ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА
Journal of Mining Institute
Сайт журнала: pmi.spmi.ru



Научная статья *Геология*

Ранне-среднедевонские рудовмещающие вулканогенные формации Змеиногорского рудного района северо-западной части Рудного Алтая

М.Л.Куйбида[1]✉, И.В.Викентьев[2], Н.Н.Крук[1], О.В.Мурзин[3], Н.М.Мурзина[4], А.В.Чугаев[2], В.А.Яковлев[1], Я.Ю.Шелепов[1], А.В.Нарыжнова[1], П.А.Фоминых[1], Е.Д.Зюков[1], Г.Ф.Карманов[1]

[1] *Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*
[2] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*
[3] *Территориальный фонд геологической информации по Сибирскому федеральному округу, Новосибирск, Россия*
[4] *Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия*

***Как цитировать эту статью*:** Куйбида М.Л., Викентьев И.В., Крук Н.Н., Мурзин О.В., Мурзина Н.М., Чугаев А.В., Яковлев В.А., Шелепов Я.Ю., Нарыжнова А.В., Фоминых П.А., Зюков Е.Д., Карманов Г.Ф. Ранне-среднедевонские рудовмещающие вулканогенные формации Змеиногорского рудного района северо-западной части Рудного Алтая // Записки Горного института. 2025. Т. 276. Вып. 1. С. 101-114. EDN RLVEBT

Аннотация
Приведены результаты геологических, геохимических и изотопно-геохронологических исследований ранне-среднедевонских вулканогенно-осадочных толщ в северо-западной части Рудного Алтая, вмещающих колчеданно-полиметаллические месторождения. Исследование обусловлено необходимостью решения проблем типизации и корреляции вулканических комплексов в свете изучения их структурно-формационных, литолого-фациальных и палеоструктурных особенностей, что является традиционно необходимым элементом геологических работ при изучении формирования рудно-магматических систем. Цель работы – реконструкция вулканической последовательности на ранне-среднедевонском временном интервале, а также качественная оценка вклада вулканогенных формаций рифтогенной и надсубдукционной природы, с которыми генетически связаны колчеданно-полиметаллические месторождения. Изотопное U-Pb-датирование цирконов из туфов стратотипического разреза соответствует возрасту ~390 млн лет. Формирование вулканогенных толщ происходило в тектонической обстановке, связанной с открытием морского бассейна, что соответствует начальному этапу рифтогенеза в Рудном Алтае. Геохимические характеристики показали, что породы в нижней части разреза наиболее близки к породам энсиалических островных дуг, обязанных своим петрогенезисом флюидонасыщенным условиям частичного плавления коровых субстратов под контролем режима дегидратации субдуцирующей плиты. В верхней части разреза вулканические породы по своим геохимическим характеристикам напоминают породы бимодальных ассоциаций из рифтогенных обстановок в тыловых частях энсиалических островных дуг. Это подтверждается анализом генетического типа сообщества формаций (магматической, осадочной и рудоносной) и согласуется с геохимическим типом вулканических пород, близким типу рифтогенных обстановок. Концептуальный геодинамический сценарий соответствует формированию рудных месторождений Рудного Алтая в переходной зоне между островной дугой и задуговым бассейном, подобно рифтогенным обстановкам Восточной окраины Азии.

Ключевые слова
колчеданно-полиметаллические месторождения; базальт-риолитовый вулканизм; бимодальная формация; задуговый бассейн; мельнично-сосновский вулканический комплекс

Финансирование
Исследование выполнено за счет проекта № 13.1902.24.44, соглашение 075-15-2024-641 Минобрнауки Российской Федерации.

Поступила: 20.09.2024 ***Принята: 28.01.2025*** ***Онлайн: 27.05.2025*** ***Опубликована: 29.12.2025***

Введение

Рудно-Алтайский металлогенический пояс обладает высоким промышленным потенциалом колчеданно-полиметаллических месторождений различных масштабов, превосходящим по своей уникальности крупнейшие металлогенические провинции Японии, Канады, Кипра [1-3]. Колчеданно-полиметаллическая формация Рудного Алтая отвечает важнейшему геолого-генетическому типу свинцово-цинковых месторождений, залегающих в вулканогенных толщах (VMS – volcanogenic

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© М.Л.Куйбида, И.В.Викентьев, Н.Н.Крук, О.В.Мурзин, Н.М.Мурзина, А.В.Чугаев, В.А.Яковлев, Я.Ю.Шелепов, А.В.Нарыжнова, П.А.Фоминых, Е.Д.Зюков, Г.Ф.Карманов, 2025

massive sulfide; Cu, Pb, Zn) [4-6]. При решении проблем типизации и корреляции вулканических комплексов, формирования рудно-магматических систем и геодинамических реконструкций необходимым является изучение структурно-формационных, литолого-фациальных и палеоструктурных особенностей вулканогенно-осадочных отложений [7]. Несмотря на значительный объем исследовательских работ по Рудному Алтаю, ряд вопросов, связанных с расшифровкой петрогенезиса магматизма, геохимическими вариациями в вертикальных и латеральных рядах, а также корреляцией между его геохимической специализацией и типами рудных ассоциаций разных возрастных уровней, остался нерешенным. Настоящая работа освещает недостаточно изученный геологический объект, который относится к инициальным рудовмещающим вулканогенно-осадочным образованиям и локализован в северо-западной части Рудного Алтая. Цель работы заключалась в реконструкции вулканической последовательности на ранне-среднедевонском временном интервале и качественной оценке вклада вулканогенных формаций рифтогенной и надсубдукционной природы, с которыми генетически связаны колчеданно-полиметаллические месторождения. Одним из инструментов, позволяющим решать вопросы магматической петрологии и проводить корреляцию с формированием рудных месторождений, являются изотопно-геохимические исследования магматических комплексов [8-10] и анализ их формационной принадлежности [11-13].

Геологический обзор. Территория исследований относится к западной части Алтае-Саянского сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса или Алтайского тектонического коллажа – Алтаидам [14-16]. Рудно-Алтайский блок ограничен Иртышской сдвиговой зоной от фрагмента плиты Иртыш-Зайсанского палеоокеана и Северо-Восточной зоной смятия – от надвинутых со стороны Сибирского континента тектонических блоков Горного Алтая (рис.1).

Вулканогенно-осадочные толщи, связанные с раннедевонской активизацией на окраине Сибирского континента, формировались на метаморфизованной толще раннепалеозойского складчатого фундамента, при этом магматизм обладал чертами антидромной контрастной базальт-риолитовой формации, проявившись как следствие рифтогенных процессов в условиях мелководно-морской обстановки [14]. В рассматриваемом стратиграфическом разрезе северо-западной части Рудного Алтая инициальным вулканогенно-осадочным отложениям соответствуют два вулканических ритма [17] – мельничная (D_2e_1, риолиты) и сосновская свиты (D_2zv_1, риолиты). Предполагается, что произошедшее в раннем девоне внедрение мантийных магм, связанных с рифтогенезом, привело к крупномасштабному плавлению мощной терригенной толщи палеошельфа и генерации существенно кислых продуктов магматизма, с которыми, в свою очередь, генетически связаны главные колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая.

Формирование рудных месторождений первой половины девона происходило преимущественно в периоды частичного затухания вулканической активности синхронно с седиментацией и было связано с гидротермальной активностью на морском дне. Согласно современным представлениям, месторождения характеризуются как колчеданно-полиметаллические, относятся к собственному рудноалтайскому геолого-промышленному типу и содержат четыре главных компонента – Fe, Cu, Pb и Zn с повышенными концентрациями Ba, Ag, Au, а также некоторых халькофильных (As, Bi и т.д.) и сидерофильных (Co, Ni и т.д.) элементов [18, 19]. В некоторых случаях формирование месторождений удается отождествлять с деятельностью черных курильщиков, фрагменты сульфидных труб которых были найдены в разных частях Рудного Алтая [18].

В мировой практике подобные геологические обстановки принято рассматривать в контексте процессов литосферного растяжения, связанных или с рифтогенезом океанических островных дуг, или с формированием задуговых бассейнов [4-6]. Одним из актуальных геодинамических сценариев для Рудного Алтая в девоне [20] является миграция вулканического фронта от континента к океану с рифтогенезом и расширением задугового бассейна [21-23] по образу и подобию развития обстановок Западно-Тихоокеанского типа [16]. Принимая за основу эту гипотезу, актуальными является ее верификация путем изучения геохимических типов девонского вулканизма, и, в перспективе, реконструкция его мантийных источников и механизмов формирования на каждой тектонической стадии развития Рудного Алтая.

Проведено геологическое изучение мельничной и сосновской свит в районе их стратотипических разрезов на опорном участке г. Мельничные сопки к западу от Змеиногорска северо-западной части Рудного Алтая (рис.2, *а*, *в*). Детальная характеристика особенностей девонского вулканизма на этом участке приведена в объяснительных записках к геологическим листам Алтайской серии [23].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2025. Т. 276. Вып. 1. С. 101-114
© М.Л.Куйбида, И.В.Викентьев, Н.Н.Крук, О.В.Мурзин, Н.М.Мурзина, А.В.Чугаев, В.А.Яковлев, Я.Ю.Шелепов, А.В.Нарыжнова, П.А.Фоминых, Е.Д.Зюков, Г.Ф.Карманов, 2025

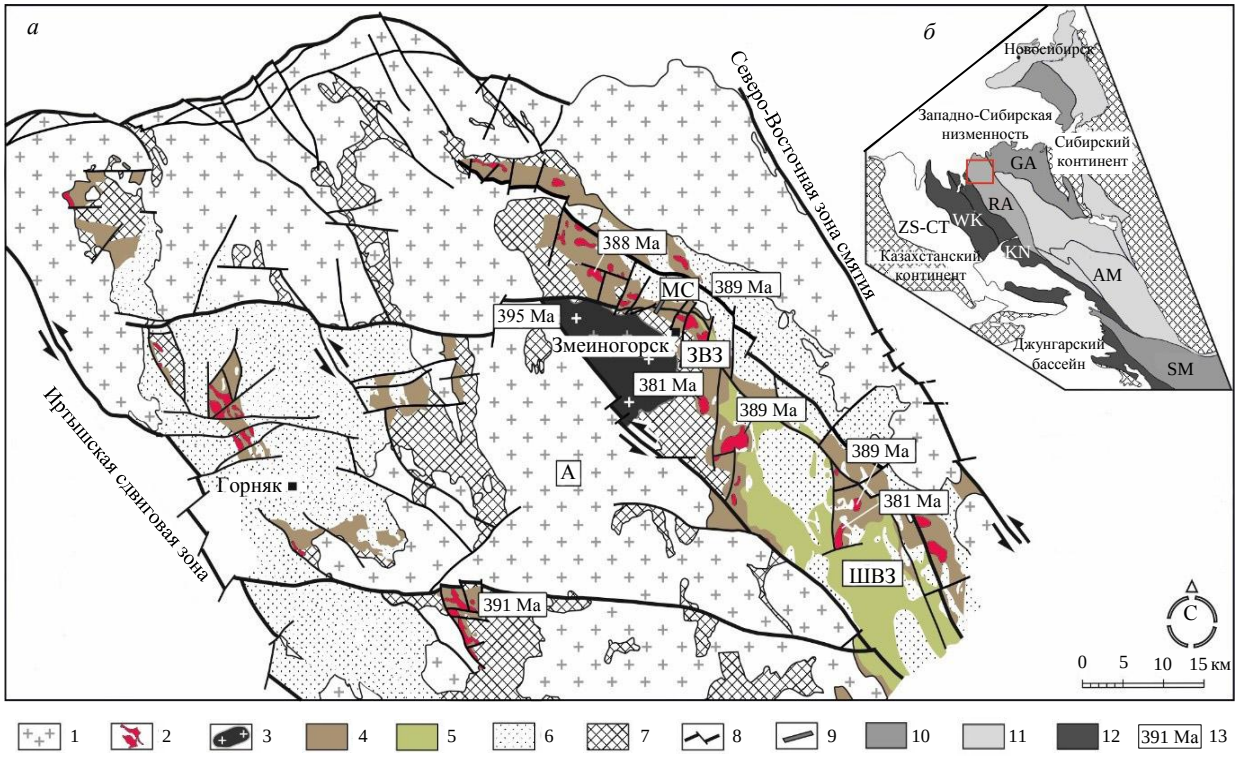


Рис.1. Структурно-геологическая схема с размещением девонских магматических комплексов северо-западной части Рудного Алтая [17] с дополнениями (*а*) и тектоническая схема западной части Алтае-Саянской складчатой области [15] (*б*)

1 – гранитоиды, D_2-C_2 (объединенные); 2 – субвулканические интрузии риолит-порфиров мельнично-сосновского вулканического комплекса ($D_{1\text{-}2}$); 3 – гранитоиды массива Мохнатые сопки с точкой датирования [20] и контурами предполагаемой магматической камеры эродированного палеовулкана; 4 – мельничная и сосновская вулканические свиты ($D_{1\text{-}2}$); 5 – шипуновская вулканическая свита ($D_{2\text{-}3}$); 6 – прочие вулканические и осадочные комплексы девона (объединенные); 7 – каледонский фундамент Рудного Алтая (S-D_1); 8 – разрывные нарушения; 9 – профиль стратотипического разреза на участке Мельничные сопки (МС); 10 – герцинские вулкано-плутонические пояса; 11 – каледонский террейново-орогенный пояс Сибири; 12 – сутурная зона (Иртыш-Зайсанский палеоокеан); А – Алейское поднятие; ЗВЗ – Змеиногорская вулканическая зона; ШВЗ – Шипунихинская вулканическая зона; террейны: GA – Горно-Алтайский; RA – Рудно-Алтайский; KN – Калба-Нарымский; WK – Западно-Калбинский; ZS-CT – Жарма-Саурский и Чингиз-Тарбагатайский; AM – Алтае-Монгольский; SM – Южно-Монгольский; 13 – ранее изученные вулканические центры с точками датирования [17]

Аналитические методы

Аналитические исследования, выполненные в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН им. В.С.Соболева, Новосибирск), включали РФА-анализ горных пород (Na_2O, MgO, Al_2O_3, SiO_2, P_2O_5, K_2O, CaO, TiO_2, MnO, Fe_2O_3; спектрограф S4 Pioneer), ICP-MS анализ с разложением твердых образцов на стандартный набор до 25 микроэлементов (14 REE, 4 HFSE, Cs, Ba, Sr, Y, Rb, Th, U; масс-спектрометр Finnigan Element; АЦ ИГМ СО РАН, Новосибирск); изотопный возраст цирконов методом ICP-MS (прибор Element XR (Thermo), Thermo Fisher Scientific (Германия) с приставкой для лазерной абляции New Wave UP-213 (New Wave Research, Inc., США), научный сотрудник Д.В.Семенова, младший научный сотрудник А.В.Карпов); CL-изображения цирконов электронным сканирующим микроскопом JSM-6510LV (Jeol), старший научный сотрудник А.Т.Титов. Определение концентрации рудных компонентов проводилось портативным XRF-анализатором Olympus Vanta M-Series (Лаборатория № 214 ИГМ СО РАН, старший научный сотрудник П.А.Неволько). В основу классификации горных пород легли петрохимические диаграммы для вторично измененных горных пород, основанные на немобильных элементах [4-6], а также оценка степени вторичных изменений пород в шлифах (хлоритизация, окварцевание, альбитизация). В основу классификации стратифицированных вулканогенно-осадочных и субвулканических образований были положены рекомендации [11]. За основу интерпретации геодинамической обстановки были взяты региональные геологические данные [17], исследования петрогеохимического состава пород [4-6] и формационный анализ [12, 13].

Анализ осадочной формации. В изученном разрезе Мельничных сопок было выделено три субформации, различающиеся по гранулометрическому составу и фактически соответствующие трем главным перерывам в вулканической активности (рис.2, *а*, *б*). Более детальное выделение

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2025. Т. 276. Вып. 1. С. 101-114
© М.Л.Куйбида, И.В.Викентьев, Н.Н.Крук, О.В.Мурзин, Н.М.Мурзина, А.В.Чугаев, В.А.Яковлев, Я.Ю.Шелепов, А.В.Нарыжнова, П.А.Фоминых, Е.Д.Зюков, Г.Ф.Карманов, 2025

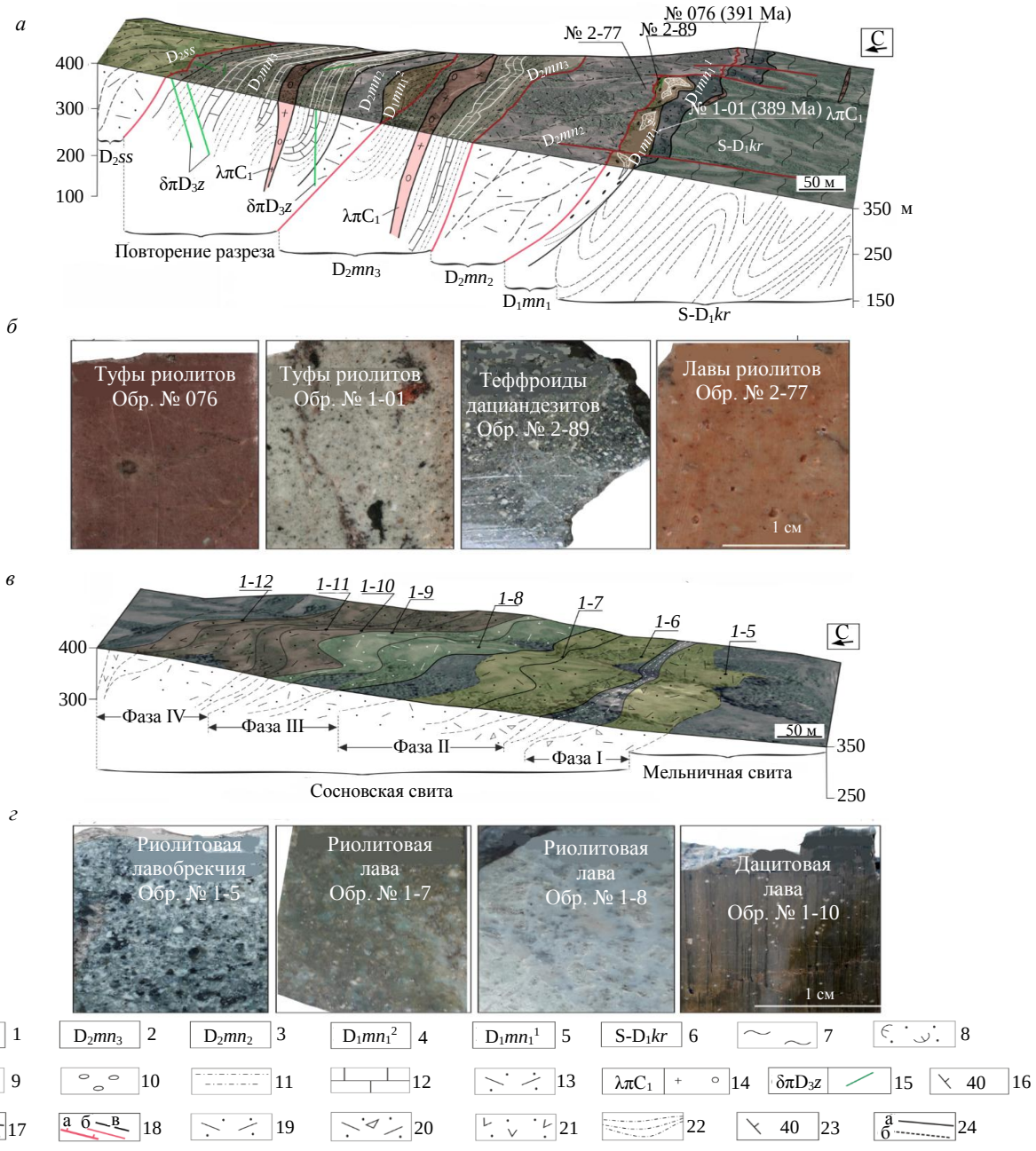


Рис.2. Теневая модель рельефа участка Мельничные сопки с вынесенными контурами геологических тел мельничной свиты, подсвеченная с запада (*а*) с представительными фотографиями образцов мельничной свиты S-D$_1$*kz* (*б*) и с вынесенными контурами геологических тел сосновской свиты, подсвеченной с запада (цифрам соответствуют точки отбора проб из лавовых потоков) (*в*) с представительными фотографиями образцов сосновской свиты (*г*)

1-7 – стратиграфические подразделения мельнично-сосновского вулканического комплекса: 1 – сосновская свита, 2 – верхнемельничная подсвита, 3 – среднемельничная подсвита, 4 – нижнемельничная подсвита, 5 – нижнемельничная подсвита (верхняя пачка), 6 – нижнемельничная подсвита (нижняя пачка), 7 – корбалихинская толща; 8-15 – литологический состав: 8 – метаморфические сланцы, 9 – туфы кислого состава, 10 – туффиты, 11 – конгломераты, гравелиты, песчаники, 12 – известняки, мергели, 13 – лавы кислого состава, 14 – субвулканические интрузии риодацитов, 15 – дайки долеритов змеиногорского интрузивного комплекса (?); 16 – элементы залегания; 17 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 18 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – прочие, в – предполагаемые; 19-22 – литологический состав: 19 – лавы риолитов, 20 – лавобрекчия риолитов, 21 – лавы дацитов, 22 – алевролиты; 23 – элементы залегания; 24 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые.

Геологическая схема составлена с использованием материалов О.В.Мурзина

осадочных пачек, которое позволило бы более тонко выявить все перерывы в вулканической деятельности, затруднено из-за тектонического дублирования пачек в различных масштабах участка.

Первая субформация (нижняя часть мельничной свиты) представлена однотипными слабоокатанными грубообломочными (псефитовыми) гравелитами. Обломки гравелитов сложены зелеными сланцами из подстилающей каледонской толщи и кремнистыми породами, возможно представляющими собой более ранний вулканогенный материал из мельничной свиты.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Вторая субформация (средняя часть мельничной свиты) характеризовалась отложением туффитов за счет размыва ранее отложенных пепловых туфов риолитового состава и накоплением мелкообломочных песчано-алевролитовых отложений с карбонатной составляющей. Известняки и песчаники слагают линзообразной формы тела небольшой мощности, алевролиты образуют пластообразные тела.

Третья субформация (верхняя часть мельничной свиты и нижняя часть сосновской свиты) характеризуется однотипными мелкообломочными алевролитами с тонкой микрослойчатостью и имеет максимальную мощность из всех осадочных пачек. Согласно классификации терригенных пород, они могут относиться к полевошпатовым граувакам, кварц-литокластито-микститовым песчаникам или к кварцевым граувакам. На геодинамических диаграммах (не показано) составы песчаников соответствуют таковым из так называемых провинций поднятого фундамента, рециклированного орогена и смешанных орогенных песков [24].

Проведенный анализ показывает, что осадочная составляющая мельничной свиты большей частью представлена тонкообломочными породами – алевролитами, которые приурочены к верхней части толщи (D_2mn_3), и лишь в подчиненном количестве – туффитами, гравелитами, песчаниками и известняками в ее нижней и средней частях ($D_1mn_1^2$). Осадочный компонент сосновской свиты (D_2ss) приурочен к нижней части ее разреза, представляя собой маломощную пачку алевролитов.

Терригенные и карбонатные отложения описываемого участка между собой имеют согласные залегания. Направление падения слоев преимущественно северное с изменением азимута падения от 350° до 10-20° и вариациями угла падения от 45-50° до 60°. Форма геологических тел пласто- и линзообразная в мельничной свите и пластообразная в сосновской свите. Наблюдаемые линзообразные формы геологических тел могут свидетельствовать об их формировании преимущественно за счет заполнения осадочным материалом отрицательных форм рельефа морского дна, также подобная морфология может быть обусловлена тектонической природой. Осадочная составляющая мельничной свиты состоит на 97 % из алевролитов и на 3 % из туффитов, песчаников и известняков. Весь осадочный компонент сосновской свиты целиком заключен внутри единственной маломощной пачки алевролитов, составляющей 3 % общей мощности. В качестве формациеобразующего вида всего разреза выступают алевролиты с суммарной мощностью отложений ~ 650 м при общей мощности других отложений (туффиты, гравелиты, песчанико-алевролиты и известняки) ~ 60-65 м. Таким образом, главный объем осадочного компонента формации сосредоточен только в средней части, разделяя два отличающиеся по специфике этапа вулканической активности, соответствующие мельничной и сосновской свитам.

Анализ магматической формации. Формациеобразующими видами мельничной и сосновской свит выступают риолитовые туфы и лавы в соотношении 15:85 % (рис.2, *б*). Из более мафических пород установлены только туффиты дациандезитов, слагающих маломощную пачку в средней части мельничной свиты, и лавы дациандезитов в верхней части сосновской свиты. Вулканогенные образования представлены лавами, лавобрекчиями, туфами и прорывающими их субвулканическими интрузиями. Интрузии слагают как выдержанные по мощности пластовые, так и линзообразные тела. В мельничной свите ~ 20 % объема занимают лавы и лавобрекчии риолитов и туфы риолитов с преобладающей долей осадочных отложений ~ 80 %. Сосновская свита на 97 % сложена лавами и лавобрекчиями риолитов и лавами дациандезитов при подчиненном количестве ~ 3 % осадочных пород соответственно (рис.2, *г*).

Из субвулканических образований базитового ряда на участке исследований присутствуют только долеритовые дайки в средней части разреза. На основании петрографических характеристик можно сделать вывод, что они имеют более поздний – живет-франский – возраст, соответствуя таким образом периоду извержения базальтов давыдовско-каменевского вулканического комплекса [17]. В верхней части мельничной свиты заключены тонкие линзы брекчиевидных вулканогенных пород дациандезитового состава, чье петрографическое определение затруднено. Если рассматривать эти породы с точки зрения эффузивного происхождения, они содержат обломочный материал, все компоненты которого отличаются от такового из подстилающих пачек. Это позволяет рассматривать их как чуждые изучаемой вулканогенной формации.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2025. Т. 276. Вып. 1. С. 101-114
© М.Л.Куйбида, И.В.Викентьев, Н.Н.Крук, О.В.Мурзин, Н.М.Мурзина, А.В.Чугаев, В.А.Яковлев, Я.Ю.Шелепов, А.В.Нарыжнова, П.А.Фоминых, Е.Д.Зюков, Г.Ф.Карманов, 2025

Результаты U-Pb (LA-ICP-MS)-датирования. Ранее полученный изотопный U-Pb-возраст цирконов из комагматичных гранитоидов (395-384 млн лет) и субвулканических риолитов (390 млн лет) в первом приближении определяет период формирования инициального магматизма в северо-западной части Рудного Алтая [17]. Для настоящего исследования были отобраны пробы цирконов из риолитовых туфов нижней части мельничной свиты. В пробах риолитовых лавах сосновской свиты цирконы не были обнаружены. Зерна циркона отсутствуют также и в вулканомиктовых песчаниках средней части мельничной свиты. Для датирования цирконов были выбраны участки преимущественно в краевых частях зерен с учетом зональности, трещиноватости и видимых включений (рис.3).

Диаграммы Th/U-отношений для изученных проб показывают, что все значения лежат в интервале от 0,2 до 0,6, это указывает на магматическую природу цирконов. Погрешности определения возраста и измерений изотопных отношений приводятся на уровне 1σ, а погрешности конкордантных возрастов и пересечений дискордий с конкордией приводятся на уровне 2σ.

В пробе № 76 зерна бледно-желтой окраски, алмазного блеска, дипирамидального габитуса (k = 1,6-3,4 при среднем значении 2,5), с узкой осцилляторной зональностью, иногда трещиноватые. Выполнено 45 определений возраста в 35 зернах циркона в течение одной измерительной сессии. Изотопный возраст, полученный по пересечению дискордии с линией равных возрастов для 35 зерен цирконов, с суммарным количеством точек датирования – 37 показал значения ~ 391 млн лет.

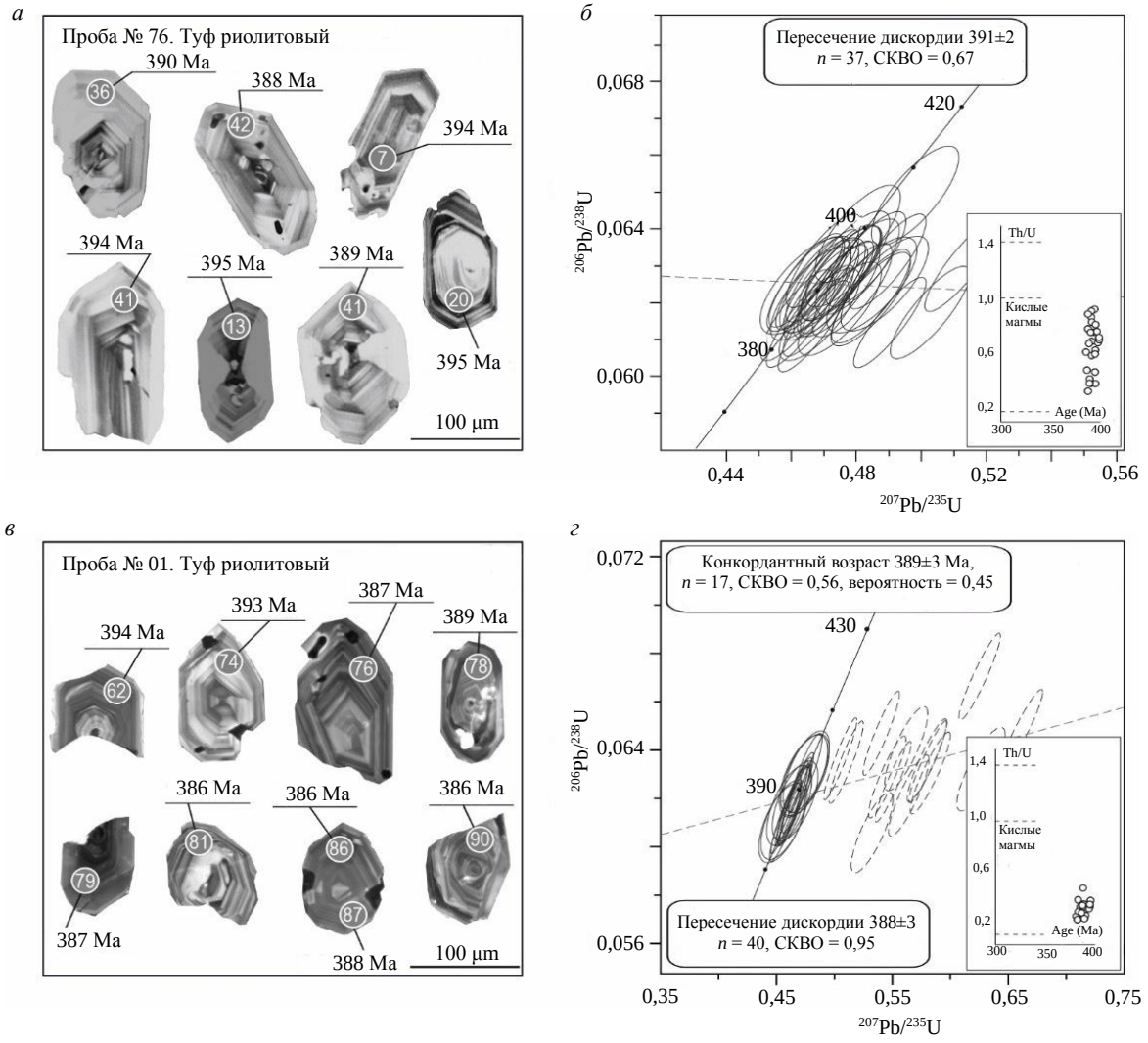


Рис.3. Фотографии внутреннего строения зерен цирконов с указанием точек датирования (*а*, *в*) и диаграммы с конкордиями, иллюстрирующие результаты изотопного U-Pb-датирования (*б*, *г*) вулканогенных пород участка Мельничные сопки. Значения Th/U-отношений в исследуемых цирконах представлены на врезках (*б*, *г*)

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

В пробе № 01 зерна бледно-желтой окраски, алмазного блеска, дипирамидального габитуса (k = 0,7-2,8 при среднем значении 1,4) с узкой осцилляторной зональностью. Выполнено 40 определений возраста в 35 зернах циркона в течение одной измерительной сессии. Изотопный возраст, полученный по пересечению дискордии с линией равных возрастов по 14 зернам цирконов с суммарным количеством точек датирования – 17, ~ 389 млн лет. Полученные результаты по двум пробам согласуются с ранее полученными изотопными U-Pb-данными возрастов для субвулканических риолитов мельнично-сосновского вулканического комплекса [20].

Петрогеохимическая классификация вулканических пород. Проанализировано 15 образцов вулканогенных пород (лавы и туфы), 5 образцов туфогенно-осадочных пород (туффиты, песчаники, алевролиты) из мельничной свиты и 8 образцов лав из сосновской свиты. Поскольку формирование обсуждаемых вулканогенных толщ было связано с обстановкой морского дна, это позволяет рассматривать их в качестве составляющих классической спилит-кератофировой формации [7], в составе которой, помимо вулканогенных пород, могут быть широко распространены и разновидности пирокластической природы (туфы, туффиты и т.д.). Вариации подвижных элементов в вулканогенных породах подводных обстановок рассматриваются как результат массообмена при реакции магмы с проникающей в нее морской водой и/или с поднимающимися разогретыми гидротермальными флюидами [4, 5, 25]. Известно, что ультракислые вулканические породы Рудного Алтая не являются специфичным классом пород, они были подвержены интенсивным вторичным изменениям, выраженным в окремнении и альбитизации [20].

Анализ вариаций щелочей указывает на существенную роль калиевого метасоматоза в некоторых вулканогенных породах мельничной свиты (K_2O/Na_2O = 28-343) [26, 27]. Большая часть составов обладает аномальными содержаниями SiO_2 (81,26-89,48 мас.%), располагаясь на TAS-диаграмме (рис.4, *а*) в области силекситов, что предполагает взаимодействие с вторичными кремнекислыми растворами. Наиболее сильному метасоматозу были подвержены туфы нижнемельничной подсвиты (SiO_2 = 80,38-89,48 мас.%, K_2O/Na_2O = 35-342), в чуть меньшей степени были изменены лавы среднемельничной подсвиты и некоторые лавы сосновской свиты (SiO_2 = 82,25-88,68 мас.%, K_2O/Na_2O = 1,12-50,3). Характер вторичных изменений в этих вулканических породах соответствует породам субвулканических риолитов мельнично-сосновского вулканического комплекса [20]. Слабоизмененные составы кислых лав мельничной и сосновской свит в общей последовательности их формирования характеризуются снижением содержаний SiO_2 (74,26-67,81 мас.%) и суммой щелочей ($Na_2O + K_2O$ = 6,03-7,89 мас.%), позволяющих формально отнести их к риолитам среднекалиевой известково-щелочной серии и к низкокалиевому толеитовому ряду (K_2O = 1,11-3,7 мас.%) на диаграмме $SiO_2 – K_2O$ (рис.4, *б*). В сравнении с лавами и туфами мельничной свиты петрохимические составы сингенетичных туфогенно-осадочных пород не отражают каких-либо существенных вторичных изменений, характеризуясь более низкими содержаниями SiO_2 (70,06-76,17 мас.%), значениями отношений K_2O/Na_2O (0,1-0,79) и суммы щелочей ($Na_2O + K_2O$ = 2,54-4,84 мас.%). Петрохимические характеристики изученной коллекции свидетельствуют об отсутствии непрерывной дифференцированной серии, включающей андезиты, традиционно рассматриваемой в составе вулканических серий надсубдукционных обстановок.

Геохимическая классификация. Геохимическая классификация измененных горных пород основана на относительно неподвижных элементах, которые наименее подвержены воздействию постмагматических процессов, включая обстановки морского дна и метаморфизм до уровня амфиболитовой фации. В подводных обстановках элементы ряда легких лантаноидов (LREE – La-Sm, включая Eu) более эффективно поддаются выщелачиванию и подвижности, чем тяжелые (HREE – Er-Lu, включая Y) [25], особенно в условиях, когда движение гидротермальных флюидов сосредоточено вдоль хорошо проницаемых зон, где реализуются высокие соотношения флюид/порода. На основании классификации с высокозарядными элементами (Zr, Nb, Y, Ti), немобильными в гидротермальном флюиде при низких степенях метаморфизма, составы вулканических пород мельничной и сосновской свит принципиально не различаются, соответствуя полю составов риолитов, реже дацитов, в пределах диапазона составов нормальной щелочности (рис.4, *в*). Вариации LREE концентраций по отношению к HREE (La/Yb_n = 1,12-12,6) имеют широкий диапазон от толеитовой до известково-щелочной серий (рис.4, *г*): известково-щелочная серия – La/Yb > 5; переходные составы – La/Yb ~3-5;

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. *2025. Т. 276. Вып. 1. С. 101-114*
© М.Л.Куйбида, И.В.Викентьев, Н.Н.Крук, О.В.Мурзин, Н.М.Мурзина, А.В.Чугаев, В.А.Яковлев, Я.Ю.Шелепов, А.В.Нарыжнова, П.А.Фоминых, Е.Д.Зюков, Г.Ф.Карманов, 2025

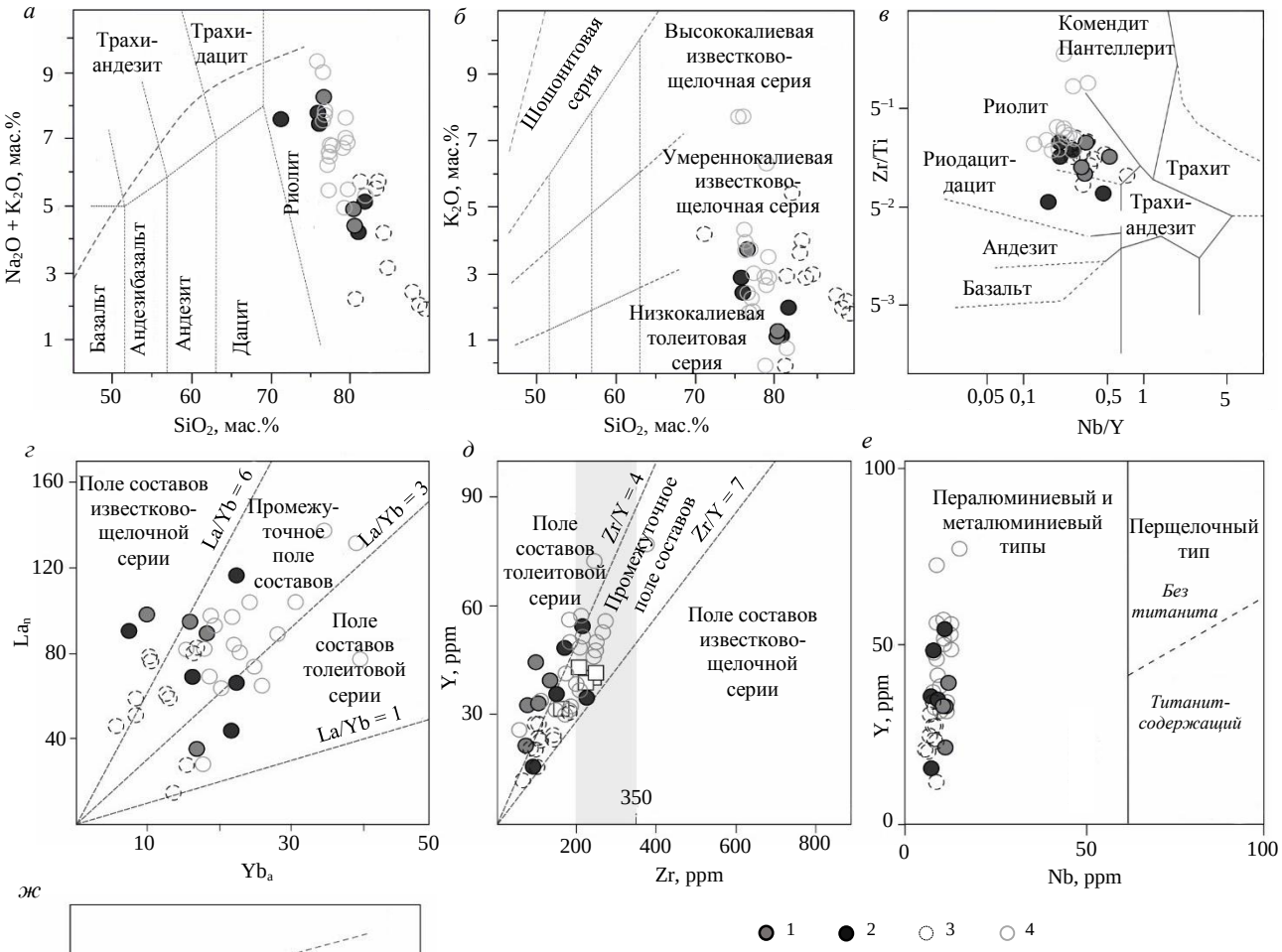


Рис.4. Геохимическая классификация пород кислого ряда:
SiO_2–(Na_2O+K_2O) (*а*); SiO_2–K_2O [26, 27] (*б*); Nb/Y–Zr/Ti [28] (*в*);
Yb_a–La_n (*г*); Zr–Y [5, 29] (*д*); Nb–Y [29] (*е*);
Ga/Al–(Zr+Nb+Ce+Y) [30] (*ж*)

1 – лавы риолитов и их туфы (D_2mn); 2 – лавы риолитов и дацитов (D_2ss);
3 – метасоматиты по лавам; 4 – субвулканические риолит-порфиры (D_2ms)

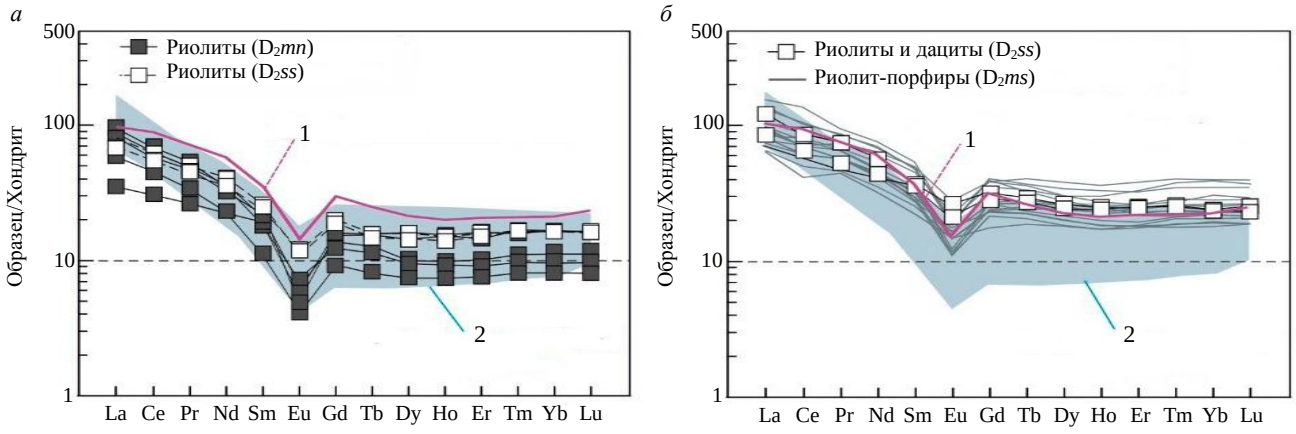


Рис.5. Спектры REE, нормированные к хондриту [31], в сравнении с высокотемпературным восстановленным (1) и низкотемпературным окисленным (2) риолитами Новой Зеландии [32, 33]

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

толеитовая серия – La/Yb < 3. Однако нормализованные к хондриту REE спектры (рис.5, *а*, *б*) [34] имеют общий когерентный характер, что допускает их использование для интерпретаций. Анализ немобильных элементов (см. рис.4, *д*) [4-6] показывает, что фигуративные точки составов лежат преимущественно в поле толеитовой серии с уклоном в сторону известково-щелочной, поскольку имеют относительно низкие значения своих индикаторных отношений (Zr/Y = 3-6,6, Zr < 350 ppm). Очевидно, что обсуждаемые геохимические типы по своей природе не были перщелочными, о чем свидетельствуют индикаторные соотношения Nb/Y (< 0,52) и относительно низкие концентрации Nb (< 12 ppm); см. рис.4, *е*) [29]. Также маловероятно, что их родительские магмы не могли быть пералюминиевой природы, поскольку изученные составы имеют положительную эволюционную тенденцию в распределении значений Ga/Al (см. рис.4, *ж*), отличаясь от высокофракционированных кислых магм *S*- и *I*-типа [30]. Суммарные концентрации Nb, Y, Zr и Ce (< 347 ppm) в совокупности с низкими значениями Ga/Al отношения (1,26-3,52) и содержаниями Zn (9-187 ppm) указывают на принадлежность изученных пород к области составов *I-S*-типа вблизи области составов A_2-типа. Содержания крупноионных литофильных элементов (LILE: Rb, Ba, Cs, Sr) демонстрируют более значимые вариации в одном и том же типе сильно измененных пород, что соответствует их высокой подвижности при гидротермальных процессах [25]. Например, соотношение Rb/Sr для слабоизмененных пород варьирует от 0,02 до 1,2, в сильноизмененных разновидностях – от 0,4 до 6,0. В большинстве случаев область распределения составов имеет близкое сродство с ранее изученными субвулканическими риолитами мельнично-сосновского вулканического комплекса [20], которые обладают более выраженными переходными геохимическими характеристиками между островодужными и внутриплитными магматическими формациями.

Составы слабоизмененных лав мельничной свиты, нормированные к хондриту [34], характеризуются ассиметричными спектрами REE с широким диапазоном значения $(La/Yb)_n$ отношений (2,11-10,09), обладая почти ровными до положительных формами спектров HREE $(Gd/Yb)_n$ = 0,96-1,29) и европиевой аномалией (Eu/Eu* = 0,28-0,51; Eu* = $Eu_n/(Sm_n*Gd_n)^{1/2}$ (рис.5, *а*). По геохимическим характеристикам изученные породы наиболее близки к породам энсиалических островных дуг, обязанных своим петрогенезисом флюидонасыщенным условиям частичного плавления коровых субстратов, под контролем режима дегидратации субдуцирующей плиты [32, 33]. Лавы сосновской свиты нижней части разреза характеризуются REE со спектрами, близкими к лавам мельничной свиты ($(La/Yb)_n$ = 4,27-4,9, $(Gd/Yb)_n$ = 1,16-1,24), отличающимися менее выраженной Eu-аномалией (Eu/Eu* = 0,5-0,54; рис.5, *б*). В верхней части разреза эти вулканиты обладают более обогащенными спектрами REE $(La/Yb)_n$ = 2,96-5,18, $(Gd/Yb)_n$ = 1,21-1,33, Eu/Eu* = 0,65-0,75), таким образом соответствуя субвулканическим риолитам мельнично-сосновского вулканического комплекса [20]. Породы по своим редкоэлементным спектрам, нормированным к хондриту [34] и ряду других гео-химических характеристик, напоминают риолиты бимодальных ассоциаций из рифтогенных обста-новок в тыловых частях энсиалических островных дуг, например трог Окинава [35-37], рифт Куроко [38-40], рифт Таупо [41, 42]. В совокупности с относительно высокими содержаниями HREE (157-210 ppm), Y (48-54 ppm) и Zr (172-217 ppm) родительские магмы этих риолитов могли образоваться при более редуцированных условиях частичного плавления [32, 33] по сравнению с предшествующими магмами, имеющими более выраженные надсубдукционные геохимические характеристики (HREE = 66-174, Y = 16-39, Zr = 76-179 ppm). Кроме того, эмпирически установлено, что фельзитовые породы *A*-типа обладают в 2-3 раза более высокими содержаниями Zn, чем аналогичные по составу гранитоиды *S*-, *I*- и *M*-типов и близкие к ним вулканические породы (< 60 ppm [6]), что объясняется высокой растворимостью Zn при высоких температурах в таких магматических системах. Косвенно это указывает на металлоносность родительских магм исследованных риолитов.

Анализ рудоносной формации. Проанализировано 13 образцов пород из мельнично-сосновского вулканического комплекса, а также три образца из субвулканических интрузий. Вертикальное распределение рудных компонентов представлено на рис.6. Породы комплекса характеризуются высокими концентрациями Zn, Pb, Cu, Ba и содержат As, Bi, Co, Ni и Cr. В среднем наибольшие содержания Zn, Pb, Cu и Ba приурочены к вулканогенным и вулканогенно-осадочным пачкам. Среди субвулканических интрузий выделяется долерит с высокими концентрациями как Zn, Pb, Cu, Ba, так и Co, Ni, Cr. Вероятно, появление Co, Ni и Cr в породах этого интрузивного комплекса связано с более поздним базальтоидным вулканизмом, который возник на изучаемой территории с конца живета и продолжался до начала франа [17].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

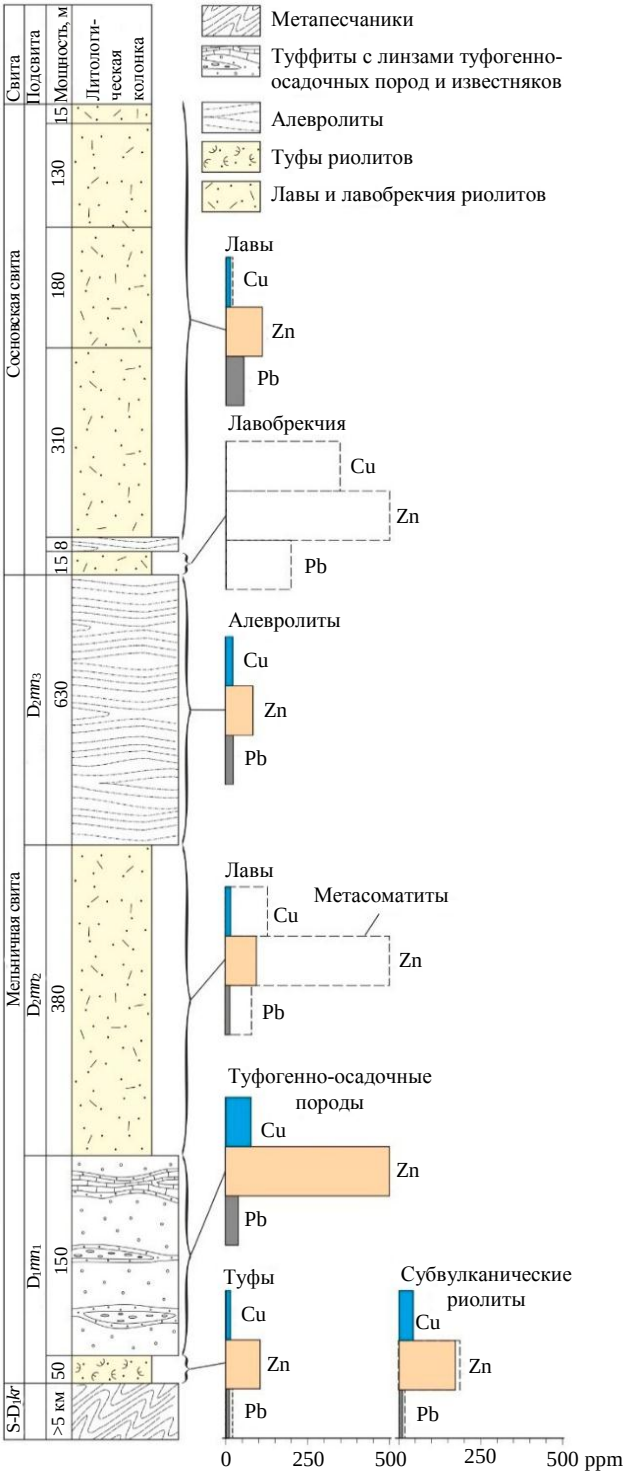


Рис.6. Распределение рудных компонентов в разрезе мельнично-сосновского вулканического комплекса

Для мельничной свиты характерны минимальные концентрации Zn, Pb, Cu (до 1164, 78, 162 г/т соответственно) при максимальных концентрациях As (до 52 г/т). В сосновской свите наблюдается обратное распределение этих компонентов (Zn до 15648; Pb до 307; Cu до 497; As до 3 г/т). Более высокие содержания As в мельничной свите связаны с ранними диагенетическими процессами преобразования осадков на небольших глубинах, что характерно для ряда вулканогенно-гидротермальных месторождений, образованных в мелководно-морских условиях [32]. Напротив, высокие содержания Zn, Pb и Cu в сосновской свите соответствуют имеющимся данным об их связи с эндогенными процессами (магматической активностью) [17]. Увеличение содержаний Zn в разрезе указывает на нарастающую активность вулканизма в связи с прогрессирующими рифтогенными процессами – большая часть вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений комплекса имеет повышенные содержания Zn (свыше 60 г/т), что характерно для рифтогенных (*A*-тип) кислых магм окраинно-континентальных обстановок [4-6].

Обсуждение результатов

С точки зрения анализа осадочных формаций [12, 13] в большинстве случаев появление грубообломочных фаций в разрезе, как продуктов разрушения растущих горных поднятий, должно свидетельствовать о проявлении тектонической активизации. С другой стороны, грубообломочные фации можно рассматривать как внутриформационные образования, связанные с кратковременным разрушением вулканических построек в периоды вулканического затишья. В данном исследовании петрографические наблюдения указывают на уменьшение гранулометрического состава осадочных пород (от гравелитов к алевролитам) и на увеличение доли продуктов вулканизма вплоть до их полного преобладания в разрезе от подошвы мельничной свиты ккровле сосновской свиты.

Формально уменьшение гранулометрической размерности осадочных пород снизу вверх по разрезу в последовательности гравелиты – песчанико-алевролиты – алевролиты на участке Мельничные сопки соответствует признакам трансгрессии морского бассейна, связанной с тектоническим опусканием территории. В общих чертах это не противоречит описываемой геологической ситуации в Рудном Алтае, где девонской магматической активизации предшествовало воздымание территории и формирование брахиформной антиклинальной складчатости фундамента, а на границе среднего и позднего девона четко проявился режим растяжения с формированием рифтовой зоны в тыловой части северо-запада Рудного Алтая [17]. При этом береговая линия материковой части должна была находиться в относительной удаленности.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© М.Л.Куйбида, И.В.Викентьев, Н.Н.Крук, О.В.Мурзин, Н.М.Мурзина, А.В.Чугаев, В.А.Яковлев, Я.Ю.Шелепов, А.В.Нарыжнова, П.А.Фоминых, Е.Д.Зюков, Г.Ф.Карманов, 2025

Породы обладают массивными текстурами, отсутствует косая слоистость в обнажениях, свидетельствуя об относительной удаленности прибрежной мелководно-морской зоны и отсутствии интенсивной волновой активности. В обломках гравелитов отсутствуют явные минералогические признаки привноса чужеродного материала из континентальной части, на что могли бы указывать пертитовые зерна калишпатов, обломки гранитных пород и зерна кварца с мозаичным строением.

Среди других косвенных признаков отмечается базальный цемент в породах, указывающий на среднюю степень перемыва первичного осадочного материала. В вулканомиктовых песчаниках мельничной свиты не были обнаружены цирконы. Корреляция между стилем осадконакопления и палеонтологическими данными (глубиной обитания фауны) также указывает на плавный переход от прибрежной зоны (внутренняя часть шельфа) к более глубоководным зонам (внешняя часть шельфа). Таким образом, набор геологических признаков свидетельствует в пользу погружения территории, начавшегося в обстановке мелководно-морского бассейна, в относительной удаленности от береговой линии континента, но без явных признаков активного рифтогенеза, поскольку отсутствуют свидетельства лавинной седиментации грубообломочного материала [17].

С точки зрения анализа магматических формаций [11-13] в изученном разрезе мельничнососновского вулканического комплекса отсутствует непрерывная серия от базальтов к риолитам, являющаяся классическим индикатором большинства субдукционно связанных обстановок. Широкое распространение имеют пирокластические породы кислого состава (туфы риолитов) и, за исключением редких прослоев туфов дациандезитов, отсутствует пирокластический материал андезитового состава.

На участке исследований мельничная и сосновская свиты обнаруживают различную специфику своего образования, выраженную в различной продолжительности и интенсивности извержений. Мельничная свита состоит преимущественно из лав и лавобрекчий риолитов и их туфов. Сосновская свита полностью состоит из лав и лавобрекчий риолитов, т.е. кислых эффузивных продуктов извержений, которые из-за своей высокой вязкости должны были накапливаться в непосредственной близости от центров извержений, пирокластический материал отсутствует.

Лавы мельничной свиты обладают в основном массивными, редко полосчатыми (флюидальными) текстурами, указывающими на течение лавовых потоков. В свою очередь, в лавах сосновской свиты наблюдается большее текстурное разнообразие – распространены как массивные, полосчатые (флюидальные), пятнистые, так и сферолоидные текстуры. Пятнистая текстура может быть связана с вторичными изменениями, в то время как образование лав со сферолоидной текстурой связано с тем, что предшествующая ей лава (с хорошо развитыми структурами течения) содержала в себе большое количество растворенных летучих компонентов [11]. Это соответствует наблюдениям авторов – в разрезе сосновской свиты сферолоидным лавам предшествуют тонкополосчатые лавы.

Сравниваемое количество изверженного вулканического материала в обеих свитах, выраженное в мощностях, имеет соотношение 4:6. Вулканически активный период мельничной свиты можно охарактеризовать как угнетенный спорадический, с резким преобладанием пирокластических продуктов извержений над лавами, несколько раз чередовавшихся с кратковременными вулканическими паузами и накоплением внутриформационного грубообломочного осадочного материала. В противоположность ему период формирования вулканизма сосновской свиты имел более интенсивный и почти непрерывный характер, выраженный в извержениях лав при отсутствии пирокластического материала, что произошло после накопления толщи мелкообломочного осадочного материала. В исследовании [43] подобный механизм извержения (с отсутствием пирокластического материала) объясняется увеличением глубины от 200 м и более, в результате чего эксплозивная деятельность вулканов уменьшается вплоть до полного прекращения. Это предполагает прямую связь с высоким гидростатическим давлением столба морской воды, что приводит только к медленному подъему порций кислых магм, с последующим их выдавливанием на поверхность морского дна и закупориванием жерла.

Наконец, если включать в состав формации дайки долеритов, которые не имеют к ней отношения, то формально речь идет о бимодальной базальт-риолитовой (кварц-кератофировой) формации, связанной с относительно мелководными морскими условиями образования [12]. Совокупность обсуждаемых признаков, которыми обладает все сообщество формаций (вулканогенной,

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© М.Л.Куйбида, И.В.Викентьев, Н.Н.Крук, О.В.Мурзин, Н.М.Мурзина, А.В.Чугаев, В.А.Яковлев, Я.Ю.Шелепов, А.В.Нарыжнова, П.А.Фоминых, Е.Д.Зюков, Г.Ф.Карманов, 2025

осадочной и рудоносной), в большей мере говорит в пользу рифтогенной обстановки. Если считать, что извержения лав на дневную поверхность являются результатом возросшей проницаемости континентальной литосферы и активизации глубокопроникающих разломных зон, то вулканические извержения мельничной свиты отражают инициальную стадию этого развития, а сосновской свиты – более прогрессивную стадию развития тектонических процессов. Если провести увязку магматических, седиментационных и тектонических процессов в масштабах всего девонского временного отрезка от конца эмса до начала франа, когда произошла вспышка базитового вулканизма в северо-западной части Рудного Алтая, то формирование мельнично-сосновского вулканического комплекса можно интерпретировать как инициальное, соответствующее началу растяжения земной коры.

Концептуальный геодинамический сценарий. Несмотря на противоречия в интерпретации геодинамической природы Рудного Алтая [20], общим для большинства авторов является вывод о последовательности от инициального рифтогенеза ($D_{1\text{-}2}$) к формированию островной дуги (D_3-C_1). Однако с точки зрения предлагаемых моделей остается необъяснимым, по каким причинам инициальный вулканизм Рудного Алтая (ранний-средний девон) представлен бимодальной ассоциацией, развивавшейся в рифтогенной обстановке на фоне общего погружения мелководно-морского бассейна и без предшествующих островодужных ассоциаций, а в позднем девоне на месте рифтогенного бассейна Рудного Алтая, судя по формальным признакам, формировалась островная дуга с андезитами [14, 17].

Как известно, развитие бимодального вулканизма является обычным явлением обстановок растяжения, в то время как развитие андезитов обычно соответствует геодинамическим условиям сжатия. Актуальные исследования, основанные на модели Extension Subduction Orogen [44], предполагают, что движущей силой формирования окраинных задуговых бассейнов является изменение геометрии и откат субдуцирующей плиты в совокупности с внедрением астеносферного диапира в зону субдукции, что приводит к миграции вулканического фронта, расширению задугового бассейна и, соответственно, к интерференции геохимических признаков магматизма [35-37]. Однако, по аналогии с развитием Японского задугового бассейна, процесс не является однонаправленным – возможно чередование эпизодов растяжения и сжатия в случае обратно-поступательного движения субдуцирующей плиты. Открытие задуговых бассейнов на Восточной окраине Азии сопровождалось формированием грабеноподобных структур и бассейнов типа пулл-апарт, а также разнонаправленным вращением крупных континентальных блоков и латеральными лево- и правосдвиговыми перемещениями тектонических блоков вдоль главных сдвиговых зон и сопряженных разломов [45, 46].

В Рудно-Алтайском блоке также широко распространены тектонические макроструктуры, которые являются индикаторными для определения режимов проявления вулканизма, – крупные сдвиговые зоны и сопряженные с ними разломы, бассейны типа пулл-апарт, геолого-картографические свидетельства вращения отдельных блоков, маркируемые субвулканическими интрузиями и др. С учетом кинематических характеристик и пространственного положения разломов девонская тектоническая структура Рудно-Алтайского блока может быть рассмотрена как negative flower (tulip) структура, согласно структурно-кинематическим моделям и аналоговому моделированию [47, 48]. Геодинамическая интерпретация авторов статьи, основанная на модели скольжения окраинно-континентальных литосферных плит [49], предполагает активизацию тектонической зоны между островной дугой и задуговым бассейном, подобно таковой на Восточной окраине Азии. Это соответствует представлениям предшественников [14], проведших аналогию между колчеданно-полиметаллическим поясом Рудного Алтая и провинцией «зеленых туфов» в Японии (тип Куроко), сформированной в режиме растяжения в субмаринных условиях позади островной дуги [38-40].

Заключение

Реконструкция формирования инициальных вулканогенных формаций, генетически связанных с ранне-среднедевонскими колчеданно-полиметаллическими месторождениями северо-западной части Рудного Алтая, позволила сформулировать следующие выводы:

• Формирование вулканогенных формаций происходило в тектонической обстановке, связанной с инициальной стадией обстановки рифтогенеза.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

• Петрогеохимические интерпретации и анализ генетического типа сообщества формаций (магматической, осадочной и рудоносной) указывают на их связь с рифтогенной обстановкой. Изотопный U-Pb возраст цирконов из инициальных туфогенных толщ ~ 390 млн лет.

• Концептуальный геодинамический сценарий предполагает формирование рудных месторождений Рудного Алтая в переходной зоне между островной дугой и задуговым бассейном, подобно таковым обстановкам Восточной окраины Азии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Vikentyev I.V., Belogub E.V., Novoselov K.A., Moloshag V.P.* Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals. Ore geology // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 85. P. 30-63. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.10.032

2. *Чекалин В.М., Дьячков Б.А.* Рудноалтайский полиметаллический пояс: закономерности распределения колчеданного оруденения // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 6. С. 513-532. DOI: 10.7868/S0016777013060026

3. *Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В. и др.* Источники металлов колчеданных месторождений Рудного Алтая по данным высокоточного MC-ICP-MS изучения изотопного состава свинца // Геохимия. 2023. Т. 68. № 6. С. 545-569. DOI: 10.31857/S001675252306002X

4. *Galley A.G., Hannington M.D., Jonasson I.R.* Volcanogenic Massive Sulphide Deposits // Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 2007. Special Publication № 5. P. 141-161.

5. *Brueckner S.M., Johnson G., Wafforn S. et al.* Potential for Volcanogenic Massive Sulfide Mineralization at the A6 Anomaly, North-West British Columbia, Canada: Stratigraphy, Lithogeochemistry, and Alteration Mineralogy and Chemistry // Minerals. 2021. Vol. 11. Iss. 8. № 867. DOI: 10.3390/min11080867

6. *Piercey S.J., Hinchey J.G., Sparkes G.W.* Volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits of the Dunnage Zone of the Newfoundland Appalachians: setting, styles, key advances, and future research // Canadian Journal of Earth Sciences. 2023. Vol. 60. № 8. P. 1104-1142. DOI: 10.1139/cjes-2022-0148

7. *Кузнецов В.В., Кудрявцева Н.Г., Серавина Т.В. и др.* Основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. М.: Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, 2019. 208 с.

8. *Levashova E.V., Mamykina M.E., Skublov S.G. et al.* Geochemistry (TE, REE, Oxygen) of Zircon from Leucogranites of the Belokurikhinsky Massif, Gorny Altai, as Indicator of Formation Conditions // Geochemistry International. 2023. Vol. 61. № 13. P. 1323-1339. DOI: 10.1134/S001670292311006X

9. *Левашова Е.В., Скублов С.Г., Хамдард Н. и др.* Геохимия циркона из пегматитоносных лейкогранитов комплекса Лагман, провинция Нуристан, Афганистан // Russian Journal of Earth Sciences. 2024. Т. 24. № 2. № ES2011. DOI: 10.2205/2024es000916

10. *Скублов С.Г., Левашова Е.В., Мамыкина М.Е. и др.* Полифазный Белокурихинский массив гранитов, Горный Алтай: изотопно-геохимическое исследование циркона // Записки Горного института. 2024. Т. 268. С. 552-575.

11. *Лучицкий И.В.* Основы палеовулканологии. В 2 т. Т. 2. Древние вулканы. М.: Наука, 1971. 383 с.

12. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

13. *Цейслер В.М.* Учение о геологических формациях в связи с изучением состава, строения и эволюции земной коры // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2009. № 2. С. 3-9.

14. Любецкий Большой Алтай (геология и металлогения). Т. 1. Геологическое строение / Под ред. Г.Н.Щербы. Алматы: Гылым, 1998. 304 с.

15. *Добрецов Н.Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (*Палеоазиатский океан*) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 5-27.

16. *Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А.* Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1831-1850.

17. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Алтайская. Лист M-44-XI (Змеиногорск). Объяснительная записка. СПб: Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2001. 174 с.

18. *Гаськов И.В.* Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала // Литосфера. 2015. № 2. С. 17-39.

19. *Масленников В.В., Масленникова С.П., Третьяков Г.А. и др.* Блеклые руды в палеозойских «курильщиках» из колчеданных месторождений Урала и Рудного Алтая // Минералогия. 2015. № 4. С. 53-78.

20. *Kuibida M.L., Murzin O.V., Kruk N.N. et al.* Whole-rock geochemistry and U-Pb ages of Devonian bimodal-type rhyolites from the Rudny Altai, Russia: Petrogenesis and tectonic settings // Gondwana Research. 2020. Vol. 81. P. 312-338. DOI: 10.1016/j.gr.2019.12.002

21. *Nakamura H., Iwamori H., Nakagawa M. et al.* Geochemical mapping of slab-derived fluid and source mantle along Japan arcs // Gondwana Research. 2019. Vol. 70. P. 36-49. DOI: 10.1016/j.gr.2019.01.007

22. *Seung Ryeol Lee.* Physical conditions for basaltic volcanism beneath the Jeju volcanic field and the geodynamic implications // Geosciences Journal. 2024. Vol. 28. № 5. P. 789-798. DOI: 10.1007/s12303-024-0031-3

23. *Dey B., Shibata T., Yoshikawa M.* LOMU Type Alkali Basalts in East Asia Sourced from Subduction Recycling of Multiple Ancient Crustal Components // Journal of Petrology. 2024. Vol. 65. Iss. 10. № egae104. DOI: 10.1093/petrology/egae104

24. *Dickinson W.R., Suczek C.A.* Plate Tectonics and Sandstone Compositions // AAPG Bulletin. 1979. Vol. 63. Iss. 12. P. 2164-2182.

25. *Humphris S.E., Blusztajn J., Yuanfeng Cai.* Rare Earth Element Mobility and Sr Isotope Systematics of Altered Volcanic Rocks from Seawater-Based and Magmatically Influenced Hydrothermal Systems: Brothers Volcano, Kermadec Arc (IODP Expedition 376) // Economic Geology. 2023. Vol. 118. № 7. P. 1699-1717. DOI: 10.5382/econgeo.4961

26. *Middlemost E.A.K.* Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth-Science Reviews. 1994. Vol. 37. Iss. 3-4. P. 215-224. DOI: 10.1016/0012-8252(94)90029-9

27. *Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. Vol. 58. Iss. 1. P. 63-81. DOI: 10.1007/BF00384745

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

28. *Winchester J.A., Floyd P.A.* Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. Vol. 20. P. 325-343. DOI: 10.1016/0009-2541(77)90057-2

29. *Shellnutt J.G., Vaughan M.W., Hao-Yang Lee, Iizuka Y.* Late Jurassic Leucogranites of Macau (SE China): A Record of Crustal Recycling During the Early Yanshanian Orogeny // Frontiers in Earth Science. 2020. Vol. 8. № 311. DOI: 10.3389/feart.2020.00311

30. *Fu Yuan Wu, Xiao Chi Liu, Wei Qiang Ji et al.* Highly fractionated granites: Recognition and research // Science China Earth Sciences. 2017. Vol. 60. № 7. P. 1201-1219. DOI: 10.1007/s11430-016-5139-1

31. *Barrie C.T., Hannington M.D.* Classification of Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits Based on Host-Rock Composition // Volcanic Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings. Society of Economic Geologists, 1999. Vol. 8. P. 1-11. DOI: 10.5382/Rev.08.01

32. *Bachmann O., Huber C.* The Inner Workings of Crustal Distillation Columns; the Physical Mechanisms and Rates Controlling Phase Separation in Silicic Magma Reservoirs // Journal of Petrology. 2019. Vol. 60. Iss. 1. P. 3-18. DOI: 10.1093/petrology/egy103

33. *Deering C.D., Gravley D.M., Vogel T.A. et al.* Origins of cold-wet-oxidizing to hot-dry-reducing rhyolite magma cycles and distribution in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. Vol. 160. Iss. 4. P. 609-629. DOI: 10.1007/s00410-010-0496-0

34. *Sun S.-s., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. Vol. 42. P. 313-345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.1

35. *Xiaohui Li, Zhigang Zeng, Huixin Yang et al.* Integrated major and trace element study of clinopyroxene in basic, intermediate and acidic volcanic rocks from the middle Okinawa Trough: Insights into petrogenesis and the influence of subduction component // Lithos. 2020. Vol. 352-353. № 105320. DOI: 10.1016/j.lithos.2019.105320

36. *Agangi A., Manalo P.C., Takahashi R. et al.* Magmatic evolution and metal systematics of back-arc volcanic rocks of north-east Japan and implications for deposition of massive sulphide Kuroko ores // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2022. Vol. 177. Iss. 12. № 115. DOI: 10.1007/s00410-022-01980-z

37. *Yagi M., Hasenaka T., Ohguchi T. et al.* Transition of magmatic composition reflecting an evolution of rifting activity // Japanese Magazine of Mineralogical and Petrological Sciences. 2001. Vol. 30. Iss. 6. P. 265-287. DOI: 10.2465/gkk.30.265

38. *Shikazono N., Ogawa Y., Utada M. et al.* Geochemical behavior of rare earth elements in hydrothermally altered rocks of the Kuroko mining area, Japan // Journal of Geochemical Exploration. 2008. Vol. 98. Iss. 3. P. 65-79. DOI: 10.1016/j.gexplo.2007.12.003

39. *Manga M., Mitchell S.J., Degruyter W., Carey R.J.* Transition of eruptive style: Pumice raft to dome-forming eruption at the Havre submarine volcano, southwest Pacific Ocean // Geology. 2018. Vol. 46. № 12. P. 1075-1078. DOI: 10.1130/G45436.1

40. *Collins W.J.* Nature of extensional accretionary orogens // Tectonics. 2002. Vol. 21. № 4. P. 6-1 – 6-12. DOI: 10.1029/2000TC001272

41. *Yuxiang Zhang, Zhigang Zeng, Xiaoyuan Wang et al.* Factors controlling the geochemical differences between two types of rhyolites in the middle Okinawa Trough // Geosciences Journal. 2020. Vol. 24. № 1. P. 35-48. DOI: 10.1007/s12303-018-0084-2

42. *Zehua Guo, Zenghui Yu, Ke Wang et al.* Origins of magmatism in the Okinawa Trough: Fe–Sr–Nd–Pb–Hf isotopic constraints // International Geology Review. 2024. Vol. 66. Iss. 8. P. 1590-1606. DOI: 10.1080/00206814.2023.2245864

43. *Hosoi J., Tanii Y., Okada M., Haneda Y.* Rotated Transtensional Basins Formed During Back-Arc Spreading in Japan: Simultaneous Rapid Tectonic Rotation and Basin Subsidence // Tectonics. 2023. Vol. 42. Iss. 6. № e2022TC007642. DOI: 10.1029/2022TC007642

44. *Ganbat A., Pastor-Galán D., Hirano N. et al.* Cretaceous to Miocene NW Pacific Plate kinematic constraints: Paleomagnetism and Ar-Ar geochronology in the Mineoka Ophiolite Melange (Japan) // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2021. Vol. 126. Iss. 5. № e2020JB021492. DOI: 10.1029/2020JB021492

45. *Kinoshita H., Yamaji A.* Arc-parallel extension in preparation of the rotation of southwest Japan: Tectonostratigraphy and structures of the Lower Miocene Ichishi Group // Island Arc. 2021. Vol. 30. Iss. 1. № e12418. DOI: 10.1111/iar.12418

46. *Gürbüz A., Şaroğlu F.* Chapter 7 – Right-Lateral Strike-Slip Faulting and Related Basin Formations in the Turkish–Iranian Plateau // Developments in Structural Geology and Tectonics. Elsevier, 2019. Vol. 3. P. 101-130. DOI: 10.1016/B978-0-12-815048-1.00007-X

47. *Bhattacharya A.R.* Strike-Slip Faults // Structural Geology. Springer, 2022. P. 231-243. DOI: 10.1007/978-3-030-80795-5_12

48. *Zhu Mengjia, Wang Guangzeng, Li Sanzhong et al.* An overview of structures associated with bends of strike-slip faults: Focus on analogue and numerical models // Marine and Petroleum Geology. 2024. Vol. 167. № 106983. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2024.106983

49. *Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В.* Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 4-29. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-3-4-29

Авторы: **Максим Леонидович Куйбида,** *канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник* (*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*), *maxkub@igm.nsc.ru*, *https://orcid.org/0009-0000-6038-0410*, **Илья Владимирович Викентьев,** *д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник* (*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*), *https://orcid.org/0000-0001-9133-7562*, **Николай Николаевич Крук,** *д-р геол.-минерал. наук, член-корреспондент РАН, директор* (*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*), *https://orcid.org/0000-0003-4166-1000*, **Олег Владимирович Мурзин,** *начальник отдела* (*Территориальный фонд геологической информации по Сибирскому федеральному округу, Новосибирск, Россия*), *https://orcid.org/0009-0004-9557-9832*, **Наталья Михайловна Мурзина,** *ведущий геолог* (*Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия*), *https://orcid.org/0009-0006-6574-0407*, **Андрей Владимирович Чугаев,** *канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник* (*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*), *https://orcid.org/0000-0002-0528-3965*, **Владислав Александрович Яковлев,** *младший научный сотрудник* (*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*), *https://orcid.org/0000-0001-9810-9108*, **Ярослав Юрьевич Шелепов,** *младший научный сотрудник* (*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*), *https://orcid.org/0000-0003-3447-9411*, **Анна Викторовна Нарыжнова,** *младший научный сотрудник* (*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*), *https://orcid.org/0000-0002-2832-1485*, **Павел Андреевич Фоминых,** *научный сотрудник* (*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*), *https://orcid.org/0009-0009-2944-5680*, **Евгений Дмитриевич Зюков,** *лаборант* (*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*), *https://orcid.org/0009-0007-7855-4969*, **Глеб Федорович Карманов,** *лаборант* (*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*), *https://orcid.org/0009-0006-3109-8321*.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0