбро-долериты; 3 – базальты, диабазы (OFB – базальты океанического ложа; IAT – базальты островных дуг; CAB – известково-щелочные базальты; LKT – низкокальциевые толеиты; OIT – толеиты океанических островов; OIA – океанические островные дуги; OIB – базальты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов). I – IAB; II – MORB; III – OIB

содержаний легких (La, Ce) и тяжелых (Tm, Yb, Lu) редких земель относительно концентраций элементов, расположенных в центральной части графика. Лан/Sm отношение варьирует в пределах от 0,49 до 0,66;  $Gd^{III}/Yb^{III}$  – от 1,1 до 1,38;  $La^{III}/Yb^{III}$  – от 0,71 до 1,0, т. е. они близки к MORB и характеризуются низкой степенью фракционирования тяжелых редких земель. Для оценки степени дифференциации пород обычно используют величину количественного дефицита европия, ха-



Таблица 2

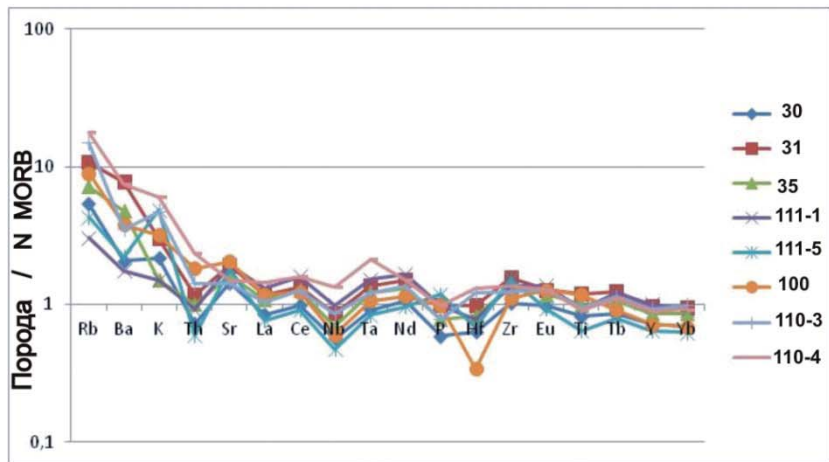
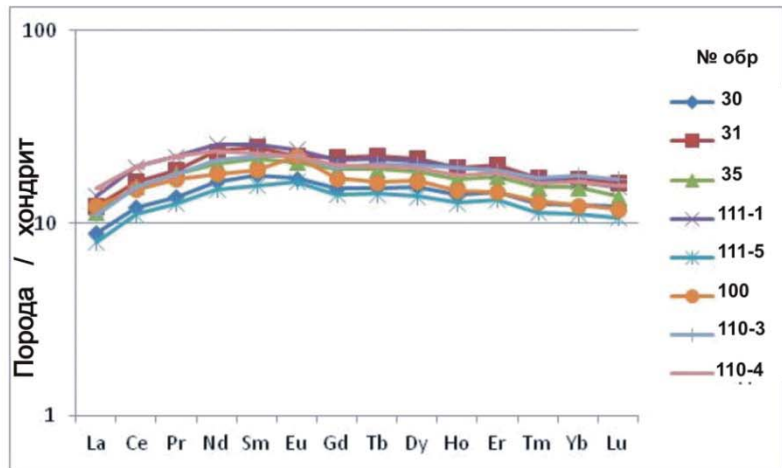
Результаты ICP-MS анализа пород фиагдонского комплекса  
(содержания элементов в г/т)

Элементы	Номера образцов							
	30	31	35	111-1	111-5	100	110-3	110-4
Be	0.20	0.41	0.32	0.33	0.16	0.28	0.22	0.38
Sc	17	26	28	24	21	40	25	25
Ti	6205	9017	7539	7046	4906	8823	7180	6907
V	177	234	212	187	154	334	210	188
Cr	187	245	240	166	202	27	212	281
Mn	1039	1724	1431	1333	962	1403	1208	1191
Co	35	33	37	28	28	33	33	31
Cu	55	83	63	48	40	22	49	47
Zn	58	94	73	77	68	65	70	61
Ga	11	13	11	11	10	12	11	11
Rb	3	6	4	1.7	2.4	5	8.4	10
Sr	129	172	145	174	162	184	128	135
Y	20	27	24	28	18	20	26	25
Nb	1.3	2.0	1.6	2.3	1.1	1.4	2.0	3.1
Mo	0.07	0.17	0.66	0.65	0.28	0.32	0.66	0.26
Ag	0.16	0.23	0.22	0.18	0.16	0.08	0.29	0.32
Cs	0.29	0.39	0.16	0.22	0.18	0.38	0.72	1.9
Ba	13	49	30	11	14	24	22	47
La	2.1	2.9	2.7	3.3	1.9	2.9	2.6	3.6
Ce	7.4	10	9.4	12	6.8	9.2	9.4	12
Pr	1.3	1.8	1.7	2.1	1.2	1.6	1.7	2.1
Nd	7.7	11	9.5	12	7.0	8.4	9.9	11
Sm	2.7	3.8	3.3	3.9	2.4	2.9	3.4	3.5
Eu	0.99	1.3	1.2	1.4	0.95	1.3	1.3	1.3
Gd	3.1	4.5	3.9	4.4	2.9	3.5	4.0	4.1
Tb	0.57	0.83	0.71	0.81	0.53	0.61	0.76	0.74
Dy	3.9	5.5	4.7	5.3	3.5	4.2	5.1	4.9
Ho	0.79	1.1	0.96	1.1	0.72	0.83	1.1	1.0
Er	2.4	3.3	2.9	3.1	2.2	2.4	3.1	3.0
Tm	0.32	0.44	0.39	0.43	0.29	0.33	0.44	0.41
Yb	2.1	2.9	2.6	2.8	1.9	2.1	3.0	2.8
Lu	0.31	0.41	0.35	0.39	0.27	0.30	0.43	0.40
Hf	1.3	2.0	1.7	1.6	1.4	0.70	2.5	2.7
Ta	0.12	0.18	0.16	0.20	0.11	0.14	0.16	0.28
W	0.026	0.53	0.25	0.62	0.086	0.72	0.068	0.02
Pb	0.7	1.7	4.5	0.95	0.51	6.1	0.56	1.1
Bi	0.008	0.088	0.015	0.10	0.006	0.25	0.007	0.005
Th	0.087	0.14	0.12	0.11	0.071	0.22	0.17	0.28
U	0.035	0.046	0.22	0.042	0.029	0.038	0.058	0.10

Примечание: 110-3, 110-4 – шаровые лавы левобережья р. Дзамараш-дон; 111-1, 111-5 – дайки; 30, 31, 35 – силлы верховьев р. Архон-дон; 100 – габбро-долериты.

**Рис. 4. Спектры распределения REE и мультиэлементные спектры пород фиагдонского комплекса**

Условные обозначения: 1 – диабазы р. Дзамараш-дон; 2 – долериты; 3 – диабазы р. Архон-дон. 4  $\Sigma$ /п. 1–6 – спектры REE базальтов (N – MORB): 1 – Срединно-Атлантического хребта; 2 – хребта Калберг (Индийский океан); 3 – Восточно-Тихоокеанское поднятие; 4 – грабена Красного моря; 5 – хребта Рейкьянес [3]; 6 – породы фиагдонского комплекса



рактируемую коэффициентом  $Eu/Eu^*$ , где  $Eu^* = \sqrt{(S_{пор.}/S_{хондр.}) \times G_{пор.}/G_{хондр.}}$ .

В исследованных образцах  $Eu/Eu^*$  варьирует от 0,96 до 1,1, что также указывает на отсутствии заметной дифференциации, со значительной ролью фракционирования плагиоклаза. В единичном случае (обр. № 100 габбро-долерит) фиксируется заметный европиевый максимум ( $Eu/Eu^* = 1,24$ ).

Мультиэлементные спектры, нормированные по N – MORB, имеют плоский профиль распределения, в целом близкий к нормальным базальтам срединно-океанических хребтов. Однако наблюдаются и определенные отличия. В первую очередь это обогащение крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, K, Sr) и умеренные отрицательные аномалии в содержаниях Nb и Hf. Подобные особенности редкоэлементного состава пород указывают на их близость к толеитовым базальтам задуговых, окраинно-морских бассейнов, занимающих промежу-

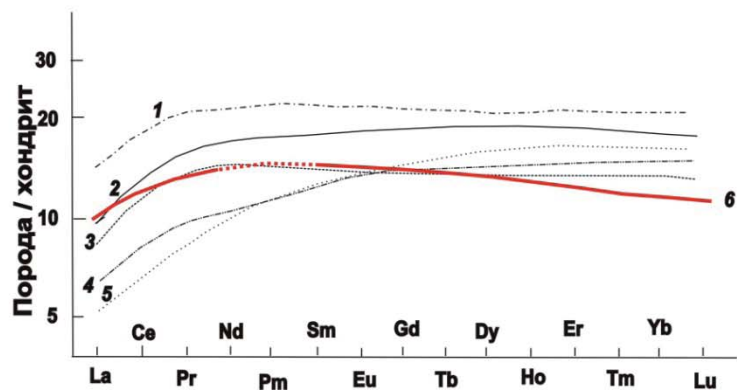


Таблица 3

Результаты изотопного (Rb, Sr, Sm, Nd) анализа пород ФК

Обр	Порода	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_0$	$\epsilon_{Nd}(T)$
		$\pm 2\sigma$	$\pm 2\sigma$	$T = 200 \text{ m.y.}$	$\pm 2\sigma$	$\pm 2\sigma$	$T = 200 \text{ m.y.}$	
110-4/10	базальт	0.2211 $\pm$ 7	0.704459 $\pm$ 10	0.703831	0.1862 $\pm$ 2	0.512989 $\pm$ 7	0.512747	7.12
110-5/10	диабаз	0.0755 $\pm$ 3	0.705116 $\pm$ 10	0.704902	0.1553 $\pm$ 1	0.512840 $\pm$ 8	0.512639	5.00
111-1/10	диабаз	0.0264 $\pm$ 3	0.703926 $\pm$ 10	0.703851	0.1949 $\pm$ 1	0.513002 $\pm$ 7	0.512749	7.15
31/12	диабаз	0.0999 $\pm$ 4	0.705955 $\pm$ 13	0.705671	0.2048 $\pm$ 1	0.513008 $\pm$ 7	0.512741	7.01

Примечание.  $(^{87}Sr/^{86}Sr) = (^{87}Sr/^{86}Sr)_0 + (^{87}Rb/^{86}Sr)p \times (e^{\lambda T} - 1)$ .  $\lambda = 0,0000142 \text{ m.y.}^{-1}$ .  $T = 200 \text{ m.y.}$   $(e^{\lambda T} - 1) = 0,00284$ .

точное положение между MORB и IAT [9, 13]. Известково-щелочные породы задуговых бассейнов и островных дуг различаются по величинам La/Nb и La/Th отношений. Так, вулканы задуговых бассейнов имеют величины этих отношений около 1 и 10–20, соответственно. В изученных образцах величины отношений La/Nb варьируют в пределах 1,1–1,6, а La/Th – в пределах 11–30, что соответствует базальтам современных задуговых бассейнов (BABV) [17].

Величины стронциевых отношений ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) в базальтах и пикритах ФК варьируют, по данным [21], в пределах от 0,7039 до 0,7042, что несколько выше значений 0,7024–0,7027, обычно принимаемых за характерные для современных примитивных типов базальтов MORB и абиссальных базальтов всех типов ( $0,70295 \pm 36$ ) [23], и близки к величинам, характерным для энзиматических (внутриокеанических) островных дуг (от 0,7029 до 0,7042) и окраинных морей ( $0,7036 - 0,7054$ , а среднее по 54 анализам  $0,70316 \pm 68$ ) [4]. По результатам наших исследований (табл. 3) значения ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> находятся в пределах 0,7038–0,7057, что сопоставимо с величинами  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений в базальтах окраинных морей. Значения ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )<sub>0</sub> находятся в пределах 0,51263–0,51275,  $\epsilon\text{Nd}(T) = 5,0-7,2$ .

### РУДНАЯ СПЕЦИАЛИЗИЦИЯ И ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ РУДНЫЕ АССОЦИАЦИИ

С раннеюрским базальтоидным магматизмом на Большом Кавказе ассоциирует оруденение медно-пирротинового и колчеданно-полиметаллического (кипрского) типов, проявлявшееся неоднократно, с нижнего лейаса по верхний аален. Однако с породами ФК в верховьях р. Фиагдон ассоциирует группа рудопроявлений (Арсиком, Калдыком и др.) с Au, W, As, Pb и Zn минерализацией, представленных отдельными кварцевыми, кварц-карбонатными жилами, или их сериями и зонами окварцевания мощностью от 0,25 м и до 0,6–4,0 м при протяженности от десятков до первых сотен метров. Жилы секут вулканы и выклиниваются во вмещающих аргиллитах. В тяжелой фракции минералогических

проб, отобранных из вулканических ФК на удалении от рудопроявлений, присутствуют (г/т): пирит и лимонит (до 2 000); пирротин (до 156); галенит (до 60); церуссит (до 23); халькопирит (до 45); малахит до (18); сфалерит (до 30). В отдельных пробах присутствуют шеелит, молибденит, киноварь и арсенопирит [18]. Рудные минералы рудопроявлений представлены: галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, арсенопиритом, шеелитом и реже антимонитом, реальгаром, аурипигментом и киноварью. По данным ИНАА в бороздовых пробах содержания  $\text{WO}_3$  и Au варьируют: от 0,07 до 0,5 %; и от 0,02 до 3–9,1 г/т, соответственно. Выявлены две разновидности шеелита: первая – розоватая, с бледно-голубым свечением в люминесцентном свете, присутствует в кварцевых жилах и имеет повышенные величины стронциевых отношений ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,709609 - 0,710092$ ); вторая – белая, полупрозрачная с характерным голубым свечением, отмечается в виде редкой мелкой вкрапленности в породах ФК и имеет более низкие величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703861-0,704015$ , практически идентичные с установленными в пикритах, габброидах, диабазах и базальтах ФК. Имеющиеся различия по изотопии стронция в шеелитах могут быть обусловлены: различными источниками вольфрама (коровым и мантийным) или геохимическим сродством Sr и Ca, и исходными различиями этого показателя в геохимических барьерах, из которых заимствован Ca, при образовании шеелита ( $\text{CaWO}_4$ ).

Проведено изучение изотопии свинца в галените из кварц-карбонатного прожилка, пересекающего вулканы. Установлено, что модельный (Pb-Pb) возраст, рассчитанный по двухстадийной модели Стейси-Краммера и значениям  $\mu_2$  ( $^{204}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ),  $W_2$  и Th/U для образца из рудопроявления Арсиком, составляет 308 млн лет (табл. 4). Эти данные совместно с величиной  $\mu_2$  ( $^{204}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ), по нашему мнению, свидетельствуют о том, что на участке Арсиком имела место мобилизация свинца из более древних, палеозойских источников, каким могли быть гранитоиды Дарьяльского массива. По-видимому, на рудопроявлениях Арсиком и Калдыком в позднеальпийскую эпоху, когда геологическое строение района уже было аналогично современному, происходило переотложение рудных

Таблица 4

Результаты изотопного анализа свинца галенитов

№ пробы	Изотопные отношения					Модельный возраст, млн. лет	$\mu_2$	$W_2$	Th/U
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$				
546	18.479±7	15.697±6	38.791±15	2.09868±7	0.84948±3	308	10,09	40,76	4,01

Примечание: проба 546 – галенит из рудопроявления Арсиком.

элементов, часть из которых (W, Pb) могли быть мобилизованы из палеозойского фундамента (в том числе и из Дарьяльского гранитоидного массива), где известно множество проявлений этих металлов. Низкие кларковые величины (в г/т) W (0,3), Pb (0,3) в вулканитах основного состава отчасти подтверждают этот вывод. Структурная связь оруденения с вулканитами, скорее всего, была обусловлена физико-механическими свойствами последних в сравнении с вмещающими их пластичными глинистыми толщами.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Впервые полученные принципиально новые изотопно-геохимические данные и их анализ, вместе с имеющейся информацией о геологическом строении района, позволили считать, что геологический разрез (вулканические образования фиагдонского комплекса-ФК и вмещающие их глубоководные пелитовые осадки), скорее всего отвечают осадочно-вулканогенным толщам, образовавшимся в условиях задуговых окраинно-морских бассейнов, магматизм которых обычно представлен широким спектром базальтов (от толеитов N-MORB до известково-щелочных), близких по геохимическим особенностям к базальтам энсиматических островных дуг и сформировавшихся в надсубдукционной офиолитовой геодинамической обстановке (suprasubduction zone ophiolites) [19]. Об этом убедительно свидетельствуют: расположение фигуративных точек, отвечающих составам пород ФК, на диагностических диаграммах с использованием Zr; Ti; P; Nb, Ta; Hf, Y, V, Th и Mn; сравнение мультиэлементных спектров и спектров REE в породах ФК с эталонами N-MORB, показавшее близость базальтов, диабазов, габбро ФК к толеитовым базальтам задуговых бассейнов, занимающих промежуточное положение между MORB и IAT; величины стронциевых отношений ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7038 - 0,7057$ ) в базальтах и диабазах ФК, сопоставимые с базальтами энсиматических островных дуг и окраинных морей.

В последнее время выделяются два типа окраинных бассейнов: в первом спрединговые процессы синхронны, а во втором – асинхронны с вулканизмом прилегающих островных дуг, а следовательно, с субдукционными процессами. Для первого типа (спрединговые бассейны Лау и Сулу) характерна обогащенность вулканитов литофильными (Rb, Sr, Ba, K) и обедненность когерентными (Nb, Ti, Zr, Ni) элементами, что сближает их с вулканитами островных дуг. Во втором типе (Филлипинское, Целебесское моря, Марианский трог) вулканические породы близки к породам СОХ, отличаясь от них несколько повышенными содержаниями литофильных элементов и несколько пониженны-

ми – когерентных (Nb, Ni). Считается, что бассейны второго типа неотличимы от океанических [1]. Приведенные нами данные позволяют предположить, что формирование глубоководного разреза с вулканитами ФК происходило в условиях окраинного бассейна, близкого к бассейнам Филлипинского, Целебесского морей и Марианского трога, и неотличимы от океанических [1].

2. Рассматривая возможный источник расплава для формирования пород ФК отметим, что обогащение базальтов LIL элементами, при меньших содержаниях HFSF служит признаком их выплавления из мантии, обогащенной субдукционной составляющей, а обеднение пород ФК тяжелыми REE указывает на генерацию расплавов в области устойчивости граната, при давлениях более 25 кбар, т. е. на глубинах более 75 км. Развитие интеллурической фазы в породах ФК указывает на временные задержки магмы (до ее излияния на дно окраинного моря) в периферических камерах, и поэтому дифференциация расплава была незначительной, о чем свидетельствуют: приуроченность вулканитов ФК к разломам (рои параллельных даек, трещинные излияния базальтов), отсутствие пирокластики и дефицита европия (Eu/Eu\*) 0,96 до 1,1). Последующие зеленокаменные изменения пород не превышают уровня пренил-пумпеллиитовой субфации регионального метаморфизма.

3. Имеющиеся данные о геологическом строении южного обрамления Восточно-Европейской платформы (ВЕР) [16, 5] свидетельствуют о том, что в ее тектонической эволюции, с раннего мезозоя по палеоген включительно, было пять циклов, каждый из которых начинался с фазы задугового растяжения и завершался фазой задугового сжатия. Длительность каждого цикла была около 30–50 млн лет. При задуговом растяжении вдоль южной окраины ВЕР формировались рифтогенные бассейны, а затем последующие напряжения задугового сжатия в разной мере деформировали эти бассейны [20]. Так, в позднем триасе-геттанге субдукция в полосе Понтиды – Родопы – Странжа усилилась, что привело: к сжатию, по андийскому типу, региона расположенного севернее зоны субдукции; и орогеническим деформациям в задуговой области [16]. В ходе этой орогении Сванетский бассейн Большого Кавказа (БК) был полностью закрыт, а континентальные блоки Закавказья и Восточных Понтид были аккретированы к южному краю Скифской платформы (СП). В начальный период среднекеммерийского тектонического цикла, после поздне триасовой аккреции континентальных террейнов, произошел «перескок» зоны субдукции к югу от последних, и инициировалась новая зона субдукции. В синемюре-аалене (J1) скорость субдукции уменьшилась, что привело к главной фазе задугового растяжения, а в области Скифско-Кавказско-Понтидского региона возникла

система рифтовых бассейнов растяжения в задуговой обстановке, включая и трог Большого Кавказа. При переходе от аалена к байосу цикл задугового растяжения перешел в эпоху сжатия и инверсии с главной фазой среднекеммерийской орогении в конце бата перед келловеем [12]. Таким образом, вулканно-плутонические образования ФК и вмещающие их глубоководные осадки относятся к начальному периоду среднекеммерийского тектонического цикла и были сформированы в условиях задугового окраинно-морского бассейна, каким являлся рифтогенный троговый бассейн Большого Кавказа. Начальные фазы магматизма в этой части бассейна представлены надсубдукционными базит-гипербазитовыми субинтрузивами и толеитовыми базальтами фиагдонского и ассинского комплексов. В последующий период, в плинсбахе

и аалене, в бассейне БК формировались дайковые пояса (Казбекский, Кахетинский) и изливались вулканы контрастной базальт-риолитовой серии.

4. Рудопроявления Арсином, Калдыком с Au, W, As, Pb и Zn минерализацией, пространственно ассоциирующие с вулканидами ФК, по-видимому, образованы в результате переотложения рудных элементов, часть из которых (W, Pb) могла быть мобилизована из палеозойского фундамента, вмещающего и позднепалеозойские вольфрамоносные граниты [8], о чем свидетельствуют данные по изотопии свинца в галените из рудопроявления Арсином. Структурная связь наложенного W, Pb оруденения с вулканидами, возможно, обусловлена физико-механическими свойствами последних, по сравнению с вмещающими их более пластичными глинистыми толщами.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Программы 4 Президиума РАН, Направления 3, Проекта 3.5, подпроекта «Современные изменения природной среды Северного Кавказа», гранта Президента РФ для поддержки ведущих научных школ 2012–2013 гг. (проект НШ-2721.2012, руководитель академик О.А. Богатилов) и проекта РФФИ № 11-05-0000726. Значительный объем аналитических исследований выполнен в рамках базовой темы лаборатории петрографии ИГЕМ РАН. Авторы статьи искренне признательны и благодарны председателю ВНЦ РАН и правительства РСО-А А.Г. Курраеву за постоянное внимание, помощь в проведении полевых работ и поддержку наших исследований и академику И.В. Чернышеву за содействие в проведении изотопных исследований.*

## ЛИТЕРАТУРА

1. **Абакумова Л.Н., Березнер Г.С., Гусев Г.С., Зайков В.В., Зайкова В.В., Морозов О.Л., Нехалов В.М., Стаевский А.П.** Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании // Серия методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании. – Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1994. 242 с.
2. **Абрамович И.И. и др.** Основы геодинамического анализа при геологическом картировании. // Серия методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании. – Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1997. 498 с.
3. **Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976. 276 с.
4. **Богатилов О.А., Дмитриев Ю.И., Цветков А.А. и др.** Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. – М.: Наука, 1987. 331 с.
5. **Большой Кавказ в альпийскую эпоху** (ред. Леонов Ю. Г.). – М.: Изд. ГЕОС, 2007. 340 с.
6. **Борсук А.М.** Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. – М.: Наука, 1979. 299 с.
7. **Грицевич В.П., Плошко В.В.** Формации гипербазитов Большого Кавказа и их асбестоносность. Геология, минералогия и закономерности размещения нерудных полезных ископаемых. Вып. 1. – Алма-Ата: КНИИМС, 1977. С. 34–38.
8. **Гурбанов А.Г., Арец И.** Критерии вольфрамоносности гранитов позднепалеозойской диорит-гранитной формации, Северный Кавказ // Петрология. 1996. Т. 4. № 4. С. 386–406.
9. **Короновский Н.В., Демина Л.И.** Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. М.: Изд. КДУ, 2011. 209 с.
10. **Лебедев А.П.** Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. // Труды института геологических наук. Изд. АН СССР Вып. 118. Петрографическая серия № 33, 1950. 174 с.
11. **Ломизе М.Г., Суханов М.К.** Дайковый пояс Большого Кавказа: среднеюрская задуговая структура // Бюл. Моск. О-ва Исследователей природы. Отд. Геол. 2006. Т. 81. Вып. 6. С. 9–15.
12. **Никишин А.М. и др.** 400 миллионов лет геологической истории Южной части Восточной Европы. – М.: Изд. МЦГК «Геокарт», 2005. 349 с.
13. **Остроумова А.С., Станкевич Е.К., Центер И.Я., Соболев А.О., Путинцев А.В.** Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. – Санкт-Петербург, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1995. 163 с.
14. **Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования.** – Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ. 2009 г. 198 с.
15. **Снежко В.А., Снежко Е.А.** Раннемезозойские базальтоидные комплексы Северной Осетии и их рудоносность // Геология, оценка и локальный прогноз месторождений цветных, редких и благородных металлов. – Новочеркасск: НГТУ, 1994. С. 65–74.
16. **400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы.** (гл. ред. А.Ф. Морозов). – М.: Геокарт, ГЕОС, 2005, 388 с.
17. **Школьник С.И., Резницкий Л.З., Бараш И.Г.** Возможность диагностики задуговых палеобассейнов по высокоградным ортометаморфитам (на примере основных кристаллосланцев слюдяного кристаллического комплекса, Южное Прибайкалье) // Геохимия. 2011. № 12. С. 1253–1270.
18. **Энна Н.Л.** Структурно-фациальные особенности нижне-среднеюрских отложений междуречья Черек Балкарский – Терек // Проблемы геологии геоэкологии и минерагении юга России и Кавказа. – Новочеркасск, 2006. Т. 1. С. 15–31.
19. **Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S.** Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolite. *Marine basin Geology. Geol. Soc. Spec. Publ. London*, 1984. V.16. P.77–94.
20. **Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A.** The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // *Tectonophysics*. 1989. V. 161. P. 1–21.
21. **Pohl J.R., Hess J.C., Gurbanov A.G.** Jurassischer Ozeanboden – Tholeiite im Groben Kaukasus (UdSSR) – Hinweis auf einen bislang unbekanntes ophiolith – complex. // *Beih. Europ. J. Miner.* 1990, Vol. 2. P. 201.
22. **Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. *Geol. Spec. Publ. № 42*. 1989. P. 313–345.
23. **Wedepohl K.H.** Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges. *The growth of the oceanic crust. Naturwissenschaften*. 1981. Bd 68. S. 110–119.

## FIAGDONSKIY EFFUSIVE-CILLIAN COMPLEX (NORTHERN OSETIJA-ALANIJA REPUBLIC, RUSSIA):

GEOCHEMISTRY, GEODYNAMIC SITUATION OF FORMING, THE PROBLEMS OF ORE CONTENT

Gazeev V.M., Gurbanov A.G., Goltsman Yu. V., Oleinykova T.I.,  
Enna N.L., Pismennyi A.I.

The Organization of Russian Academy of Sciences The Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences (IGEM RAS) (gurbanov@igem.ru)

**Abstract.** The rocks of fiagdonskiy effusive-cillian complex are represented by volcanites of basic and ultrabasic composition and the most widespread and represent in Northern Osetiya (upper valley of Zaramagdon, Archondon, Fiagdon, Midagrasbindon rivers). The rocks of this complex was originated on the Early-Alpine stage of the Great Caucasus forming.

The firstly obtained isotope-geochemical data, allows to specify the sources of melts and geodynamics situation in the course of origin of fiagdon complex (FC) rocks are reported in this article. Geological age of the FC volcanites according faunistic remnants into country-rocks of tseklaurskaya suite is correspond to Sinemurian – Lower Pliensbachian [6]. According  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age dating of plagioclase from the tholeiitic basalt the tolerant plateau with age  $196 \pm 4$  Ma, corresponding to Pliensbachian time was obtained [27]. According chemical composition the main varieties of the FC rocks are correspond to basalt and gabbro of the normal alkalinity and are belong to soda series ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$ ), in degree of aluminiferous – to the temperate of aluminiferous rocks ( $a_1$  is vary from 0.8 up to 0.98).

On the diagnostic diagrams the rocks of FC are concentrated in the fields of normal basalts of MORB, marginal sea or in zone of overlapping fields basalts MORB and IAT – ensymatical island arc. Comparison of multielement spectrums and spectrums of distribution of REE with N-MORB standart shown, that rocks of FC are enriched by coarse-ionic lithophilic elements with notice deficit of heavy REE and highcharging elements - Nb, Hf, Ti, P. Similarly peculiarities of the rare elements composition in the rocks are indicate on its closeness to tholeiitic basalt of the back arc basins, which are intermediate between MORB and IAT.

According of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  value they are correlate with basats of ensymatical island arc and marginal sea. Geodynamic condition of origin of basite-ultrabasic FC and associated deep-sea sediments correspond as a suprasubduction zone ophiolites [25].

**Keywords:** the Great Caucasus, volcanic products, basic volcanism manifestations, K-Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age dating, classification diagram, isotope-geochemical data.

### В МИРЕ КНИГ

Руслан Челахсаев

## Скифский звериный стиль и отдельные вопросы осетиноведения (Владикавказ: Ир, 2013. 96 с. ил.)



Челахсаев Руслан Романович родился в 1960 г. в г. Владикавказе. В 1983 г. окончил строительный факультет СКГМИ, ряд лет работал по специальности. В 2000-х гг. начал публиковать в периодической печати РСО-А статьи и очерки по некоторым вопросам этнической истории осетин. Не будучи по образованию гуманитарием, он в своих научных изысканиях проявил недюжинные способности ученого-исследователя. Академически четкая постановка вопросов и абсолютно последовательная алгоритмизация их решения, широкая методологическая база, разнообразие приемов наблюдения, взвешенность суждений, композиционная и стилистическая сбалансированность текстов Челахсаева Р.Р., которого мы назвали бы прирожденным историком, решительно противопоставляют его работы квазиисторическим опусам лжеученых и мистификаторов последнего времени, которые в изобилии издаются в современной России. Личность автора, которому присущ высокий уровень

научной культуры и строго диалектический подход к проблемам национальной истории, сам собой представляет феномен, свидетельствующий в пользу реального бытия столь редких сегодня гуманитарных талантов, способных компенсировать штатную академическую подготовку: ученый – это не только образование, но и талант. Неслучайно автор в свое время получил положительные отзывы известных историков и филологов: Чибирова Л.А., Кусова Г.И., Бзарова Р.С., Джусойты Н.Г., Камболова Т. Т., Таказова Ф.М, Хамицаевой ТА. и др. Надеемся, что данная книга будет оценена широким кругом соотечественников, равнодушных к вопросам национальной истории.

И.С. Хугаев,

д. ф. н., ведущий научный сотрудник ВЦ РАН и РСО-А.