ОБЩАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 552.323.5
DOI: 10.46698/VNC.2020.83.87.001

Оригинальная статья

# Раннепалеозойские габброиды архызского интрузивного комплекса (Северный Кавказ): геодинамическая типизация и минерагения

**В. М. Газеев**[1, 2], **А. Г. Гурбанов**[1, 2]

[1]Министерство науки и высшего образования Российской Федерации Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Россия, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35;

[2]Министерство науки и высшего образования Российской Федерации Федеральное государственное бюджетное учреждение науки «Владикавказский научный центр РАН», Россия, 362027, РСО-Алания, г. Владикавказ, ул. Маркуса, 22,
e-mail: gazeev@igem. ru, ag. gurbanov@yandex. ru

*Статья поступила: 03.08.2020, доработана: 25.08.2020, одобрена в печать: 27.08.2020*

**Резюме: Актуальность работы.** На Большом Кавказе известны мезозойские и раннепалеозойские аллохтонные офиолитовые комплексы, приуроченные к разным структурно-формационным зонам. Изучение пород слагающих офиолитовые разрезы проводится в различных регионах земного шара. Однако геохимических исследований на основе анализа распределения редких и редкоземельных элементов все еще недостаточно и, в первую очередь, это касается раннепалеозойских образований Северо-Кавказского региона. **Целью исследования** является получение (количественных) аналитических данных и расшифровка на их основе геодинамических процессов, имевших место в раннем палеозое. Объектом для исследований были выбраны среднеордовикские габброиды архызского комплекса, распространенные в пределах Марухского офиолитового покрова в структурно-формационной зоне Передового хребта Большого Кавказа. **Методы исследования** включали: петрографическое описание пород, количественные анализы методами *RFA, ICP-MS*; расчеты геохимических характеристик; анализ дискриминационных диаграмм; сравнение величин усредненных содержаний элементов с их содержанием в породах (эталонах) близкого петрохимического типа из различных геодинамических обстановок. **Результаты.** В результате изучения установлено, что габброиды являются высокоглиноземистыми, низкотитанистыми, умеренномагнезиальными, низкокалиевыми породами с натровым типом щелочности. Предполагается, что они являются производными расплава образовавшегося при плавлении деплетированных шпинелевых перидотитов. Положительные аномалии европия Eu/Eu* =1,27-2,65, и Sr допускают изначальную аккумуляцию плагиоклаза в исходном расплаве. Несовместимые элементы и *REE*, нормированные по *N-MORB* и хондриту, образуют спектры линий, близких к *N-MORB*, но в целом, с существенно более низкими концентрациями большинства элементов. ∑ REE в габбро =10,5-21,5 г/т. Отмечаются: незначительное повышение содержаний гидромагматофильных, крупноионных элементов *Rb, Ba, K, Sr* и отрицательные аномалии высоко зарядных элементов *Nb, P, Zr, Hf*. Анализ петрогенетических диаграмм показал, что фигуративные точки габброидов группируются в полях островодужных толеитов. Их сравнение с породами близких петрогеохимических типов, показывает, что они наиболее сопоставимы с породами юных островных дуг. Сопутствующее габброидам оруденение подразделяется на образования магматической стадии (титан-магнетитовые и магнетитовые рудные концентрации) и постмагматической стадии (карбонатные прожилки с пиритом, халькопиритом). По совокупности полученных результатов предполагается, что аллохтонная структура, известная как «Марухский покров» Передового хребта, не является классической офиолитовой

ассоциацией, а сформирована в результате серии надвигов, в которых участвуют образования литосферной мантии и юной островной дуги.

**Ключевые слова:** офиолиты, габброиды, петрография, геодинамическая типизация, островные дуги, минерагения.

**Благодарности:** Работа подготовлена при поддержке гос. темы регистрационный номер АААА-А19-119040190054-8 в КНИО ВНЦ РАН.

**Для цитирования**: Газеев В. М., Гурбанов А. Г. Раннепалеозойские габброиды архызского интрузивного комплекса (Северный Кавказ): геодинамическая типизация и минерагения. *Геология и геофизика Юга России.* 2020. 10 (3): 6 – 22. DOI: 10.46698/VNC.2020.83.87.001.

GENERAL AND REGIONAL GEOLOGY

DOI: 10.46698/VNC.2020.83.87.001

Original paper

# Early Paleozoic gabbroids of the Arkhyz intrusive complex (North Caucasus): geodynamic typification and mineralogy

**V. M. Gazeev**[1, 2], **A. G. Gurbanov**[1,2]

[1]Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS, 35 Staromonetny Lane, Moscow 119017, Russian Federation;

[2]Vladikavkaz Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, 22 Markusa Str., Vladikavkaz 362027, Russian Federation, e-mail: gazeev@igem. ru, ag. gurbanov@yandex. ru

*Reseived: 03.08.2020, revised: 25.08.2020, accepted: 27.08.2020*

**Abstract. Relevance.** The Mesozoic and Early Paleozoic allochthonousophiolite complexes, confined to different structural and formation zones are known in the Greater Caucasus. The study of rocks composing ophiolite sections is carried out in various regions of the globe However, geochemical studies based on an analysis of the distribution of rare and rare-earth elements are still insufficient and, first of all, this concerns the Early Paleozoic formations of the North Caucasus region**. The aim** of the study is to obtain (quantitative) analytical data and decipher the geodynamic processes that took place in the Early Paleozoic. The Middle Ordovician gabbroids of the Arkhyz complex, which were distributed within the Marukhophiolite cover in the structural and formation zone of the Front Range of the Greater Caucasus, were chosen as the object of research. **Research methods** included: petrographic description of rocks, quantitative analyzes by RFA, ICP-MS; calculations of geochemical characteristics; analysis of discriminatory charts; comparing the values of the average contents of elements with their content in rocks (standards) of a close petrochemical type from various geodynamic settings. **Results**. As a result of the study, it was found that gabbroids are high alumina, low titanium, moderately magnesian, low potassium rocks with a sodium type of alkalinity. It is assumed that they are derivatives of the melt formed during the melting of depleted spinel peridotites. The positive europium anomalies Eu / Eu * = 1.27-2.65, and Sr allow the initial accumulation of plagioclase in the initial melt. Incompatible elements and REE normalized to N-MORB and chondrite form line spectra close to N-MORB, but in general, with significantly lower concentrations of most elements. $\sum$ REE in gabbro = 10.5-21.5 g / t. The following are noted: a slight increase in the contents of hydromagmatophilic, coarse-ionic elements Rb, Ba, K, Sr and negative anomalies of highly charged elements Nb, P, Zr, Hf. The analysis of petrogenetic diagrams showed that the figurative points of gabbroids are grouped in the fields of island-arc tholeiites. Their comparison with the rocks of close petro-geochemical types shows

that they are most comparable with the rocks of young island arcs. The mineralization associated with gabroids is subdivided into the formation of the magmatic stage – titanium-magnetite and magnetite ore concentrations and the post-magmatic stage – carbonate veins with pyrite and chalcopyrite. Based on the totality of the results obtained, it is assumed that the allochthonous structure, known as the "Marukh Veil" of the Front Ridge, is not a classical ophiolite association, but is formed as a result of a series of overthrusts in which the lithospheric mantle and young island arc formations.

**Keywords**: ophioliyes, gabbro, petrography, geodynamical typification, arc islandes and minerageny.

**Acknowledgments:** The work was prepared with the support of state. topics registration number AAAA-A19-119040190054-8 in KNIO VSC RAS.

**For citation:** Gazeev V. M., Gurbanov A. G. Early Paleozoic gabbroids of the Arkhyz intrusive complex (North Caucasus): geodynamic typification and mineralogy. *Geologiya I Geofizika Yuga Rossii =Geology and Geophysics of Russian South*. (in Russ.). 2020. 10 (3): 6 – 22. DOI: 10.46698/VNC.2020.83.87.001.

## Введение

Большой Кавказ (БК) – область с байкальской (?), позднепалеозойской (герцинской), раннемезозойской (поздний триас – геттанг) и позднекайнозойской (поздний эоцен – квартер) основными орогениями. С позднего палеозоя БК формировался в составе Скифско-Кавказско-Черноморского региона. Его северная граница проходила по южному краю Восточно-Европейской платформы с дорифейской корой, а южная граница находилась в районеофиолитового пояса Измир-Анкара – Эрзинджан-Севан-Зангезур, который был реальной границей Восточно-Европейского палеоконтинента (континента Балтика) [Никишин и др., 2005].В результате более чем векового изучения БК выделены десятки разновозрастных структурно – вещественных комплексов, находящихся в сложных тектонических взаимоотношениях и часто включающих характерные только для них проявления магматизма. Например: раннепалеозойские и мезозойские аллохтонные офиолитовые комплексы. Изучение пород, слагающих офиолитовые разрезы, проводится в различных регионах земного шара. Однако геохимических исследований на основе анализа распределения редких и редкоземельных элементов все еще недостаточно и, в первую очередь, это касается раннепалеозойских образований Северо-Кавказского региона.

## Цель исследования

Целью исследования является получение (количественных) аналитических данных, и на их основе проведение расшифровки геодинамических процессов проявлявшихся в раннем палеозое. Объектом для данного исследования были выбраны среднеордовикские габброиды, распространенные в пределах Марухского офиолитового аллохтона в структурно-формационной зоне Передового хребта БК. Впервые архызский интрузивный комплекс был описан в литературе под этим названием Ю. Н. Хильтовым, который в его состав включал ультрабазиты, габброиды, кварцевые диориты, спессартиты, сиенито-диориты и плагиограниты [Хильтов, 1959]. В разные годы XX века эти образования (рис. 1) изучались с целью уточнения возраста, тектонической позиции, оруденения, и были описаны в многочисленных геологических отчетах и публикациях [Каденский, 1956; Михеев, Потапенко, 1972; Ажгирей и др., 1976; Хаин, 1984].

В настоящее время породы, объединявшиеся ранее в единый комплекс, сейчас входят в состав различных комплексов: раннеордовикского кяфарского ультрабазитового; среднеордовикского архызского габбро-габбродиоритового; среднеде-

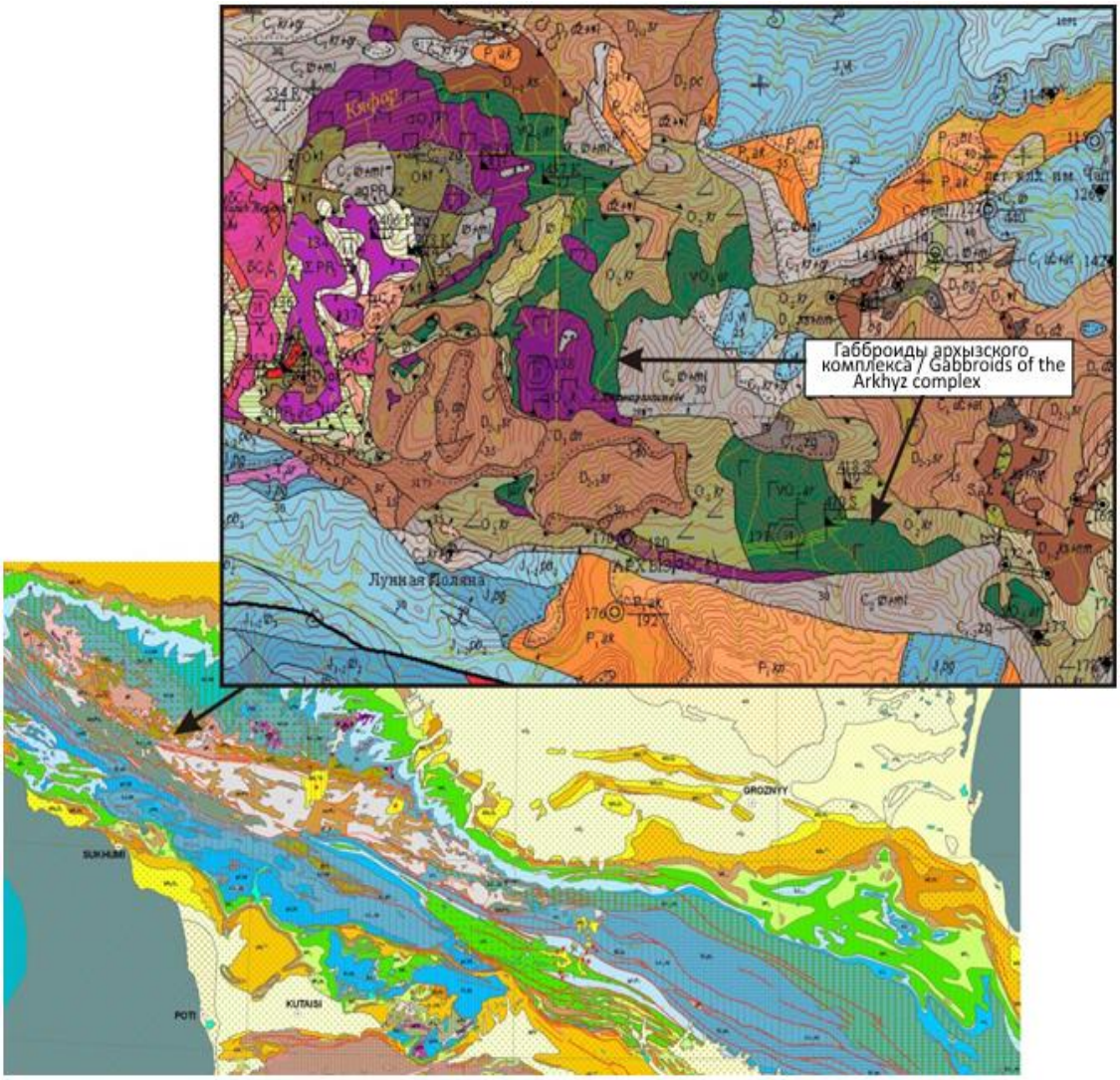



*Рис. 1. Геологическая карта с интрузивами архызского комплекса в верховьях рек Большой Зеленчук и Кяфар-Агур (по материалам ФГУГП «Кавказгеолсъемка» листы К-37-VI, XII2008 г. Обзорная карта: [Adamia et al., 2010]. /*
*Fig. 1. Geological map with intrusions of arkhizskogo complex in river head Big Zelenchuk and Kyafar-Agur (from data of FGUGP "Kavkazgeols'emka", maps K-37-VI, XII 2008 year. Reviewi an map: [Adamia et al., 2010]*

вонского озеро-кяфарского плагиогранитного и нижнекарбонового заканского монцодиоритового. Архызский габбро-габбродиоритовый плутонический комплекс (АГГК) представлен дайками и гипабиссальными интрузиями, которые являются составной частью офиолитовой ассоциации, Марухского покрова. Считается, что в современном, опрокинутом залегании, габброиды расположены под раннеордовикскими гипербазитами и над среднеордовикскими базитами Карабекской свиты, в которых отмечаются их дайковые и жильные тела. [Семенуха и др., 2009]. Возраст архызского комплекса считается среднеордовикским. K/Ar 457±13, 493±15 Ma [Хаин, 1984]; Sm-Nd 470±96 Ma [Семенуха и др., 2009]. В настоящей публикации приведены результаты геохимического изучения пород АГГК, рассмотрена их геодинамическая типизация и минерагения.

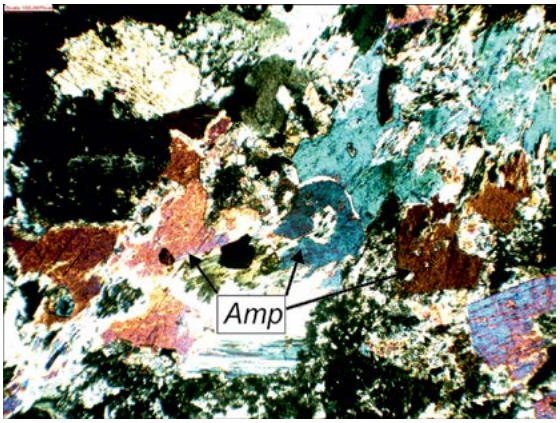



*Рис. 2-1. Соссюритовое – амфиболизированное габбро. Д-1,5 мм. / Saussurite-amphibolized gabbro. D-1,5 mm.*

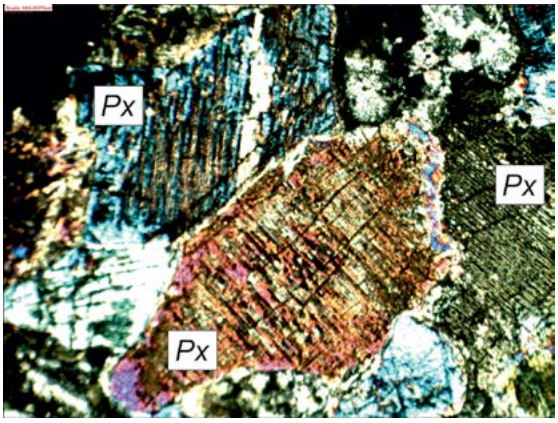



*Рис. 2-2. Моноклинный пироксен с диалаговой отдельностью. Д-1,5 мм. / Monoclinic pyroxene with dialagic detachment. D-1,5 mm.*

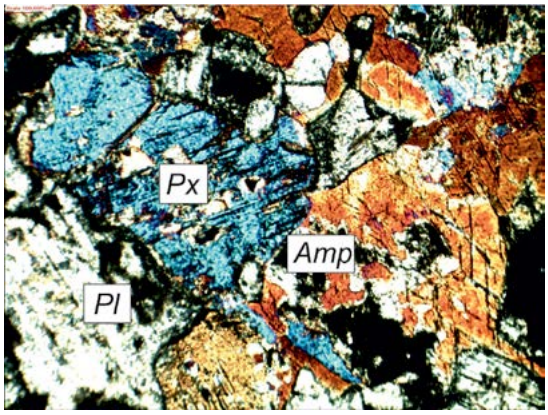



*Рис. 2-3. Пироксен кородируемый кристаллами роговой обманки. Д-1,5 мм. / Pyroxene corroded with hornblende crystals. D-1,5 mm.*

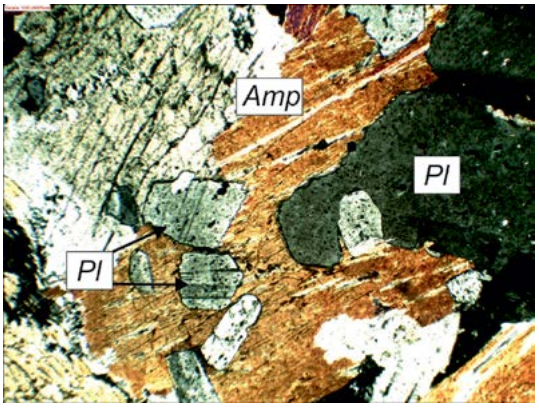



*Рис. 2-4. Роговая обманка с включениями плагиоклаза. Д-1,5 мм. / Hornblende with plagioclase inclusions. D-1,5 mm.*

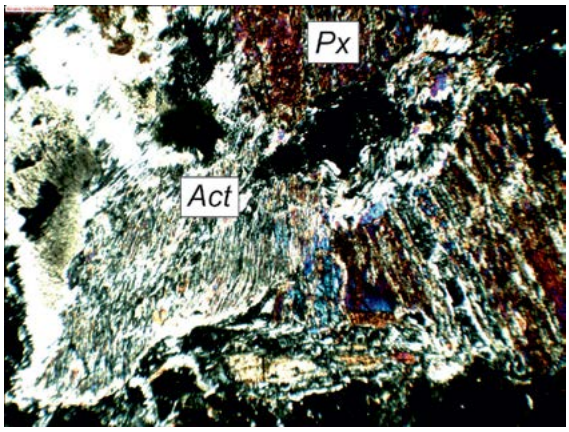



*Рис. 2-5. Замещение пироксена актинолитом. Д-1,5 мм. / Replacement of pyroxene with actinolite. D-1,5 mm.*

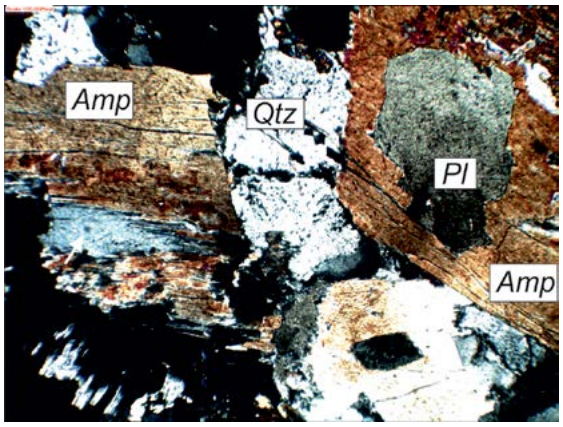



*Рис. 2-6. Габбро-пегматит. Д-1,5 мм. / Gabbro-pegmatite. D-1,5 mm.*

*Рис. 2. Микрофотографии пород (Д – диагональ снимков). / Fig. 2. Microphoto of rocks (D – diagonal of photo)*

## Материалы и методы исследования

Материалом для исследования послужила коллекция проб и образцов, собранная в 2018 г., при посещении массивов АГГК в долинах рр. Большой Зеленчук и Теберда. Из образцов изготовлены шлифы и проведено их петрографическое изучение. Аналитические работы выполнены в ЦКП «ИГЕМ – Аналитика»: в 13 пробах проведено определение концентраций петрогенных и микроэлементов рентгено-флюоресценным анализом (*XRF*) на спектрометре «Респект-100»; в 7 пробах – рудных, редких и редкоземельных элементов, – методом спектроскопии с индукционно связанной плазмой с масс-спектрометрическим окончанием (*ICP-MS*) на масс-спектрометре X-SeriesII. Использованы методики и условия анализов, принятые в ЦКП «ИГЕМ – Аналитика» и ФГБУН ИГЕМ РАН. Точность анализа контролировалась путем измерения российских и международных стандартных образцов. На основании результатов построены классификационные, дискриминационные диаграммы и графики, которые использовались для уточнения геодинамической обстановки, влиявшей на формирование пород. Дополнительно при построении части диаграмм использовались опубликованные силикатные анализы габброидов [Каденский, 1956; Ажгирей и др., 1976; Хаин, 1984].

## Полученные результаты

Изученные тела габброидов представлены среднезернистыми, неравномернозернистыми породами зеленовато-серого цвета, различающимися по структурно-текстурным признакам и количеству темноцветных минералов. Местами они приобретают гнейсовидный, такситовый и пегматоидный облик. Преобладающими петрографическими разновидностями являются: соссюритовые амфиболизированные габброиды и габбро-пегматиты, реже встречаются габбро-диориты. Соссюритовые амфиболизированные габброиды имеют преимущественно бластогаббровую микроструктуру и состоят из реликтовых минералов, отмечаемых не во всех образцах, и преобладающих вторичных минералов. Реликтовый минеральный парагенезис представлен моноклинным пироксеном, лабрадором и титаномагнетитом. Моноклинный пироксен (диопсид) по периферии зерен замещается роговой обманкой и более поздним актинолитом, иногда в его кристаллах отмечается диалаговая отдельность. Лабрадор присутствует в виде включений в роговой обманке и реликтов в соссюритовой массе. Среди вторичных минералов выделяются главные минералы: роговая обманка, соссюритовый агрегат по плагиоклазу, актинолит, эпидот, цоизит и второстепенные – тремолит, хлорит, кальцит, альбит иногда сфен, лейкоксен, пренит, апатит, пирит, кварц. Габбро-диориты отличаются от габброидов меньшим количеством темноцветных минералов. Габбро-пегматиты встречаются в габброидах в виде участков неправильной формы с крупно- и гигантозернистой структурой и жил мощностью от 0,01-0,02 до 1-2 метров. По минеральному составу они близки с вмещающими габброидами и состоят из роговой обманки, клинопироксена, соссюритового агрегата, олигоклаза, кварца, цоизита, клиноцоизита, и примеси хлорита, сфена, карбоната, апатита.

На классификационных диаграммах (рис. 3), учитывающих отношения петрогенных оксидов, фигуративные точки составов (ФТС) изученных пород расположены: на ($Na^2$+$K^2O$) – $SiO^2$ (рис. 3-1) в поле габбро, реже габбро-диоритов и диоритов нормальной щелочности; на АФМ – компактно, вблизи стороны треугольникаFeOt – MgO (рис. 3-2); на FeOt/MgO – $SiO^2$ – в поле известково-щелочной серии (рис. 3-3).

Породы АГГКв большинстве случаев низко-титанистые, высоко-глиноземистые $Al^{I}$=0,75-1,46 ($\Sigma$/n=1,03), умеренно-магнезиальные *Mg#*=0,44-0,77 ($\Sigma$/n= 0,68) инизкокалиевые с натровым типом щелочности $Na_2O/K_2O$=7,3-25,3. *U/Th*= 0,3-0,5, указывает на неизмененность составов пород наложенными процессами. Отмечающиеся умеренно-титанистые разновидности относятся к габбро-пегматиту и габбро с повышенным количеством рудного минерала. Высокая магнезиальность некоторых образцов, возможно, связана сих контаминацией раннеордовикскими ультрабазитами, крупные тела которых известны в габброидах. На диаграммах $SiO_2$ – петрогенные элементы (рис. 4; табл. 1) отмечаются корреляционные тренды: отрицательные для CaO и MgO и положительные для $Na_2O$.

На петрогенетических и дискриминационных диаграммах мафических пород (рис. 5) ФТСАГГК, концентрируются в следующих полях: La/10 – Y/15 – Nb/8 [Cabanis, Lecolle, 1989] – толеитов вулканических дуг; Hf/3 – Th – Nb/16 [Wood, 1980] – толеитов островных дуг; Ti – Zr [Pearce, Cann, 1973] – островодужных толеитов; V – Ti/1000 [Shervais, 1982] –островодужных толеитов [Скляровидр., 2001]. На диаграмме разграничения мантийных источников Nb/Y – Zr/Y [Condie, 2005] – в поле базальтов N-MORB типа вблизи с точками ДЕР (компонента деплетированной глубинной мантии) и ДМ (компонента верхней деплетированной мантии). На

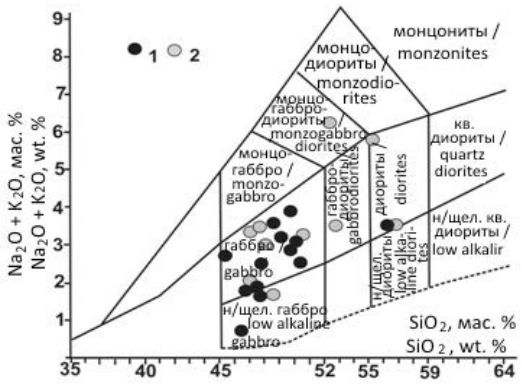



*Рис. 3-1. ($Na^2O$+K2O) – SiO2*

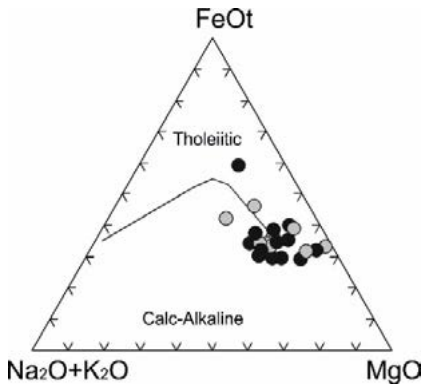



*Рис. 3-2. ($Na^2O$+K2O) – FeOt-MgO*

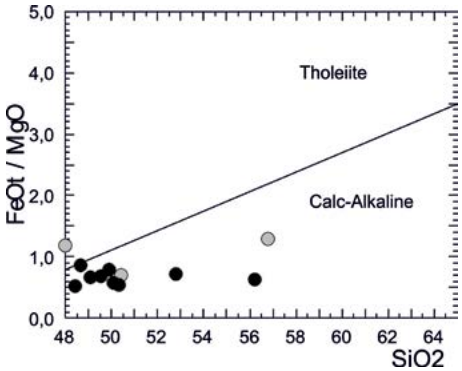



*Рис. 3-3. FeOt/MgO-SiO2*

*Рис. 3. Составы пород на классификационных диаграммах.*
*Условные обозначения: 1 – RFA «ИГЕМ-Аналитика»; 2 – анализы литературных источников. /*
*Fig. 3. Composition of rocks on the classificational diagrams.*
*Legend: 1 – XRF analysis from CCU; 2 – analysis from literature.*

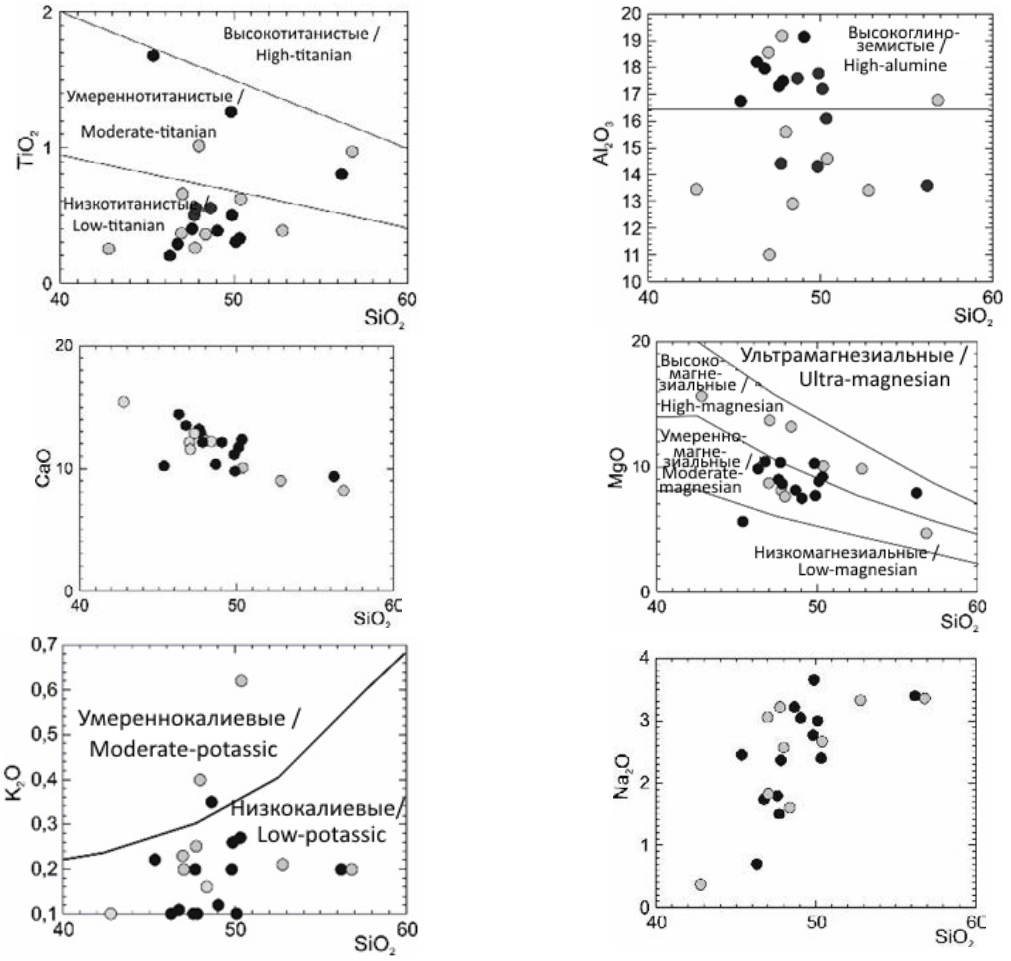



*Рис. 4. Диаграммы концентраций петрогенных компонентов (в мас. %). /*
*Fig. 4. Diagrames of petrogenic components concentration (in wt. %)*

диаграмме Sm/Yb-La/Sm ФТС группируются вдоль тренда плавления шпинелевых перидотитов [Школьник и др., 2009]. Степень плавления составляет 7-15%.Ni/Co отношение в габброидах= 3,3-7,2 ($\Sigma$/n =4,5), а для мантийных выплавок этот показатель в пределах 2,5-5,0.

Редкоземельные элементы (табл. 1, 2), нормированные по хондриту [Sun, McDonough,1989], образуют спектр линий, подобных*N-MORB*, но с более низкими концентрациями. На профилях габбро заметна слабо выраженная положительная аномалия европия (рис. 6). $La_н/Yb_н$ отношение (показатель степени фракционирования *REE)* варьирует от 0,57 до 0,92; $La_н/Sm_н$ – в пределах0,57-0,96; $Gd_н/Yb_н$ – 0,9-0,99. Величина *Eu/Eu** где ($Eu^*= (Sm_н+Gd_н)/2$) составляет 1,27-2,65. Известно, что отклонение нормированного по хондриту содержания Eu в конкретном образце от ожидаемого, вычисляемого интерполяцией нормированных содержаний соседних РЗЭ (*Sm* и *Gd*), связано с различиями в поведении в геологических процессах атомов *Eu* с разной валентностью. Мера обеднения или обогащения *Eu* выражается отношением *Eu/Eu**. Значения отношения *Eu/Eu** < 0,95 указывают на обеднение, а *Eu/Eu**> 1,05 – на обогащение европием. Считается, что отрицательная *Eu* аномалия, как правило, характерна для верхней континентальной коры, а положительная – для нижней коры и верхней мантии [Тейлор, Мак-Леннон, 1988].

*Рис. 5-1. La/10 – Y/15 –Nb/8*

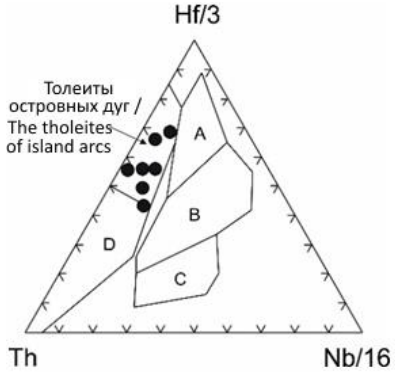



*Рис. 5-2. Th- Hf/3 – Nb/16*

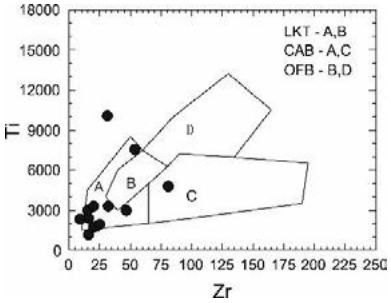



*Рис. 5-3. Ti– Zr*

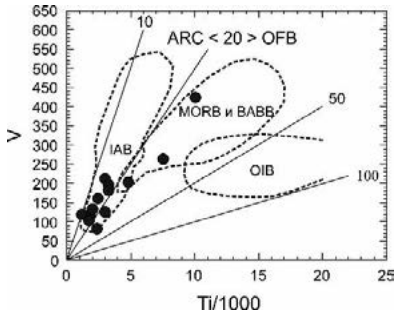
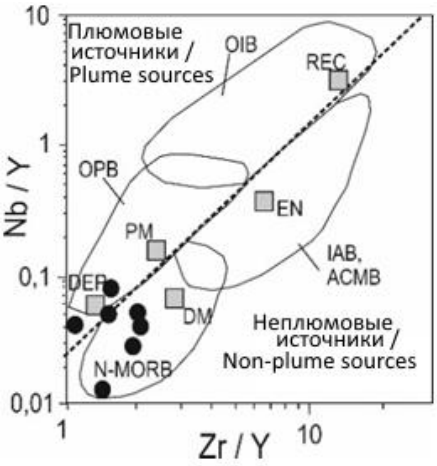



*Рис. 5-4.V – Ti/1000*



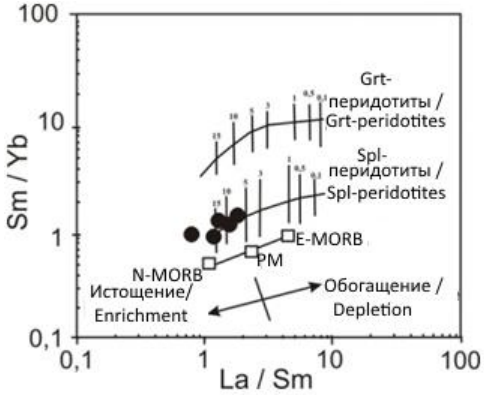




*Рис. 5. Составы габброидов на петрогенетических и дискриминационных диаграммах. / Fig. 5. The compositions of gabbros nitrogenetics and discriminatory diagrams.*

Eu-аномалия довольно часто встречается в минералах – в плагиоклазах она положительная, в других породообразующих минералах, а также в породах, как правило, наблюдается отрицательная Eu-аномалия. $Eu^{2+}$ является высоко совместимым катионом по отношению к плагиоклазу, а его вхождение в плагиоклаз на место Ca, помимо близости ионного радиуса $Eu^{2+}$и размера позиции, облегчается совместным изоморфизмом (камуфлированием) со $Sr^{2+}$. Поэтому для пород со значительным количеством плагиоклаза (лейкогаббро, анортозиты) характерна положительная Eu-аномалия. $\sum REE$ г/т: в габбро = 10,5-21,5$^{\Sigma}$/n16,3; в габбро – пегматите 30,8-40,6$^{\Sigma}$/n=35,7.

*Таблица 1. / Table 1.*

**Результаты RFA габброидов и габбро-пегматитов архызского комплекса (оксиды в масс.%; элементывг/т). / RFA results for gabbroids and gabbro-pegmatites of the Arkhyz complex (oxides, wt. %; elements, g/t).**

| | 35/18 | 36/18 | 37/18 | 38/18 | 40/18 | 41/18 | 42/18 | 43/18 | 44/18 | 54/18 | 55/18 | 56/18 | 58/18 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 50,05 | 47,61 | 56,16 | 47,74 | 46,30 | 49,83 | 46,76 | 45,36 | 49,89 | 49,06 | 47,84 | 48,65 | 50,34 |
| $TiO_2$ | 0,31 | 0,40 | 0,78 | 0,46 | 0,24 | 1,26 | 0,29 | 1,68 | 0,50 | 0,39 | 0,55 | 0,55 | 0,33 |
| $Al_2O_3$ | 17,15 | 17,30 | 13,58 | 14,43 | 18,16 | 14,30 | 17,95 | 16,73 | 17,79 | 19,14 | 17,49 | 17,60 | 16,10 |
| $Fe_2O_3$ | 5,74 | 7,22 | 6,62 | 9,09 | 6,55 | 7,97 | 6,19 | 13,85 | 7,49 | 5,64 | 7,95 | 8,10 | 6,50 |
| MnO | 0,12 | 0,13 | 0,12 | 0,16 | 0,13 | 0,13 | 0,11 | 0,14 | 0,15 | 0,10 | 0,14 | 0,14 | 0,13 |
| MgO | 8,80 | 9,04 | 7,91 | 10,34 | 9,84 | 10,25 | 10,37 | 5,59 | 7,65 | 7,46 | 8,61 | 8,09 | 9,21 |
| CaO | 11,68 | 13,20 | 9,25 | 12,78 | 14,42 | 11,09 | 13,45 | 10,19 | 9,72 | 12,15 | 12,13 | 10,33 | 12,30 |
| $Na_2O$ | 3,04 | 1,80 | 3,36 | 1,47 | 0,66 | 2,76 | 1,74 | 2,45 | 3,66 | 3,04 | 2,37 | 3,21 | 2,39 |
| $K_2O$ | 0,12 | 0,09 | 0,16 | 0,20 | 0,05 | 0,20 | 0,11 | 0,22 | 0,26 | 0,12 | 0,10 | 0,35 | 0,27 |
| $P_2O_5$ | 0,03 | 0,02 | 0,07 | 0,02 | 0,02 | 0,12 | 0,03 | 0,04 | 0,05 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,02 |
| ппп | 2,76 | 3,02 | 1,81 | 3,15 | 3,49 | 1,86 | 2,81 | 3,58 | 2,68 | 2,73 | 2,60 | 2,73 | 2,22 |
| Сумма / Sum | 99,8 | 99,83 | 99,82 | 99,84 | 99,86 | 99,77 | 99,81 | 99,83 | 99,84 | 99,84 | 99,81 | 99,79 | 99,81 |
| Cr | 555 | 100 | 340 | 195 | 155 | 483 | 386 | 44 | 102 | 322 | 295 | 359 | 522 |
| V | 119 | 160 | 204 | 213 | 120 | 264 | 103 | 424 | 127 | 82 | 195 | 181 | 134 |
| Co | 26 | 30 | 24 | 36 | 30 | 34 | 32 | 46 | 32 | 21 | 33 | 28 | 25 |
| Ni | 141 | 130 | 105 | 122 | 165 | 202 | 211 | 28 | 62 | 153 | 113 | 115 | 164 |
| Cu | <10 | 173 | 29 | 65 | 113 | <10 | 79 | 64 | 74 | 55 | 88 | 37 | <10 |
| Zn | 40 | 46 | 48 | 52 | 48 | 47 | 38 | 60 | 50 | 40 | 52 | 56 | 46 |
| Pb | <10 | <10 | 12 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | 81 | <10 | <10 |
| Rb | <10 | <10 | <10 | <10 | <10 | 10 | <10 | 10 | 11 | <10 | <10 | 15 | 11 |
| Sr | 206 | 205 | 144 | 188 | 180 | 195 | 189 | 242 | 208 | 253 | 232 | 226 | 190 |
| Ba | 61 | 58 | 69 | 96 | 51 | 94 | 22 | 55 | 197 | 63 | 58 | 106 | 96 |
| Nb | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 |
| Zr | 23 | 16 | 81 | 15 | 16 | 54 | 20 | 31 | 47 | 9 | 20 | 32 | 25 |
| Y | 14 | 12 | 23 | 11 | 7 | 33 | 7 | 21 | 18 | 9 | 13 | 17 | 12 |

Примечание: р. Большой Зеленчук: 35, 36, 38, 40, 42, 43, 44/18 – габбро; 37, 41/18 – габбро-пегматит; р. Теберда 54, 55, 56, 58/18 – габбро. / Note: river Bol'shoi Zelenchuk: 35, 36, 38, 40, 42, 43, 44/18 – gabbro; 37, 41/18 – gabbro-pegmatite; river Teberda 54, 55, 56, 58/18 – gabbro.

*Таблица 2. / Table 2.*

**Результаты ICP-MS анализа габброидов и габбро-пегматитов архызского комплекса. / Results of ICP-MS analysis of gabbroids and gabbro-pegmatites of the Arkhyz complex.**

| Элементы В г/т / Elements. g/t | Номера проб / Sample numbers | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | **35/18** | **37/18** | **38/18** | **41/18** | **43/18** | **54/18** | **56/18** |
| Li | 8,1 | 6,5 | 10,2 | 2,9 | 12,5 | 9,0 | 9,2 |
| Be | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,2 | 0,3 | 0,2 | 0,2 |
| Sc | 48,9 | 51,5 | 60,6 | 62,3 | 49,2 | 36,2 | 44,9 |
| Ti | 2290 | 5482 | 3103 | 8368 | 11560 | 2783 | 3790 |
| V | 189,4 | 292,8 | 333,0 | 363,2 | 640,6 | 121,3 | 262,1 |
| Cr | 561,5 | 357,2 | 181,6 | 502,4 | 46,4 | 324,2 | 323,0 |
| Mn | 1060 | 1033 | 1407 | 1123 | 1179 | 879 | 1163 |
| Co | 34,1 | 32,1 | 47,0 | 40,7 | 40,7 | 27,4 | 31,4 |
| Ni | 152,0 | 114,3 | 117,5 | 200,0 | 27,0 | 152,9 | 106,7 |
| Cu | 11,6 | 31,8 | 66,5 | 19,3 | 69,2 | 54,6 | 38,6 |
| Zn | 43,4 | 54,1 | 54,0 | 57,3 | 69,4 | 38,9 | 61,5 |
| Rb | 3,2 | 3,1 | 4,5 | 5,2 | 4,8 | 3,3 | 9,7 |
| Sr | 263 | 170 | 221 | 223 | 269 | 309 | 262 |
| Y | 10,0 | 16,9 | 8,9 | 24,6 | 12,4 | 5,8 | 11,2 |
| Zr | 19,4 | 24,6 | 12,4 | 25,7 | 25,4 | 8,7 | 24,0 |
| Nb | 0,3 | 1,0 | 0,1 | 1,2 | 0,6 | 0,5 | 0,6 |
| Mo | 1,0 | 1,0 | 0,6 | 0,7 | 1,1 | 2,7 | 1,5 |
| Ag | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 |
| Cd | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,2 |
| Cs | 0,1 | 0,2 | 0,3 | 0,1 | 0,3 | 0,1 | 0,3 |
| Ba | 45,2 | 55,3 | 71,7 | 97,6 | 44,0 | 48,5 | 71,7 |
| La | 1,1 | 2,8 | 0,8 | 3,1 | 1,5 | 0,9 | 1,5 |
| Ce | 3,4 | 7,3 | 2,3 | 8,8 | 4,3 | 2,2 | 4,7 |
| Pr | 0,5 | 1,1 | 0,4 | 1,4 | 0,7 | 0,3 | 0,7 |
| Nd | 3,1 | 5,8 | 2,3 | 7,8 | 4,3 | 1,9 | 4,1 |
| Sm | 1,1 | 2,0 | 0,9 | 2,8 | 1,5 | 0,6 | 1,3 |
| Eu | 0,5 | 0,8 | 0,5 | 0,9 | 0,7 | 0,6 | 0,6 |
| Gd | 1,3 | 2,4 | 1,1 | 3,4 | 1,8 | 0,8 | 1,6 |
| Tb | 0,3 | 0,5 | 0,3 | 0,7 | 0,4 | 0,2 | 0,3 |
| Dy | 1,8 | 3,1 | 1,6 | 4,6 | 2,5 | 1,1 | 2,1 |
| Ho | 0,4 | 0,7 | 0,4 | 1,0 | 0,5 | 0,3 | 0,5 |
| Er | 1,2 | 2,0 | 1,1 | 2,8 | 1,6 | 0,7 | 1,4 |
| Tm | 0,2 | 0,3 | 0,2 | 0,4 | 0,2 | 0,1 | 0,2 |
| Yb | 1,1 | 1,8 | 1,0 | 2,5 | 1,5 | 0,7 | 1,4 |
| Lu | 0,2 | 0,3 | 0,2 | 0,4 | 0,2 | 0,1 | 0,2 |
| Hf | 0,7 | 1,0 | 0,4 | 1,1 | 0,9 | 0,3 | 0,9 |
| Ta | 0,1 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,2 | 0,1 |
| W | 0,5 | 0,9 | 0,4 | 0,6 | 0,5 | 1,0 | 0,7 |
| Pb | 9,9 | 18,2 | 9,0 | 9,5 | 23,2 | 17,3 | 17,3 |
| Th | 0,1 | 0,2 | 0,1 | 0,3 | 0,1 | 0,0 | 0,2 |
| U | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,1 |
| ∑REE | 16,1 | 30,8 | 12,9 | 40,6 | 21,5 | 10,5 | 20,7 |

Концентрации несовместимых элементов, нормированные по *N-MORB* [Sun, McDonough, 1989], образуют спектр криволинейных линий, располагающихся вдоль профиля *N-MORB*. В габбро отмечаются: незначительное повышение содержаний гидромагматофильных, крупноионных элементов *Rb, Ba, K, Sr* и отрицательные аномалии высокозарядных элементов *Nb, P, Zr* и *Hf* – элемента индикатора участия субдукционного осадка в магмагенезисе [Мартынов, 2010].Аналогичная картина, за исключением фосфора, повторяется и в габбро-пегматитах. Для уточнения геохимической специализации пород АГГК составлены ранжированные ряды кларков концентрации (*Кк>1,1*) и они имеют следующий вид: габбро $Pb_{2,5}Ag_{2,0}\mathbf{Sc_{1,6}Ni_{1,4}Cr_{1,3}Co_{1,0}}(Cu_{0,5})$; габбро-пегматиты – $Pb_{2,3}Ag_{2,0}\mathbf{Sc_{1,9}Ni_{1,9}Cr_{1,8}Co_{1,0}}(Cu_{0,3})$. Их сравнение с породами близкого петрогеохимического типа, двенадцати геодинамических обстановок [Гусев и др., 1999] показывает, что они наиболее близки с породами юных островных дуг ($Cr_{1,5}Sc_{1,5}Co_{1,3}Ni_{1,2}Cu_{1,1}$) и в меньшей степени с породами задуговых котловин ($Co_{1.6}Ni_{1.4}$). Геохимическая специализация подобных объектов халькофильно – сидерофильная. Для оценки рудогенерирующей способности пород АГГК рассчитаны коэффициенты накопления (Кн) рудных и редких элементов как отношение средних содержаний в последующей фазе (габбро-пегматит) к предыдущей (габбро). Известно, что величина этого коэффициента отражает такую важную особенность, как преобладающее рассеивание этих элементов в кристаллических решетках минералов ранних этапов кристаллизации (Кн<1), или их отторжение и накопление в продуктах поздних этапов (Кн>1) [Ляхович, 1983].На основании полученных Кн предполагается, что в процессе кристаллизации и эмманационной дифференсации расплава в заключительной стадии формирования магматических тел происходит накопление $Zr_{3,0}Nb_{2,8}Th_{2,5}Y_{1,9}Hf_{1,6}Cd_{1,5}Ti_{1,5}Cr_{1,4}Ni_{1,4}W_{1,2}Sc_{1,2}V_{1,2}Ba_{1,1}$. Сопутствующее оруденение, связанное с АГГК, подразделяется на образования магматической и постмагматической стадий. К первому типу относятся мелкие тела неправильной формыс повышенным содержанием рудных компонентов (титаномагнетит + лейкоксен + сфен 20-30%), описываемые (располагающиеся) вблизи лежачих контактов интрузивов, а также титанмагнетитовые и магнетитовые метасоматиты с корундом, диаспором и шпинелью, на контакте с ультрабазитами. Вторые представлены карбонатными прожилками с пиритом, халькопиритом и медной зеленью и обогащенными ими зонами мощностью до 1-3 м и протяженностью до100–200 м в массивах габбро и прожилками ювелирно-поделочных минералов (ксонотлит, пектолит) вблизи контактов с ультрабазитами [Каденский, 1956; Хаин, 1984].

## Результаты работы

Изученные среднеордовикские габброиды из Структурно-формационной зоны Передового хребта (СФЗ ПХ) высокоглиноземистые, низкотитанистые, умеренномагнезиальные, низкокалиевые породы, с натровым типом щелочности. Они являются производными расплава образовавшегося при 7-15% плавлении деплетированных шпинелевых перидотитов. Несовместимые элементы и *REE,* нормированные по *N-MORB* и хондриту [Sun, McDonough, 1989], образуют спектры линий подобных *N-MORB,* но в целом с существенно более низкими концентрациями большинства элементов. $\sum REE$ в габбро =10,5-21,5 г/т. На профилях *REE* заметна слабо выраженная положительная аномалия европия *Eu/Eu** 1,27-2,65, что в совокупности с положительной аномалией Sr допускает изначальную аккумуляцию плагиоклаза в исходном расплаве.

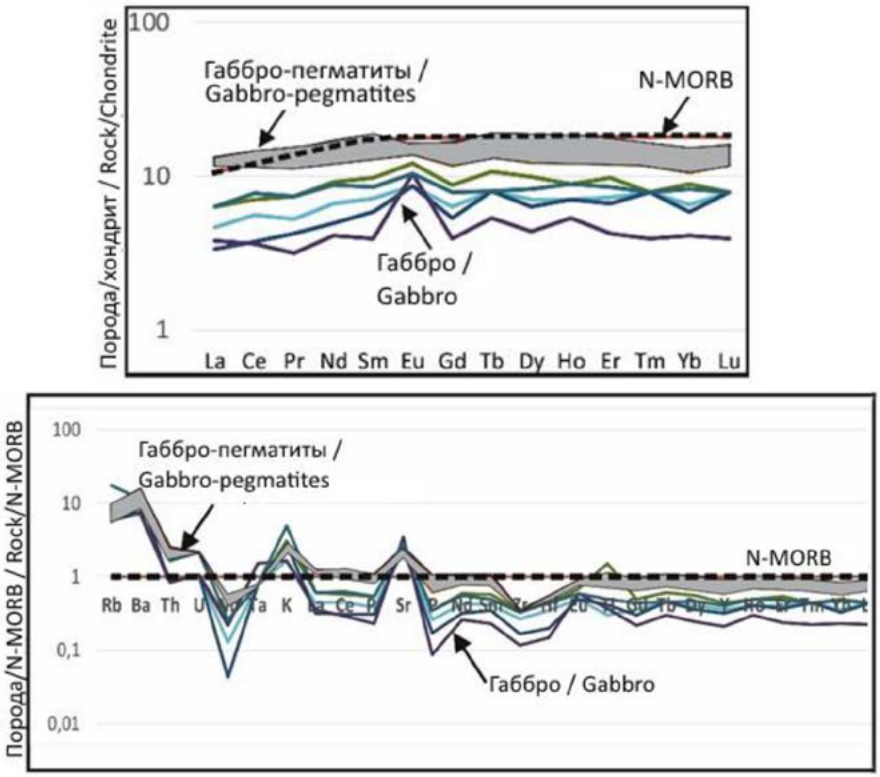



*Рис. 6. Составы габброидов на спайдер диаграммах.*
*Концентрации REEнормированные к хондриту, концентраций несовместимых элементов, нормированные к N-MORB, по [Sun, McDonough, 1989].*
*Fig. 6. Composition ofgabbro on the spaider-diagrames.*
*Contents of REE were normalaized to chondrite; contents of incompatible elements were normalaized to N-MORB, acording [Sun, McDonough, 1989].*

Также отмечается незначительное повышение содержаний гидромагматофильных, крупноионных элементов *Rb, Ba, K, Sr* – индикаторов флюидного субдукционного компонента и отрицательные аномалии высокозарядных элементов *Nb, P, Zr, Hf.* Анализ петрогенетических диаграмм показал, что ФТС АГГК группируются в полях островодужныхтолеитов. Их сравнение с породами близкого петрогеохимического типа [Гусев и др., 1999] показывает, что они наиболее близки с породами юных островных дуг. Геохимическая специализация халькофильно – сидерофильная. Сопутствующее оруденение, связанное с АГГК, подразделяется на образования магматической стадии –титан магнетитовые и магнетитовые рудные концентрации и постмагматической стадии –карбонатные прожилки с пиритом, халькопиритом и медной зеленью.

Рассмотрим полученные результаты с нескольких позиций: **1** – ассоциация пород и ее геологическая интерпретация; **2** – сравнение геохимических данных с породами близкого петрохимического состава. (**1**) Считается, что архызский габбро – габбро-диоритовый плутонический комплекс, совместно с ультрабазитами и вулканитами Карабекской свиты, является составной частью офиолитовой ассоциации Марухского покрова надвинутого на позднедевонские и раннекаменноугольные образования [Семенуха и др., 2009; Хаин, 1984]. Известно, что офиолитовая ассоциация – это комплекс пород, состоящий сверху вниз из: кремнистых осадочных пород,

базальтов, габбро и гипербазитов. Считается, что они являются древним аналогом океанической коры и обычно приурочены к шовным зонам (сутурам) складчатых поясов. Однако в 70-х годах прошлого столетия было отмечено наличие надсубдукционных геохимических характеристик у базитов, наиболее представительных и изученных офиолитовых комплексов. Их несоответствие срединно-океаническим базальтам послужило основанием для выделения специфических супрасубдукционных внутриокеанических обстановок [Pearce et al., 1984]. Наиболее ярким индикатором таких обстановок является наличие бонинитов [Скляров и др., 2016]. Отметим, что шлиры оливинового габбро, описанные вблизи лежачего контакта Зеленчукского массива, с содержанием MgO, $TiO_2$, $K_2O$, (15,61; 0,25; 0,1 соответственно) [Каденский, 1956] близки к габброидам бонинитовому типу, а вулканиты Карабекской свиты нами еще не изучены. Однако основная часть изученных массивов сложена высокоглиноземистыми, низкотитанистыми габброидами известково-щелочного типа, с меньшим содержанием MgO, и они близки к породам юных островных дуг. По-видимому, аллохтонная структура, известная как «Марухский покров», образована в результате серии надвигов, в которых участвуют разновозрастные образования, в том числе литосферной мантии и юной островной дуги.

**(2)** – Сравнение геохимических данных (LILE, HFSE, REE) АГГК с породами близкого петрохимического состава показывает, что они вполне сопоставимы с раннеальпийскими, вулканитами фиагдонского комплекса Северной Осетии [Газеев и др., 2014] и раннепалеозойскими эклогитами Большого Кавказа. Общей их характеристикой является присутствие в аллохтонных структурах. С другой стороны, их сравнение с силурийскими габбро-диоритами верховьев реки Кубань [Газееви др., 2020], расположенными на одной широте, (восточнее в ~20 км), показывает значительные различия состава мантийного источника по содержанию LILE и REE. В одном случае – это деплетированная мантия, в другом случае – метасоматизированная мантия. Это свидетельствует о том, что изначально объекты находились на значительном удалении (сотни километров) друг от друга. Причины мантийного метасоматоза в районе южной окраины Скифской плиты, на наш взгляд, могут быть связаны с влиянием древней (докембрийской) Транскавказской поперечной структуры [Шолпо, 1978], и флюидами погружающегося палеозойского слэба. Следы слэба в виде адакитов обнаружены в неген – четвертичных вулканитах [Газеев и др., 2018] и, по нашим новым находкам, в позднепермских образованиях СФЗ ПХ. Большой Кавказ уникальный объект с непрерывной магматической историей. Разнообразные по составу вулканиты и разноглубинные интрузивы, часто сопровождаемые оруденением, представлены во всех возрастных срезах от раннего палеозоя до голоцена. Очевидно, что их изучение на основе геохимии редких и редкоземельных элементов ответит на многие вопросы геодинамической истории региона.

## Выводы

Изучены петрохимические и геохимические особенности среднеордовикских габброидов, распространенных в пределах Марухского аллохтона в СФЗ ПХ БК. Доказано, что эти высокоглиноземистые, низкотитанистые, умеренномагнезиальные, низкокалиевые породы с натровым типом щелочности, являются производными расплава, образовавшегося при плавлении деплетированных шпинелевых перидотитов. На основании положительных аномалий европия *Eu/Eu** 1,27-2,65 и Srпредполагается, что в расплаве, из которого кристаллизовались габброиды,

имела место предварительная аккумуляция плагиоклаза. Установлено, что породы АГГК близки столеитовыми образованиями юных островных дуг и характеризуются незначительно повышенными содержаниями гидромагматофильных, крупноионных элементов – *Rb, Ba, K, Sr*и отрицательными аномалиями высокозарядных элементов – *Nb, P, Zr, Hf.* Сопутствующее габброидам оруденение подразделяется на образования магматической стадии – титанмагнетитовые и магнетитовые рудные концентрации и постмагматической стадии – карбонатные прожилки с пиритом, халькопиритом. По совокупности полученных результатов предполагается, что аллохтонная структура, известная как «Марухский покров» Передового хребта, не является классической офиолитовой ассоциацией и, что она сформирована в результате серии надвигов, в которых участвуют образования литосферной мантии и юной островной дуги.

## Литература

1. Ажгирей Г.Д., Баранов Г.И., Кропачев С.М., и др. Геология Большого Кавказа. – М.: Недра, 1976. – 248с.

2. Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Гольцман Ю.В. и др. Фиагдонский эффузивно – силловый комплекс (республика Северная Осетия – Алания, Россия): геохимия, геодинамическая обстановка формирования, проблемы рудоносности. // Вестник ВНЦ РАН. – 2014. – №2. – С. 21-33.

3. Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Гольцман Ю.В., и др. Вулканиты с характеристиками адакитов из верхнеплиоценовых разрезов Терско – Каспийского краевого прогиба. // Геология и геофизика Юга России. – 2018. – №3. – С. 17-31.

4. Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Герасимов В.Ю. Догерцинские габбро-диориты верховьев реки Кубань (Северный Кавказ): геодинамическая типизация, геохимия и минерагения. // Геология и геофизика Юга России. – 2020. – №1. – С. 6-20.

5. Гусев Г.С., Кудрявцев Ю.К., Гущин А.В. и др. Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. – 514с.

6. Каденский А.А. Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. – Л.: Изд. АН. СССР, 1956. – 278с.

7. Ляхович В.В. Факторы рудогенерирующей способности гранитоидов. – М.: Наука, 1983. – 239с.

8. Мартынов И.А. Основы магматической геохимии. // Владивосток. Дальнаука. – 2010. – 215с.

9. Михеев Г.А., Потапенко А.Я. Некоторые итоги изучения магматической деятельности на Северном Кавказе. // Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. XIII. Ставропольское книжное издание. – 1992. – С. 13-19.

10. Никишин А.М., Фокин П.А., Тихомиров П.Л. и др. 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. – М.: ГЕОКАРТ ГЕОС, 2005. – 349с.

11. Семенуха И.Н., Черных В.И., Соколов М.Г. и др. Объяснительная записка, листы K-37-VI, K-37-XI (Карачаевск), серия кавказская, второе издание. – СПб.:ВСЕГЕИ,2009. – 204с.

12. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных – М.: Центр «Интеграция»,2001. – 273с.

13. Скляров Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б. и др. Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезизабонинитов. // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. №1. – С. 163-180.

14. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора ее состав и эволюция. – М.: Изд. «Мир», 1988. – 364с.

15. Хаин Е. В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. // М. Изд. «Наука». 1984. 89 с.

16. Хильтов Ю. Н. Геология и петрология Архызского интрузивного комплекса (Северный Кавказ). // М.: Изд. АН. СССР. 1959. 143 с.

17. Школьник С. И., Резницкий Л. З. и др. Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканитов Тункинского террейна (Байкало-Хубсугульский регион). // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. №9. – С. 1013-1024.

18. Шолпо В. В. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. – М.: Недра, 1976. – 159с.

19. Adamia Sh., Chabukiani A., Chkhotua T., Sadradze N., Zakaraia D., Zakariadze G. Geological map of the Caucasus. – 2010. Scale 1:1000000.

20. Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: unoutil pour ladiscrimination des series volcaniques et lamise en evidence des processus de mélange et/oucontaminationcrustale. // C. R. Acad. Sci. Ser. II. – 1989. – Vol. 309. – pp. 2023-2029.

21. Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes. // Lithos. – 2005. – Vol. 79. – pp. 491-504.

22. Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. // Earth Planet. Sci. Lett. – 1973. – Vol. 19. – pp. 290-300.

23. Pearce J. A., Lippard S. J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. // Geol. Soc. London, Spec. Publ. – 1984. – Vol. 16. – pp. 74-94.

24. Shervais J. W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. // Earth Planet. Sci. Lett. – 1982. – Vol. 59. – pp. 101-118.

25. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. // Geol. Spec. Publ. – 1989. – No. 42. – pp. 313-345.

26. Wood D. A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. // Earth Planet. Sci. Lett. – 1980. – Vol. 50. – pp. 11-30.

## References

1. Azhgirei G. D., Baranov G. I., Kropachev S. M. et al. Geology of the Greater Caucasus. Moscow. Nedra, 1976. 248 p. (In Russ.)

2. Gazeev V. M., Gurbanov A. G., Gol'tsmanYu. V. et al. Fiagdon effusive-sill complex (Republic of North Ossetia-Alania, Russia): geochemistry, geodynamic setting of formation, problems of ore content. Bulletin of VSC RAS. 2014. No. 2. pp. 21-33. (In Russ.)

3. Gazeev V. M., Gurbanov A. G., Golt'smanYu. V. et al. Volcanics with characteristics of adakites from the Upper Pliocene sections of the Tersk-Caspian foredeep. Geology and Geophysics of Russian South. 2018. No. 3. pp. 17-31. (In Russ.)

4. Gazeyev V. M., Gurbanov A. G., Gerasimov V. Yu. Pre-Hercyniangabbro-diorites of the upper reaches of the Kuban River (North Caucasus): geodynamic typification, geochemistry and minerageny. Geology and Geophysics of Russian South. 2020. No. 1. pp. 6-20. (In Russ.)

5. Gusev G. S., Kudryavtsev Yu. K., Gushchin A. V. et al. Geochemical and metallogenic specialization of structural-material complexes. St. Petersburg, VSEGEI, 1999. 514 p. (In Russ.)

6. Kadenskii A. A. Magmatic geology of the Northwest Caucasus Peredovoi ridge. Leningrad. Published by USSR Academy of Sciences, 1956.278 p. (In Russ.)

7. Lyakhovich V. V. Factors of ore-generating capacity of granitoids. Moscow. Nauka, 1983. 239 p. (In Russ.)

8. Martynov I. A. Fundamentals of magmatic geochemistry. Vladivostok. Dalnauka, 2010. 215 p. (In Russ.)

9. Mikheev G. A., Potapenko A. Ya. Some results of the study of magmatic activity in the North Caucasus. In: Proceedings on geology and minerals of the North Caucasus. Issue XIII. Stavropol book edition. 1992. pp. 13-19. (In Russ.)

10. Nikishin A. M., Fokin P. A., Tikhomirov P. L. et al. 400 million years of geological history of the southern part of Eastern Europe. Moscow. GEOKART GEOS, 2005. 349 p. (In Russ.)

11. Semenukha I. N., Chernykh V. I., Sokolov M. G. et al. Explanatory note, sheets K-37-VI, K-37-XI (Karachaevsk), Caucasian series, second edition. Saint Petersburg. VSEGEI, 2009. 204 p. (In Russ.)

12. Sklyarov E. V., Gladkochub D. P., Donskaya T. V. et al. Interpretation of geochemical data. Moscow. Center "Integratsiya", 2001. 273 p. (In Russ.)

13. Sklyarov E. V., Kovach V. P., Kotov A. B. et al. Boninites and ophiolites: problems of their correlation and petrogenesis of boninites. Geology and Geophysics. 2016. Vol. 57. No. 1. pp. 163-180. (In Russ.)

14. Taylor S. R., McLennan S. M. Continental crust, its composition and evolution. Moscow. Mir, 1988. 364 p. (In Russ.)

15. Khain E. V. Ophiolites and the Hercynian cover structure of the Peredovoy Range of the North Caucasus. Moscow. Nauka. 1984. 89 p. (In Russ.)

16. Khil'tov Yu. N. Geology and petrology of the Arkhyz intrusive complex (North Caucasus). Moscow. Published by USSR Academy of Sciences, 1959. 143 p. (In Russ.)

17. Shkol'nik S. I., Reznitskii L. Z., Belichenko V. G., Barash I. G. Geochemistry, questions of petrogenesis and geodynamic typification of metavolcanic rocks of the Tunkinskterrane (Baikal-Khubsugul region). Geology and geophysics. 2009. Vol. 50. No. 9. pp. 1013-1024. (In Russ.)

18. Sholpo V. V. Alpine geodynamics of the Greater Caucasus. Moscow. Nedra, 1976. 159 p. (In Russ.)

19. Adamia Sh., Chabukiani A., Chkhotua T., Sadradze N., Zakaraia D., Zakariadze G. Geological map of the Caucasus. 2010. Scale 1:1000000.

20. Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: unoutil pour ladiscrimination des series volcaniques et lamise en evidence des processus de mélange et/oucontaminationcrustale. C. R. Acad. Sci. Ser. II. 1989. Vol. 309. pp. 2023-2029.

21. Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes. Lithos. 2005. Vol. 79. pp. 491-504.

22. Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 19. pp. 290-300.

23. Pearce J. A., Lippard S. J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1984. Vol. 16. pp. 74-94.

24. Shervais J. W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 59. pp. 101-118.

25. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Geol. Spec. Publ. 1989. No. 42. pp. 313-345.

26. Wood D. A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 50. pp. 11-30.