



## ОБЩАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 552.323.5

DOI: [10.46698/VNC.2023.29.60.001](https://doi.org/10.46698/VNC.2023.29.60.001)

Оригинальная статья

# Ранне-среднедевонские вулканогенные породы из районов колчеданных месторождений Передового хребта Большого Кавказа: геодинамическая типизация и минерагения

В.М. Газеев <sup>1, 2</sup>, А.Г. Гурбанов <sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии  
Российской академии наук, Россия, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35,  
e-mail: gurbanov@igem.ru;

<sup>2</sup>Владикавказский научный центр Российской академии наук, Россия, 363110,  
РСО-Алания, Пригородный район, с. Михайловское, ул. Вильямса, 1,  
e-mail: gazeev@igem.ru

Статья поступила: 24.01.2023, доработана: 21.02.2023, одобрена в печать: 01.03.2023

**Резюме: Актуальность работы.** В южной части Скифской плиты, в структурно-формационной зоне (СФЗ) Передового хребта (ПХ) Большого Кавказа (БК), известны ранне-среднедевонские вулканические образования, с которыми ассоциируют колчеданные месторождения Урупского района, а также месторождения Бесскесское, Быковское, Даутское, Худесское и многочисленные рудопроявления. Петролого-геохимические исследования девонских вулканитов позволяют уточнить особенности геодинамического развития БК в это время. **Целью исследования** является расшифровка геодинамической позиции вулканических пород раннего и среднего девона ПХ БК и уточнение их минерагенической специализации. **Методы.** Объектом исследований выбраны эффузивные породы Даутской и Кызылкольской свит, распространенные в зоне ПХ БК, в пределах Кызылкольского тектонического покрова, в междуречье рек Большая Лаба, Маруха, Кубань, Малка. **Результаты исследования.** Установлено, что вулканогенные породы Кызылкольской свиты – базальты, андезиты, дациты, риолиты являются известково-щелочными образованиями. Вулканиды Даутской свиты (базальты, андезибазальты, риолиты) – породы толеитовой серии. Показано, что среди вулканитов основного состава присутствуют две разновидности базальтов *Na* и *K-Na*. Предполагается, что наблюдаемые различия базальтов связаны с разной степенью плавления исходных «шпинелевых» перидотитов и разной степенью зараженности их субдукционной компонентой. Вулканиды кислого состава (риолиты, дациты) высокоглиноземистые образования с *K-Na* и *Na* типом щелочности ( $Na_2O/K_2O=1,5-121$ ). По петрохимическим показателям риолиты близки к гранитам толеитового ряда и гранитам *M-type*. Их тесная ассоциация с базальтами свидетельствует о том, что они являются дифференциатами основных толеитовых расплавов. Отмечено, что девонские колчеданные месторождения ПХ несут в себе промышленное оруденение *Cu*, *Zn*, *Au*, *Ag* платиноидов и других металлов. По структурно – генетическим признакам здесь выделяются два основных типа – «урупский» (*Cu-Zn*) и «худесский» (*Cu-Co*). Установлено, что в раннем – среднем девоне на северной окраине Палеотетиса в зоне БК имел место островодужный процесс, осложненный внутридуговым рифтингом.

**Ключевые слова:** петрография, геохимия, геодинамическая типизация, минерагения.

**Благодарности:** Работа выполнена в рамках Госзадания ИГЕМ РАН, рег. № 121041500222-4 и Госзадания КНИО ВНЦ РАН, рег. № АААА-А19-119040190054-8.

**Для цитирования:** Газеев В.М., Гурбанов А.Г. Ранне-среднедевонские вулканогенные породы из районов колчеданных месторождений Передового хребта Большого Кавказа: геодинамическая типизация и минерогения. Геология и геофизика Юга России. 2023. 13(1): 6-21. DOI: 10.46698/VNC.2023.29.60.001.

---

---

GENERAL AND REGIONAL GEOLOGY

---

---

DOI: [10.46698/VNC.2023.29.60.001](https://doi.org/10.46698/VNC.2023.29.60.001)

Original paper

## Early-Middle Devonian volcanic rocks from areas of massive sulfide deposits of the Front Range of the Greater Caucasus: geodynamic typification and minerageny

V.M. Gazeev<sup>1, 2</sup>, A.G. Gurbanov<sup>1, 2</sup>

<sup>1</sup>Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry, RAS, 35 Staromonetny Lane, Moscow 119017, Russian Federation, e-mail: gurbanov@igem.ru;

<sup>2</sup>Vladikavkaz Scientific Center, Russian Academy of Sciences, 1 Williams str., Prigorodny district, Mikhailovskoye village 363110, Russian Federation, e-mail: gazeev@igem.ru

Received: 24.01.2023, revised: 21.02.2023, accepted: 01.03.2023

**Abstract: Relevance.** In the southern part of the Scythian plate, in the structural-formational zone (SFZ) of the Peredovoi Ridge (PR) of the Greater Caucasus (GC), Early-Middle Devonian volcanic formations are known, with which pyrite deposits of the Urupsky region are associated, as well as deposits of Besskesskoe, Bykovskoe, Dautskoe, Khudesskoe and numerous ore manifestations. Petrological and geochemical studies of Devonian volcanics are necessary to clarify the features of the geodynamic development of the GC region during this period. **The aim of the study** is to decipher the geodynamic position of the Early and Middle Devonian volcanic rocks of the PR GC and to clarify their mineragenic specialization. **Methods.** The object of research is the effusive rocks of the Dautskaya and Kyzylkolskaya suites, which are common in the zone of the PR GC, within the Kyzylkolsky tectonic cover, in the interfluvium of the Bolshaya Laba, Marukha, Kuban, and Malka rivers. **Results.** It has been established that the volcanogenic rocks of the Kyzylkol suite – basalts, andesites, dacites, rhyolites – are calc-alkaline formations. Volcanites of the Dautskaya suite (basalts, andesite-basalts, rhyolites) are rocks of the tholeiitic series. It is shown that among the mafic volcanics there are two varieties of Na and K-Na basalts. It is assumed that the observed differences in basalts are associated with different degrees of melting of the original “spinel” peridotites and different degrees of contamination with the subduction component. Acid volcanites (rhyolites, dacites) are high-alumina formations with K-Na and Na alkalinity types ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.5-121$ ). In terms of petrochemical parameters, rhyolites are close to tholeiitic granites and M-type granites. Their close association with basalts indicates that they are differentiates of basic tholeiitic melts. It is noted that the Devonian pyrite deposits of PR contain industrial mineralization of Cu, Zn, Au, Ag, platinumoids and other metals. According to structural and genetic features, two main types are distinguished here – “Urupsky” (Cu-Zn) and “Khudessky” (Cu-Co). It has been established that in the Early – Middle Devonian on the northern margin of the Paleo-Tethys in the GC zone, an island-arc process, complicated by intra-arc rifting, took place.

**Keywords:** petrography, geochemistry, geodynamic typification, minerageny.

**Acknowledgments:** This work was conducted in the framework of budgetary funding of IGEN RAS reg. No. 121041500222-4 and KNIO VSC RAS reg. No. AAAA-A19-119040190054-8.

**For citation:** Gazeev V.M., Gurbanov A.G. Early-Middle Devonian volcanic rocks from areas of massive sulfide deposits of the Front Range of the Greater Caucasus: geodynamic typification and minerageny. *Geologiya i Geofizika Yuga Rossii = Geology and Geophysics of Russian South*. (in Russ.). 2023. 13(1): 6-21. DOI: 10.46698/VNC.2023.29.60.001.

## Введение

Петролого-геохимическое изучение вулканогенных пород, сформировавшихся в раннем-среднем девоне, распространенных в структурно-формационной зоне (СФЗ) Передового хребта (ПХ) Большого Кавказа (БК), является актуальной проблемой. Данные породы вмещают месторождения колчеданных руд Урупского района (Урупское, Власенчихинское, Первомайское, Скалистое), а также месторождения Бесскесское, Быковское, Даутское, Худесское, многочисленные рудопроявления и зоны пиритизации. Целью исследования является изучение вулканитов ранне-среднедевонского возраста, СФЗ ПХ БК в районах распространения колчеданных месторождений. Уточнение их геохимических особенностей и минерагенической специализации, а также геодинамической позиции. Объектами для исследования выбраны эффузивные породы Даутской и Кызылкольской свит, распространенных в пределах Кызылкольского тектонического покрова ПХ БК. Даутская свита (ДС) развита в Бесскесско-Кольтюбинской СФЗ, где залегает в основании разреза пород Урупской серии. В стратотипе, по р. Даут, нижняя часть разреза ДС (до 400 м) сложена эффузивами базальтового и андезитового составов, с прослоями туффитов и туфов. Верхняя часть ДС (до 700 м) имеет более разнообразный состав. Преобладают кислые эффузивы (риолиты, риодациты и их туфы), в меньших количествах присутствуют базальты, и туфы основного состава. На породах ДС согласно залегают филлиты, туфы, андезитовые порфириды и известняки Пцицерской свиты, а выше них туфы, песчаники, сланцы и известняки Семиродниковской свиты. В Урупском районе ДС представлена (снизу вверх): – лавами основного состава (более 200 м); толщей чередования базальтов с андезитами и дацитами (до 340 м); гематитизированными лавами основного состава (до 280 м); толщей чередования лав кислого и основного составов с туфами, яшмами и кремнистыми сланцами, (до 120 м). Общая мощность свиты более 1000 м. Во многих местах породы ДС претерпели зеленокаменное перерождение, в условиях альбит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев [Семенуха и др., 2009; Лупанова, 1975]. Кызылкольская свита (КС) распространена в Карджюрской СФЗ, где она залегает в основании разреза пород Карачаевской серии. В стратотипе свиты по рр. Чемарткол, Тохана, Кызылкол выделяют две ее части. Нижняя (до 1750 м), характеризуется преобладанием лав основного и реже среднего состава с прослоями яшм, алевролитов. Верхняя (до 1600 м) – образована лавами различного состава, переслаивающимися с пирокластическими и осадочными породами. На породах КС наращивая её разрез залегают туфы, аргиллиты, конгломераты, песчаники Эльмезтютюбинской свиты, а выше залегают осадочные породы Карджюрской свиты [Письменный и др., 2004]. Повсеместно нижняя граница ДС и КС тектоническая (рис. 1). Отмечается, что в верхней части разреза появляются базальтовые порфиры, обогащенные калием [Аджирей и др., 1976; Лупанова, 1975]. Возраст пород ДС и КС на основании находок радиолярий: и конодонтов: определяется как ранне – среднедевонский. Ряд исследователей нижний возрастной предел ДС опускают до позднего силура. Местами в разрезах ДС и КС присутствуют субвулканические тела основного, среднего и кисло-

го составов. Их внедрение происходило как во время накопления вулканогенных пород, так и после их окончательного формирования. Возрастное единство с эффузивами устанавливается на основании сходства составов и фактов перехода некоторых субвулканических тел в лавовые потоки. Среднепалеозойский возраст субвулканических пород устанавливается на основании перекрытия их фаунистически охарактеризованными образованиями эльмезтюбинской свиты [Письменный и др., 2004].

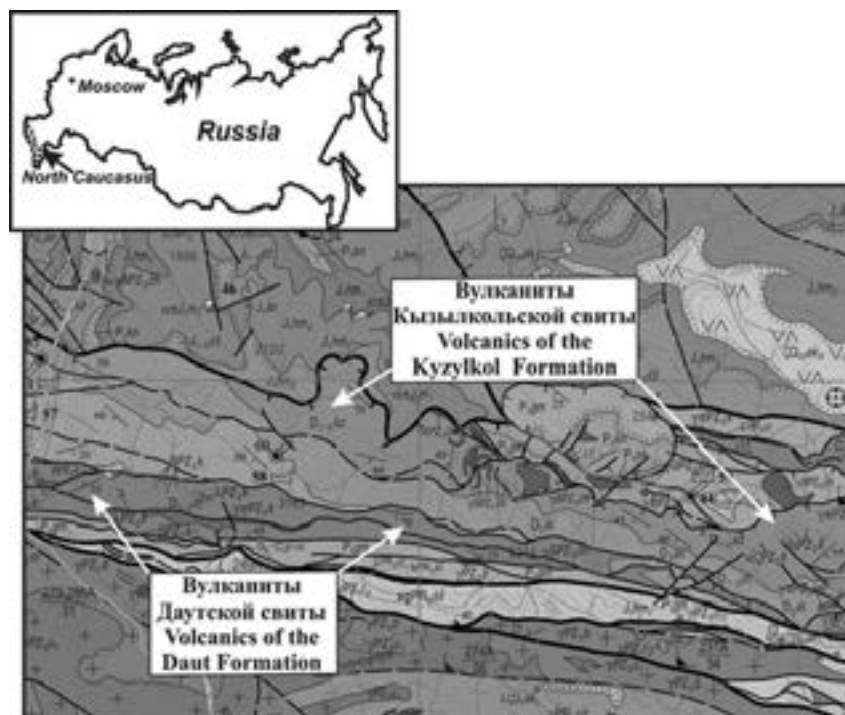


Рис. 1. Геологическая карта междуречья Кубани и Малки, на которой отмечены отложения Кызылкольской и Даутской свит (с использованием материалов ФГУГП «Кавказгеолсъемка», листы К-38-І, VII. 2004 г.) /

Fig. 1. Geological map of the interfluvium of Kuban and Malka, which shows the deposits of the Kyzylkol and Dautskaya suites (using materials of the FGUGP "Kavkazgeolsemka", sheets K-38-I, VII. 2004)

### Материал и методы его исследования

Изучена коллекция образцов, отобранная в 2017–2020 гг. при посещении разрезов ДС и КС по долинам рек Большая Лаба, Уруп, Маруха, Даут, Кубань, Малка, Кызылол, Шаукол. Аналитические данные получены в ЦКП «ИГЕМ–Аналитика» – рентгено-флюоресцентный анализ (XRF), спектрометр «Респект-100» (47 проб) и спектроскопия с индукционно-связанной плазмой (ICP-MS), масс-спектрометр X-Series II (40 проб). Контроль точности анализов осуществлялся российскими и международными стандартами. Силикатные анализы использованы по литературным данным [Скрипченко, 1966; Лупанова, 1975].

**Полученные результаты.** Согласно классификационной диаграмме  $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$  (рис. 2), фигуративные точки (ФТ) составов пород КС свиты приурочены к полям нормально и низко щелочных пород – от базальтов до риолитов (БАДР). ФТ составов пород ДС расположены в полях нормально, умеренно и реже

низко-щелочных пород, с преобладанием базальтов, андезибазальтов и риолитов. **Na-базальты** ( $SiO_2=52,1\%$ ,  $Al_2O_3=15,1\%$ ,  $Na_2O=4,5\%$ ,  $K_2O=0,1\%$ ), **K-Na базальты** ( $SiO_2=48,9\%$ ,  $Al_2O_3=17,6\%$ ,  $Na_2O=3,2\%$ ,  $K_2O=1,7\%$ ) и **андезибазальты** образуют единую группу пород основного состава. Наименее измененные их разности отмечаются в разрезах КС и представлены лавами с разнообразными порфировыми до афировой структурами, во вкрапленниках отмечаются авгит и андезин-лабрадор с характерной ситовидной структурой. Основная масса апоинтерсертальная, апогиалопилитовая, грануло-офитовая и др. Порода состоит из плагиоклаза (олигоклаз-альбит) клинопироксена, хлорита, эпидота, с примесью сфена и рудного минерала. Текстура миндалекаменная. Миндалины выполнены хлоритом, карбонатом, халцедоном. Иногда в разрезе встречаются существенно авгитовые, базальтовые вариолиты состоящие на 50–60% из авгита и интерстиционного полевого шпата. В разрезах ДС породы основного состава представлены «зеленокаменными метабазальтами» в которых основными минералами являются олигоклаз – альбит, хлорит, эпидот, актинолит, карбонат, сфен, магнетит. **Андезидациты и дациты**. Микроструктура пород порфировая и афировая. Вкрапленники представлены плагиоклазом (олигоклаз, олигоклаз–андезин). Основная масса микропйкелитовая и апогиалопилитовая. Состоит из олигоклаза с примесью хлорита, карбоната кварца, рудного минерала, сфена и иногда калиевого полевого шпата. **Риолиты**. Микроструктура пород порфировая. Вкрапленники представлены преобладающим кварцем, олигоклазом и редко мусковитом. Основная масса аллотриоморфная, фельзитовая и микропйкелитовая и состоит из олигоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, серицита иногда хлорита. Часто отмечаются микропрожилки выполненные кварцем, карбонатом, серицитом.

На АФМ диаграмме  $(Na_2O+K_2O)-FeO-MgO$  (рис. 2) ФТ пород КС группируются ниже разделительной линии Т. Ирвайна и В. Барагара, т.е. приурочены к полю пород известково-щелочной серии, эволюционирующих по «боуэновскому» типу дифференциации, с накоплением кремнезема и щелочей в остаточном расплаве. Поведение ФТ пород ДС не столь однозначно. Можно отметить, что кислые породы ДС характеризуются резким накоплением щелочей, в то время как в основных породах иногда повышается  $FeO/MgO$  отношение. На диаграмме  $FeO/MgO-SiO_2$  ФТ базальтов и андезибазальтов ДС локализованы в поле пород толеитовой серии для которой характерна дифференциация «феннеровского» типа с преимущественным накоплением железа, титана и протекающая при низком флюидном и парциальном давлениях кислорода [Миронов и др., 1999; Irvine, Baragar, 1971]. На диаграммах  $SiO_2$  – петрогенные элементы установлена отрицательная корреляция  $SiO_2$  с  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $MnO$  и  $CaO$ . При одних и тех же значениях  $SiO_2$ , содержания  $CaO$ ,  $MgO$  и  $Sr$  (в базальтах),  $Na_2O$  (во всех разновидностях) сильно варьируют. Породы КС и ДС – это, в основном, умеренно–титанистые, умеренно–магнезиальные ( $Mg^\# = 0,4-0,6$ ) образования, среди которых преобладают умеренно–глиноземистые ( $Al^I = 0,87$ ), низко-калиевые, с натровым типом щелочности ( $Na_2O/K_2O=6,6-17,7$ );  $U/Th$  отношение ( $0,64 < 1$ ) свидетельствует о том, что их составы не изменены наложенными процессами. Встречаются также умеренно-калиевые, высоко-глиноземистые ( $Al^I=1,65$ ), с K-Na типом щелочности ( $Na_2O/K_2O=1,6-3,8$ ) породы,  $U/Th=0,2-0,5$ . Риолиты и дациты являются высоко-глиноземистыми ( $Al^I=0,95-3,7$ ,  $\Sigma/n 1,8$ ), с K-Na и Na типами щелочности ( $Na_2O/K_2O=1,5-121$ ),  $U/Th=0,04$ ;  $Mg^\#=0,2-0,7$ . (рис. 2, табл. 1; 2).

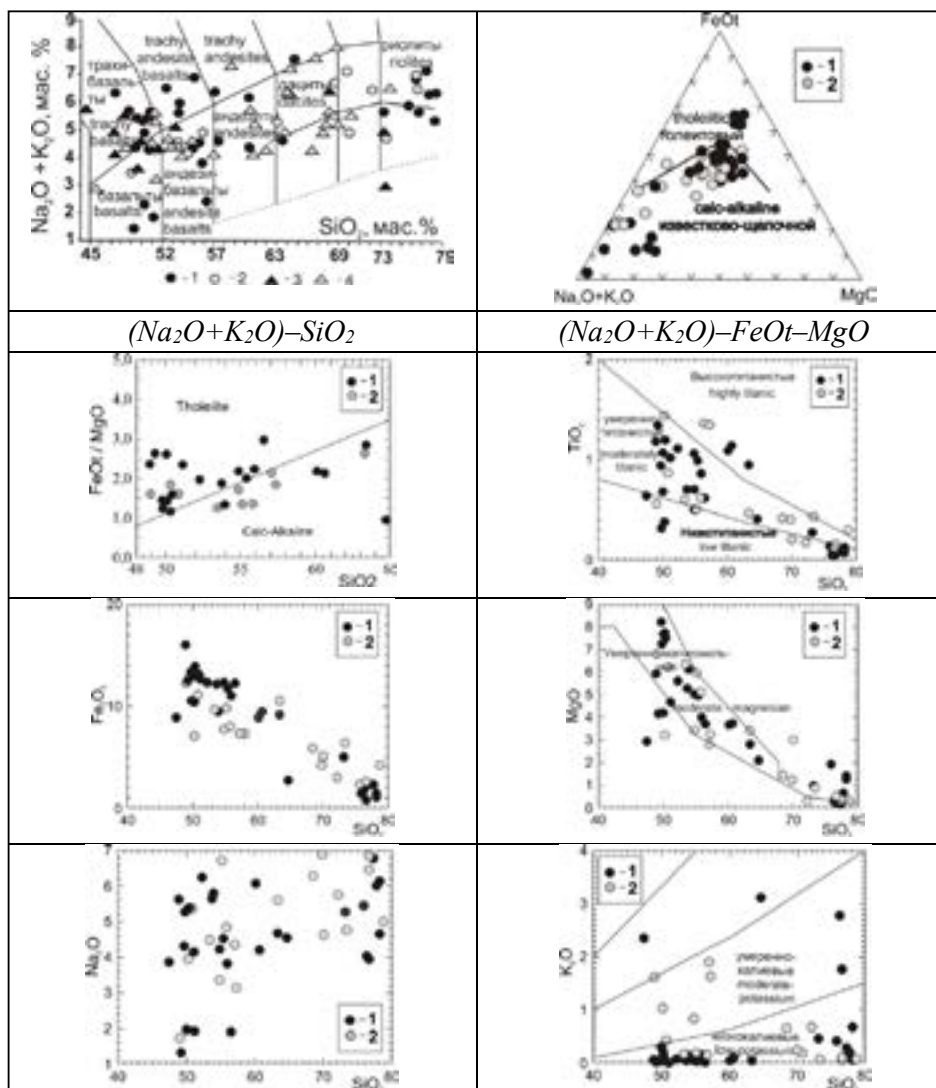


Рис. 2. Составы пород на классификационных диаграммах и диаграммах концентраций петрогенных компонентов (в мас. %). Условные обозначения: (1, 3) – вулканиды Даутской свиты; (2, 4) – вулканиды Кызылкольской свиты. (1, 2) – РФА ЦКБ «ИГЕМ-Аналитика»; (3, 4) силикатный анализ [Скрипченко, 1966; Лупанова, 1975] /

Fig. 2. Rock compositions on classification diagrams and diagrams of concentrations of petrogenic components (in wt %). Symbols: (1, 3) – volcanic rocks of the Dautskaya suite; (2, 4) – volcanic rocks of the Kyzylkol suite. (1, 2) – XRF of the Central Design Bureau “IGEM-Analytics”; (3, 4) silicate analysis [Skripchenko, 1966; Lupanova, 1975]

Таблица 1 / Table 1

Результаты РФА и ICP-MS анализов пород основного состава (оксиды – в вес. %, элементы – в г/т) / Results of XRF and ICP-MS analyzes of rocks (oxides in wt.%, elements in g/t – ppm)

Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	50,05	49,74	53,91	50,08	48,92	54,88	53,44	55,84	52,29	50,31	47,42
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,94	0,7	1,07	1,18	1,06	0,6	0,62	1,11	1,44	0,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,18	16,53	15,44	15,47	15,25	14,35	15	15,61	15,71	19,11	17,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,11	13,34	9,47	12,96	16,02	12,33	9,7	8,07	12,34	7,1	8,86
MnO	0,17	0,24	0,14	0,26	0,20	0,16	0,16	0,16	0,31	0,17	0,18
MgO	4,2	8,22	6,14	7,67	5,93	5,04	6,36	5,13	5,6	3,24	2,93

CaO	8,25	1,23	5,8	2,91	2,88	2,92	6,67	6,11	3,6	7,58	8,79
Na <sub>2</sub> O	1,98	4,31	5,8	5,32	5,62	4,22	4,48	4,86	6,24	3,95	3,87
K <sub>2</sub> O	0,3	0,04	0,14	0,03	0,06	0,04	0,18	0,05	0,07	1,03	2,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,19	0,01	0,09	0,17	0,14	0,08	0,08	0,12	0,21	0,42
ППП	5,89	5,11	2,23	4,01	3,65	4,72	3,17	3,34	2,49	5,64	6,90
Сумма / Sum	99,86	99,89	99,78	99,87	99,88	99,86	99,84	99,87	99,88	99,78	99,61
Cr	16	9	197	61	17	18	153	175	15	62	23
V	402	284	261	343	319	339	191	194	246	172	225
Co	42	55	30	43	46	41	37	29	39	31	27
Ni	12	19	47	31	13	13	42	37	5	32	10
Cu	74	18	96	61	28	97	71	139	36	40	76
Zn	114	185	63	154	106	137	95	100	147	80	73
Pb	11	9	7	8	8	8	14	8	9	13	10
Rb	8	9	7	9	10	9	8	6	7	28	54
Sr	213	37	216	85	47	55	291	126	101	383	756
Ba	71	31	89	40	54	45	132	96	65	384	1225
Zr	24	87	52	73	91	102	35	41	54	225	78
Y	19	38	19	32	38	45	17	16	31	38	21
Li	12,9	12,4	3,6	17,4	6,2	7,9	28,1	19,1	11,4	103	12,3
Be	0,31	0,35	0,31	0,33	0,47	0,33	0,24	0,24	0,3	1,84	1,74
Sc	74,9	16,97	40,11	40,05	31,94	34,94	36,91	36,85	46,7	31	22,57
Ti	5695	5522	3988	6287	6888	6236	3228	3324	7280	10845	3604
Nb	0,29	0,79	3,75	1,02	0,98	0,96	0,44	0,46	0,5	8,9	4,85
Mo	0,23	0,44	3,16	1,09	0,78	0,32	0,43	0,48	1,3	0,84	0,47
Cd	0,11	0,04	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08	0,16	0,2	0,24	0,1
Cs	0,161	0,15	0,2	0,18	0,12	0,18	0,17	0,19	0,1	3,1	0,2
La	1,56	0,81	2,6	2,5	2,2	3,77	2,69	2,56	2,2	18,6	25,4
Ce	3,60	1,95	6,73	7,04	6,18	10,23	6,29	6,31	6,3	42	52,07
Pr	0,67	0,34	0,98	1,1	0,95	1,64	0,87	0,85	1	4,9	6,12
Nd	3,43	1,90	5,07	5,92	5,09	8,82	4,29	4,11	5,8	23	25,49
Sm	1,26	1,32	1,66	2,13	1,91	3,0	1,3	1,35	2	5,3	4,8
Eu	0,64	0,4	0,59	0,81	0,6	0,92	0,51	0,47	0,9	1,67	1,33
Gd	1,82	1,84	1,99	2,8	2,31	3,75	1,57	1,48	2,4	5,9	3,88
Tb	0,41	0,34	0,39	0,51	0,44	0,72	0,27	0,25	0,5	0,94	0,48
Dy	2,55	2,01	2,46	3,26	2,81	4,81	1,7	1,45	3,4	5,7	2,25
Ho	0,61	0,43	0,53	0,69	0,59	1,06	0,38	0,30	0,7	1,16	0,43
Er	1,86	1,12	1,5	1,94	1,63	3,03	1,02	0,82	2,2	3,5	1,16
Tm	0,29	0,15	0,23	0,28	0,23	0,44	0,16	0,11	0,3	0,47	0,16
Yb	1,83	0,88	1,36	1,62	1,5	2,83	1,0	0,68	2,2	3,1	1,03
Lu	0,31	0,11	0,21	0,22	0,21	0,4	0,15	0,1	0,3	0,45	0,15
Hf	0,29	1,27	1,29	0,88	1,54	1,34	0,87	0,87	1	5,0	2,14
Ta	0,07	0,59	4,0	1,64	0,81	0,47	0,21	0,2	0,2	0,53	0,92
W	0,67	0,43	1,56	0,75	0,58	0,5	0,13	0,12	0,8	0,49	1,49
Bi	0,04	0,01	0,2	0,05	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,04	0,05
Th	0,26	0,18	0,35	0,16	0,21	0,38	0,39	0,37	0,2	5,0	6,57
U	0,29	0,11	0,16	0,08	0,19	0,17	0,20	0,31	0,1	1,05	3,63

**Примечание/Note:** 1 – базальты (*basalts*); 2, 3, 4, 5 – трахибазальты (*trachybasalts*); 6, 7, 8 – андезибазальты (*andesibasalts*); 9 – трахиандезибазальты (*trachyandesibasalts*); 10, 11 – К-Na базальты (*K-Na basalts*). 1, 2, 3, 4, 5, 6, 9, 11 – Даутская свита (*Daut suite*); 7, 8, 10 – Кызылкольская свита (*Kuzylkol suite*).

Таблица 2 / Table 2

Результаты РФА и ICP-MS анализов пород среднего и кислого состава  
(оксиды в вес. %, элементы в г/т). / Results of XRF and ICP-MS analyzes of rocks  
(oxides in wt.%, elements in g/t)

Sample	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	57,06	57,35	60,09	60,65	63,3	63,39	64,71	68,5	73,14	73,46	75,86
TiO <sub>2</sub>	1,36	1,35	1,09	1,14	0,47	0,95	0,41	0,42	0,27	0,43	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,7	16,09	15,28	14,23	13,31	13,72	15,68	14,11	12,08	10,91	12,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,35	7,35	8,92	9,45	10,55	9,21	2,73	5,92	5,04	6,36	1,43
MnO	0,15	0,12	0,16	0,07	0,13	0,10	0,04	0,12	0,1	0,23	0,02
MgO	2,8	3,25	3,67	3,75	3,42	2,8	2,1	1,47	0,97	0,89	1,93
CaO	5,57	6,46	1,96	3,21	0,51	2,6	2,36	0,67	0,7	1,29	0,22
Na <sub>2</sub> O	4,35	3,15	6,08	4,21	5,6	4,68	4,55	6,29	5,28	4,77	5,45
K <sub>2</sub> O	1,89	1,63	0,05	0,11	0,07	0,04	3,11	0,53	0,46	0,08	0,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,23	0,12	0,27	0,06	0,21	0,23	0,1	0,07	0,18	0,05
ППП	3,31	2,75	2,50	2,83	2,47	2,20	3,78	1,78	1,81	1,33	1,89
Сумма / Sum	99,55	99,73	99,92	99,92	99,89	99,90	99,70	99,91	99,92	99,93	99,96
Cr	24	41	8	11	18	15	76	14	22	16	24
V	151	146	160	126	371	240	74	50	17	24	8
Co	21	22	30	32	21	22	11	10	9	9	8
Ni	20	20	8	8	9	10	35	9	9	10	8
Cu	34	49	11	11	40	12	8	11	14	37	8
Zn	81	87	102	36	136	58	51	99	113	152	21
Pb	46	23	8	8	9	8	13	14	9	9	7
Rb	53	44	8	10	6	8	97	15	11	6	11
Sr	260	304	58	96	95	97	245	70	36	155	57
Ba	500	663	18	40	61	48	1150	143	121	73	101
Zr	265	251	78	146	24	105	173	101	72	34	53
Y	37	37	33	53	8	34	10	32	29	18	11
Li	48	50	5,2	8	25	5,4	31,96	15	11	23	0,45
Be	2,6	2,2	0,3	0,38	0,09	0,33	2,51	0,67	0,4	0,26	0,32
Sc	25	25	28,22	22,78	50	25,2	6,17	22	24,6	32	8,79
Ti	9494	9066	6200	6552	3035	5437	2438	2539	1541	2086	878
Nb	10,8	11,2	0,71	1,61	0,24	1,01	4,12	1,48	0,6	0,36	0,38
Mo	0,93	1,24	0,31	0,38	0,63	0,43	0,1	0,35	1,9	0,96	4,21
Cd	0,1	0,08	0,02	0,05	0,01	0,06	0,3	0,021	0,2	0,02	0,06
Cs	2,11	0,44	0,95	4,11	0,05	0,34	1,04	0,54	0,2	0,05	0,15
La	1,22	0,73	0,11	0,18	0,53	0,14	1,34	1,79	0,6	0,2	0,24
Ce	1,25	1,28	0,19	0,19	0,15	0,19	6,2	0,55	0,5	0,06	0,34
Pr	25	25	1,84	5,58	0,6	3,60	29,43	4,3	1	0,8	0,68
Nd	56	54	4,94	15,67	1,38	9,06	58,42	11,2	2,9	2,3	2,34
Sm	6,8	6,7	0,76	2,49	0,22	1,46	7,12	1,5	0,4	0,39	0,29
Eu	28	27	4,35	13,49	1,2	7,54	23,43	7,4	2,3	2,1	1,39
Gd	6,3	6	1,73	4,33	0,47	2,50	3,8	2,3	0,8	0,84	0,52
Tb	1,69	1,71	0,64	1,39	0,21	0,68	1,01	0,65	0,2	0,42	0,19
Dy	6,7	6,6	2,36	5,14	0,71	3,10	2,32	3	0,9	1,41	0,8
Ho	1,06	1,03	0,43	0,90	0,14	0,54	0,31	0,53	0,2	0,26	0,18
Er	6,3	6	2,78	5,62	1,06	3,51	1,42	3,7	1,5	1,91	1,16
Tm	1,26	1,19	0,59	1,17	0,23	0,77	0,29	0,79	0,4	0,44	0,31
Yb	3,7	3,4	1,65	3,17	0,71	2,24	0,68	2,5	1,2	1,38	0,86
Lu	0,52	0,48	0,22	0,43	0,1	0,29	0,11	0,38	0,2	0,21	0,15
Hf	3,4	3,1	1,36	2,67	0,74	1,88	0,63	2,5	1,5	1,46	0,96
Ta	0,49	0,45	0,18	0,35	0,11	0,25	0,11	0,38	0,2	0,23	0,17
W	6	5,6	1,31	2,22	0,3	1,30	4,1	2	1,7	0,53	0,96
Bi	0,74	0,77	0,43	0,50	0,03	0,47	0,31	0,1	0,01	0,02	0,04
Th	0,87	0,61	0,78	1,15	0,41	0,52	1	1,05	0,7	0,14	1,01
U	0,05	0,05	0,01	0,03	0,01	0,05	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01

Примечание / Note: 12, 13, 14, 15 – андезиты (andesites); 16, 17, 18, 19 – дациты (dacites); 20, 21, 22 – рюлиты (rhyolites). 14, 15, 17, 18, 20, 22 – Даутская свита (Daut suite); 12, 13, 16, 19, 21 – Кызылькольская свита (Kyzylkol suite).



ФТ пород основного состава КС и ДС на дискриминационной диаграмме (ДД) для базальтов  $Y/15-La/10-Nb/8$  [Cabanis, Lecolle, 1989] расположены в поле остро-водужных толеитов. На ДД  $Nb \times 2 - Zr/4 - Y$  [Meschede, 1986] ФТ расположены преимущественно в поле базальтов океанических дуг *N-MORB* типа и в единичных случаях базальтов *E-MORB* типа. На ДД  $TiO_2-K_2O$  [Миронов и др., 1999] ФТ приурочены к полям базальтов срединно-океанических хребтов, задуговых зон спрединга и частично островных дуг. На ДД  $Ce/Nb-Th/Nb$  по [Saundres et al., 1988] выделены геодинамические обстановки (ГО) и компоненты вносящие вклад в образование базальтов. Здесь ФТ расположены преимущественно в поле базальтов задуговых бассейнов со смещением к точке (*SDC*) – обогащение субдукционной компонентой. На ДД  $Sm/Yb-La/Sm$  [Школьник, Резницкий и др., 2009] ФТ тяготеют к тренду плавления шпинелевых перидотитов. Степень плавления субстрата в большинстве случаев достигала 8–15%, но местами была ниже – 0,5–2,0%. ФТ пород среднего и кислого составов на ДД  $Rb/30-Hf-Ta \times 3$  [Harris et al., 1986] группируются в поле гранитов вулканических дуг (*VAG*). Риолиты по многим параметрам сопоставимы ( $SiO_2=72,7$ ;  $TiO_2=0,3$ ;  $Al_2O_3=12,4\%$ ;  $Na_2O=5,4\%$ ;  $K_2O=0,4\%$ ) с гранитами толеитового ряда по геохимической классификации Л.В. Таусона. Сопоставление петрохимических показателей кислых вулкаников с геохимическими типами гранитов по систематике [White, Charpell, 1983] показывает, что они близки с гранитами *M-type* ( $Rb=24$  г/т;  $Nb=2,1$  г/т;  $Zr=118$  г/т;  $Ba=209$  г/т;  $Rb/Sr=0,1$  г/т). Некоторые отличия заключаются в меньших содержаниях  $CaO=2,3\%$ . Отметим, что вулканики с подобными характеристиками обычно рассматриваются как продукты плавления мантийных источников и как дифференциаты основных толеитовых расплавов [Туркина, 2014]. Спектры редких земель (*REE*), *Na*, *KONa* базальтов, кислых вулкаников, нормированные к хондриту [San, McDonough, 1989] (рис. 4), заметно различаются. *Na*-базальты имеют линии спектров *REE*, близкие с трендом *N-MORB* с небольшими отличиями в области *LREE*.  $La_n/Yb_n$  отношение (как показатель степени фракционирования *REE*) = 0,6–1,3;  $La_n/Sm_n=0,7-1,2$ ;  $Gd_n/Yb_n=0,8-1,7$ . Отношение  $Eu/Eu^*$  (где  $Eu^*=(Sm_n+Gd_n)/2$ ) варьирует в пределах 0,8–1,2. Отношение  $Eu/Eu^* < 0,95$  свидетельствует об обеднении, а  $Eu/Eu^* > 1,05$  – об обогащении *Eu*.  $\sum REE$  г/т 60–235;  $\sum/n=145$  ( $n=15$ ). *K-Na* базальты характеризуются более крутыми линиями спектров *REE* и расположены между трендами базальтов *E-MORB* и *OIB*.  $La_n/Yb_n=4,2-17,7$ ;  $La_n/Sm_n=2,3-3,4$ ;  $Gd_n/Yb_n=1,6-3,1$ ;  $Eu/Eu^*=0,8-0,9$ ;  $\sum REE=440-568$  г/т;  $\sum/n=496$  ( $n=3$ ). Среди вулкаников кислого состава выделяются две группы, незначительно различающиеся по концентрациям *LREE*;  $\sum REE$  и  $Eu/Eu^*$  (рис. 4). Можно отметить, что в целом их спектры *REE* сопоставимы с *Na*-базальтами. Первая группа имеет  $La_n/Yb_n=0,5-1,9$ ;  $La_n/Sm_n=0,7-1,2$ ;  $Gd_n/Yb_n=0,8-1,3$ ;  $Eu/Eu^*=0,6-0,76$ ;  $\sum REE$  (в г/т)=193–410;  $\sum/n=301$  ( $n=4$ ). Распределение *REE* здесь сопоставимо с трендом гранитов *M-type*. Вторая группа –  $La_n/Yb_n=0,2-0,5$ ;  $La_n/Sm_n=0,6-0,8$ ;  $Gd_n/Yb_n=0,3-0,8$ ;  $Eu/Eu^*=0,7-1,2$ ;  $\sum REE$  (в г/т)=49–98;  $\sum/n=77$  ( $n=5$ ). Более детально девонские вулканики кислого состава будут рассмотрены нами при описании диорит–порфиорового, гипабиссального Бахмуткинского  $D_{2-3}$  комплекса [Семенуха и др., 2009]. На мультиэлементных диаграммах концентрации несовместимых элементов нормированы по *N-MORB* [San, McDonough, 1989]. Спектры *Na*-базальтов (рис. 4) сопоставимы с базальтами *N-MORB*. Небольшие отличия заключаются в наличии отрицательных аномалий *K* и *Nb*, положительной аномалии *Ta*, в более высоких концентрациях крупно ионных элементов *Ba*, *Th*, *U* и разноплановом поведении *Sr*; и негативных аномалиях *Hf* и *Y*. Спектры *K-Na* базальтов расположены ближе к тренду *E-MORB*

при существенных вариациях содержаний от *N-MORB* до *OIB*. Отмечаются негативные аномалии *Nb*, *Ta* и высокие содержания гидромагматофильных элементов *Rb*, *Ba*, *U*, *K*, *Sr*. Отметим, что *Ba*, *U*, *Sr* являются индикаторами флюидного субдукционного компонента. Высокие содержания *Th*, немобильного в водном флюиде, может свидетельствовать об участии осадочного компонента в магмогенезисе [Мартынов, 2010]. Кларковые концентрации ( $Kk \geq 1,0$ ) *Na*-базальтов  $Sb_{2,4}$ ,  $Pb_{1,4}$ ,  $Zn_{1,4}$ ,  $Sc_{1,3}$ ,  $Co_{1,3}$ ,  $Cu_{1,3}$ ,  $V_{1,0}$ ; андезитов  $Sb_{2,3}$ ,  $Cs_{2,2}$ ,  $Sc_{1,7}$ ,  $V_{1,1}$ ,  $Cr_{1,0}$ ,  $Co_{1,0}$  ( $Zn_{0,8}Pb_{0,6}$ ) и риолитов  $Sb_{2,2}$ ,  $Sc_{2,0}$ ,  $Co_{1,0}$ ,  $Zn_{1,0}$  ( $Cu_{0,6}$ ,  $Pb_{0,6}$ ), в сравнении с эталонными для пород разных геодинамических обстановок [Гусев и др., 1999], показывает, что они согласуются с породами юных и развитых островных дуг. *K-Na* базальты с  $Cs_{2,6}$ ,  $Sb_{2,0}$ ,  $Pb_{1,6}$ ,  $Ba_{1,4}$ ,  $Co_{1,1}$ ,  $Sc_{1,1}$ ,  $Sr_{1,1}$ ,  $Ce_{1,1}$ ,  $Pr_{1,1}$ ,  $Nd_{1,1}$ ,  $Tm_{1,1}$  ( $Zn_{0,9}$ ,  $Cu_{0,8}$ ) имеют неоднозначные (смешанные) характеристики.

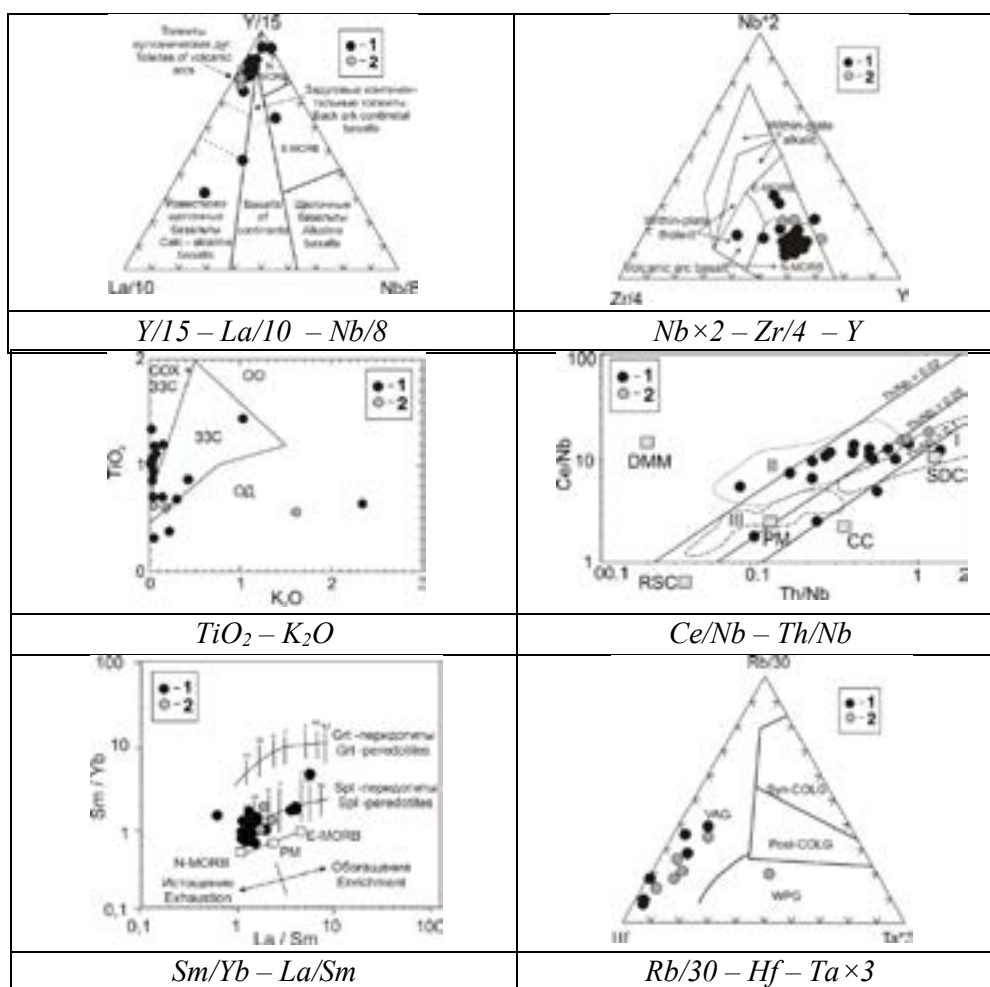
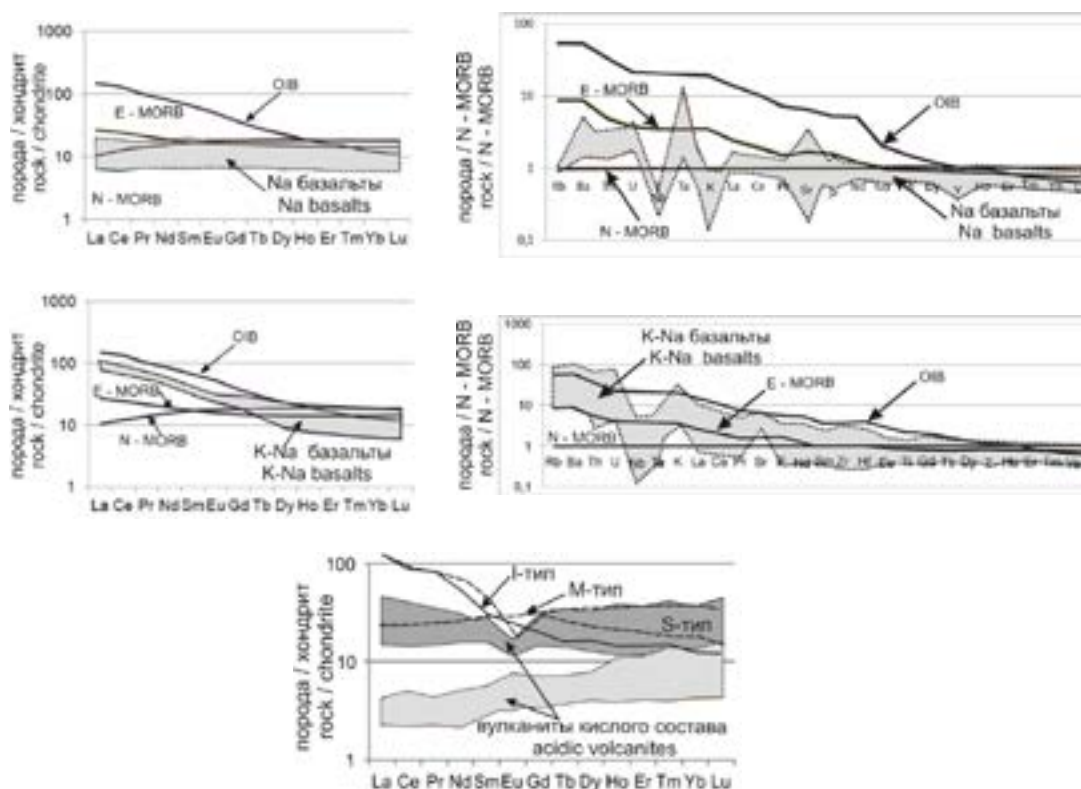


Рис. 3. Составы пород на дискриминационных и петрогенетических диаграммах. На диаграммах:  $TiO_2-K_2O$  поля составов базальтов COX – срединно-океанических хребтов, OO – океанических островов, ЗЗС – задуговых зон спрединга, ОД – островных дуг.  $Ce/Nb-Th/Nb$  поля составов базальтов I – островных дуг, II – задуговых бассейнов, III вулканических плато и компоненты дающие вклад в образование базальтов DMM – деплетированная мантия, RSC – рециклированный компонент, PM – примитивная мантия, SDC – субдукционный компонент, CC – континентальная кора. На диаграмме  $Rb/30-Hf-Ta \times 3$ : VAG – граниты вулканических дуг; sup-COLG – граниты синколлизийные; post-COLG – граниты постколлизийные; WPG – граниты внутриплитные /

*Fig. 3. Rock compositions on discrimination and petrogenetic diagrams*

*On the diagrams: TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O composition fields of MOR basalts – mid-ocean ridges, OO – oceanic islands, ZZS – back-arc spreading zones, OD – island arcs. Ce/Nb-Th/Nb compositional fields of basalts I – island arcs, II – back-arc basins, III volcanic plateaus and components contributing to the formation of basalts DMM – depleted mantle, RSC – recycled component, PM – primitive mantle, SDC – subduction component, CC – continental crust. Rb/30-Hf-Ta×3 diagram: VAG – granites of volcanic arcs; syn-COLG – syncollision granites; post-COLG – post-collision granites; WPG – within plate granites*



*Рис. 4. Спайдер-диаграммы составов пород. Концентраций несовместимых элементов нормированы по N – MORB, концентрации REE нормированы к хондриту по [San, McDonough, 1989] /*

*Fig. 4. Compositions of rocks on spider diagrams. Concentrations of incompatible elements normalized to N – MORB, REE concentrations normalized to chondrite according to [San, McDonough, 1989]*

### Результаты работы и их обсуждение

В силурийско-раннеэйфельское время в направлении с юга на север в Кавказском регионе существовали следующие геотектонические мегаструктуры: Понтийско-Закавказский (Дзирульский) массив Закавказской литосферной плиты; океаническая впадина Палеотетиса в центре которой располагался Срединно-океанический хребет (СОХ); островодужная система; морской бассейн покрывающий Скифско-Туранскую плиту (СТП). В СОХ, происходили явления спрединга и формировалась нижнедевонская океаническая кора (ОК). Одновременно на северной окраине Палеотетиса шел компенсационный процесс с субдукцией ОК. В результате здесь формировались две субпараллельные островные дуги (ОД): Ки-

зилкольская, ближе к СТП и Лабино-Зарауская (Урупская), внешняя. В Кизилкольской дуге происходило накопление вулканитов базальт–андезит–риолитовой, а в Лабино-Зарауской – базальт–риолитовой ассоциации [Омельченко, 2010]. Исходя из выше изложенного, отметим, что рассмотренные вулканиты, по-видимому, приурочены к фрагментарной аккреционной структуре сформированной в позднем девоне при столкновении Урупской и Кизилкольской ОД, а возможно и более древних ордовик–силурийских, с геохимическими признаками юных ОД [Газеев, Гурбанов, 2020]. Изученные породы основного состава – это умеренно титанистые и умеренно магнезиальные образования. В КС они соответствуют породам известково-щелочной, а в ДС – толеитовой сериям. Среди них выделены две разновидности – *Na* и *K-Na* базальтоиды. Первые – умеренно глиноземистые с *Na* типом щелочности, близкие к базальтам *N-MORB* типа. Вторые – более высокоглиноземистые с *K-Na* типом щелочности, близкие к базальтам *E-MORB* типа. На диаграммах их ФТ группируются в полях островодужных толеитов и базальтов океанических дуг либо СОХ и задуговых зон спрединга. По геохимическим критериям они сопоставимы с породами юных и развитых ОД. По представлениям [Рябов и др., 1992] здесь имел место процесс внутридугового рифтинга, в результате которого, по-видимому, формировалась ДС ( $TiO_2=0,7-1,4$ ). Мы предполагаем, что наблюдаемые различия базальтов связаны с разной степенью плавления исходных «шпинелевых» перидотитов от 0,5–2,0% до 8,0–15% и разной степенью их зараженности субдукционной компонентой. Вулканиты кислого состава по петрохимическим показателям близки с гранитами толеитового ряда и гранитами *M-type*. Их тесная ассоциация с базальтами свидетельствует о том, что они являются дифференциатами основных толеитовых расплавов, а не самостоятельными продуктами плавления мантийных источников. Отметим, что с гранитами *M-type* иногда ассоциируют медно–порфировые и медно-золоторудные месторождения. [Еременко и др., 2021]. Девонские колчеданные месторождения СК несут в себе промышленное оруденение *Cu, Zn, Au, Ag, платина, палладий* [Богуш и др., 2020] и других металлов. По структурно–генетическим признакам здесь выделяются два основных типа руд – «урупский» (*Cu-Zn*) и «худесский» (*Cu-Co*). Для месторождений «урупского» типа, ассоциирующих с вулканитами ДС, характерно переслаивание сплошных колчеданных руд с образованиями хемогенно-осадочного типа (кремнисто-гематитовыми сланцами). Генетическая модель этих месторождений несет в себе главнейшие черты оруденения впадинного гидротермально-рассольного класса и частично аналогична модели типа «Атлантис II» Красноморского рифта. Месторождения «худесского» типа формировались в обстановке гидротермального процесса высокой интенсивности. Генетическая модель месторождений этого типа может включать в себя механизм образования щитовидных сульфидных залежей на дне океана [Рябов и др., 1992]. Известно, что геодинамические обстановки колчеданообразования чрезвычайно разнообразны и магматизм играет существенную роль при формировании колчеданных руд. Приповерхностные магматические очаги являются источниками энергии для возникновения и функционирования конвективных гидротермальных систем, а в случае их заполнения водонасыщенными расплавами, одновременно и поставщиками металллоносных магматогенных флюидов. Магматизм может быть при этом

как дифференцированным (в большинстве островодужных обстановок), так и примитивным толеитовым. Вмещающие вулканогенные и осадочные породы служат основным источником рудных компонентов экстрагируемых и транспортируемых к месту рудоотложения гидротермальными растворами в рециклинговых системах, а колчеданное оруденение во многом наследует геохимические особенности толщ, «промываемых» гидротермальными растворами. Существенное значение имеет также и скорость спрединга. Более спокойный вулканотектонический режим способствует длительному проявлению высокотемпературной гидротермальной активности [Миронов и др., 1999; Краснов, 1992]. По-видимому, этим и следует объяснять отмечаемые различия месторождений «урупского» и «худесского» типа.

### Выводы

Изучены петролого-химические и геохимические особенности ранне–среднедевонских вулканогенных пород из районов колчеданных месторождений Передового хребта БК, приуроченных к аккреционной структуре, сформированной в позднем девоне при столкновении Урупской и Кизылкольской островодужных систем. Показано, что среди вулканитов основного состава присутствуют две разновидности – *Na* и *K-Na* базальтоиды. Первые – умеренно глиноземистые с *Na* типом щелочности, близкие к базальтам *N-MORB* типа,  $La_n/Yb_n=0,6-1,3$ . По геохимическим критериям они сопоставимы с породами юных и развитых ОД. Вторые – высокоглиноземистые с *K-Na* типом щелочности, близкие к базальтам *E-MORB* типа,  $La_n/Yb_n=4,2-17,7$ . Предполагается, что наблюдаемые различия базальтов связаны с разной степенью плавления исходных «шпинелевых» перидотитов и разной степенью их зараженности субдукционной компонентой. Вулканиты кислого состава по петрохимическим показателям близки с гранитами толеитового ряда и гранитами *M* типа. Их тесная ассоциация с базальтами свидетельствует о том, что они являются дифференциатами основных толеитовых расплавов. Предполагается, что в ранне–среднем девоне на северной окраине Палеотетиса в зоне БК имел место островодужный процесс, осложненный внутридуговым рифтингом, на что указывает расположение ФТ на диаграммах, группирующихся в полях от островодужных толеитов до базальтов СОХ и задуговых зон спрединга.

### Литература

1. Ажгирей Г.А., Баранов Г.И., Кропачев С.М. и др. Геология Большого Кавказа. – М.: Недра. 1976. – 249 с.
2. Богущ И.А., Рябов Г.В., Черкашин В.И. Генезис и рудоносные структуры Чучурского месторождения благородных металлов Северного Кавказа. // Геология и геофизика Юга России. – 2020. – Т. 10. №1. – С. 81–95. DOI: 10.23671/VNC.2020.1.59067.
3. Газеев В.М., Гурбанов А.Г. Раннепалеозойские габброиды архызского интрузивного комплекса (Северный Кавказ): геодинамическая типизация и минерогения. // Геология и геофизика Юга России. – 2020. – Т. 10. №3. – С. 6–22. DOI: 10.46698/VNC.2020.83.87.001.
4. Гусев Г.С., Кудрявцев Ю.К., Гушин А.В., Сурин Т.Н., Бескин С.М., Донец А.И., Ермолаев А.Н., Жабин А.Г., Куриленко Н.М., Онтоева Т.Д., Ширай Е.П. Геохимическая и металлогеническая специализация структурно–вещественных комплексов. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. – 514 с.

5. Еременко А.В., Ненахов В.М., Жабин А.В. Геодинамическое картирование. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2021. – 99 с.
6. Краснов С.Г. Современное океаническое колчеданообразование. // Вулканогенно-осадочное рудообразование. – СПб., 1992. – С. 147–150.
7. Лупанова Н.П. Формации магматических пород нижнего и среднего палеозоя. – М.: Наука, 1975. – 178 с.
8. Мартынов Ю.А. Основы магматической геохимии. – Владивосток: Дальнаука, 2010. 215 с.
9. Миронов Ю.В., Емельянова Е.А., Зорина Ю.Г., Мирлин Е.Г. Вулканизм и океаническое колчеданообразование. – М.: Научный мир, 1999. – 147 с.
10. Омельченко В.Л. Офиолиты Северного Кавказа и некоторые проблемы геологии его древних комплексов. – Ессентуки, 2021. – 154 с.
11. Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А. Государственная геологическая карта РФ. К-38-I, VII. (Кисловодск). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. – 259 с.
12. Рябов Г.В., Скрипченко Н.С., Щеглов В.И. и др. Формационные типы колчеданных месторождений Северного Кавказа. // Вулканогенно-осадочное рудообразование. – СПб., 1992. – С. 91–93.
13. Семенуха И.Н., Черных В.И., Соколов М.Г., и др. Объяснительная записка, листы К-37-VI, К-37-XII (Карачаевск), серия кавказская, второе издание. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – 204 с.
14. Скрипченко Н.С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). – М.: Недра, 1966. – 277 с.
15. Туркина О.М. Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов. – Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014. – 118 с.
16. 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.
17. Cabanis B., lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et lamise en evidence des processus de melange et/ou contamination crustale. // C. R. Acad. Sci. Ser. II. – 1989. – Vol. 309. – pp. 2023-2029.
18. Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. // Coward M.P., Ries A.C. (Eds). Collisions. Geol. Soc. Spec. Pub. – 1986. – Vol. 19. – pp. 67–81.
19. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. // Canad. J. Earth Sci. – 1971. – Vol.8. No.3. – pp. 523-547.
20. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. // Chemical Geol. – 1986. – Vol. 56. – pp. 207-218.
21. Saundres A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically- depleted mantle reservoirs trace element constraints. // J. Petrol. – 1988. – pp. 415-445.
22. Sun S.S., Mc Donough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. // Geol. Spec. Publ. – 1989. – No.42. – pp. 313-345.
23. White A.J.R., Chappell B.W. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. Circum-Pacific Terranes. // Geol. Soc. America, Memoir. – 1983. – Vol. 46. – pp. 21-34.

## References

1. Azhgirey G.A., Baranov G.I., Kropachev S.M. et al. *Geology of the Greater Caucasus*. Moscow. Nedra. 1976. 249 p. (In Russ.)
2. Bogush I.A., Ryabov G.V., Cherkashin V.I. Genesis and ore-bearing structures of the Chuchkur deposit of noble metals in the North Caucasus. *Geology and geophysics of the South of Russia*. 2020. Vol. 10. No. 1. pp. 81–95. DOI: 10.23671/VNC.2020.1.59067 (In Russ.)
3. Gazeev V.M., Gurbanov A.G. Early Paleozoic gabbroids of the Arkhyz intrusive complex (Northern Caucasus): geodynamic typification and minerageny. *Geology and geophysics of the South of Russia*. 2020. Vol. 10. No. 3. pp. 6–22. DOI: 10.46698/VNC.2020.83.87.001 (In Russ.)
4. Gusev G.S., Kudryavtsev Yu.K., Gushchin A.V. Geochemical and metallogenic specialization of structural-material complexes. Saint Petersburg. VSEGEI. 1999. 514 p. (In Russ.)
5. Eremenko A.V., Nenakhov V.M., Zhabin A.V. Geodynamic mapping. Voronezh. VSU. 2021. 99 p. (In Russ.)
6. Krasnov S.G. Modern oceanic pyrite formation. *Volcanic-sedimentary ore formation*. Saint Petersburg. 1992. pp. 147–150. (In Russ.)
7. Lupanova N.P. Formations of igneous rocks of the Lower and Middle Paleozoic. Moscow. Nauka, 1975. 178 p. (In Russ.)
8. Martynov Yu.A. *Fundamentals of magmatic geochemistry*. Vladivostok. Dalnauka. 2010. 215 p. (In Russ.)
9. Mironov Yu.V., Emelyanova E.A., Zorina Yu.G., Mirlin E.G. *Volcanism and oceanic pyrite formation*. Moscow. Nauchnyy mir. 1999. 147 p. (In Russ.)
10. Omelchenko V.L. Ophiolites of the North Caucasus and some problems of the geology of its ancient complexes. *Essentuki*. 2021. 154 p. (In Russ.)
11. Pismenny A.N., Pichuzhkov A.N., Zarubina M.A. State geological map of the Russian Federation. K-38-I, VII. (Kislovodsk). Saint Petersburg, VSEGEI. 2004. 259 p. (In Russ.)
12. Ryabov G.V., Skripchenko N.S., Shcheglov V.I. Formation types of pyrite deposits in the North Caucasus. *Volcanic-sedimentary ore formation*. Saint Petersburg. 1992. pp. 91–93. (In Russ.)
13. Semenukha I.N., Chernykh V.I., Sokolov M.G., et al. Explanatory note, sheets K-37-VI, K-37-XII (Karachaevsk), Caucasian series, second edition. Saint Petersburg, VSEGEI. 2009. 204 p. (In Russ.)
14. Skripchenko N.S. *Volcanogenic-sedimentary ore formation (on the example of pyrite deposits of the North Caucasus)*. Moscow. Nedra, 1966. 277 p. (In Russ.)
15. Turkina O.M. *Lectures on the geochemistry of magmatic and metamorphic processes*. Novosibirsk, RIC NSU. 2014. 118 p. (In Russ.)
16. Shkol'nik S.I., Reznitskii L.Z., Belichenko V.G., Barash I.G. Geochemistry, petrogenesis, and geodynamic typification of metavolcanics of the Tunka terrane (Baikal-Hövsgöl Region). *Russian Geology and Geophysics*. 2009. Vol. 50. No. 9. pp. 779–788. DOI: 10.1016/j.rgg.2009.08.003. (In Russ.)
17. Cabanis B., lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et lamise en evidence des processus de mélange et/ou contamination crustale. *C. R. Acad. Sci. Ser. II*. 1989. Vol. 309. pp. 2023–2029.
18. Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Coward M.P., Ries A.C. (Eds). *Collisions*. Geol. Soc. Spec. Pub. 1986. Vol. 19. pp. 67–81.
19. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8. No.3. pp. 523–547.

20. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geol.* 1986. Vol. 56. pp. 207–218.

21. Saundres A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs trace element constraints. *J. Petrol.* 1988. pp. 415–445.

22. Sun S.S., Mc Donough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. *Geol. Spec. Publ.* 1989. No.42. pp. 313–345.

23. White A.J.R., Chappell B.W. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Circum-Pacific Terranes. Geol. Soc. America, Memoir.* 1983. Vol. 46. pp. 21–34.