

УДК 551.732+552.31+550.93

КЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ТОЛЩИ СИСТИГХЕМСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ТУВА): РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ¹

© 2024 г. С. И. Школьник^{1, 2, *}, Е. Ф. Летникова², К. К. Колесов², А. В. Иванов²,
Д. Д. Булгакова², Н. В. Брянский¹

¹Институт земной коры СО РАН, д. 128, Лермонтова ул., 664033 Иркутск, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
д. 3, просп. Академика Коптюга, 630090 Новосибирск, Россия

*e-mail: sink@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 15.04.2024 г.

После доработки 26.06.2024 г.

После повторной доработки 15.08.2024 г.

Принята в печать 11.09.2024 г.

В статье приведены новые полученные результаты изотопно-геохимических (Sm–Nd, Rb–Sr) и геохронологических (U–Pb LA-ICP-MS) исследований кембрийских вулканогенно-осадочных толщ (терекская и эжимская свиты) Систигхемского террейна (Центральная Тува). Установлено, что происхождение первичных базальтовых магм терекской и эжимской свит связано с частичным плавлением мантийного источника (типа OIB), метасоматически проработанного процессами, связанными с контаминацией при подплавлении дегидратированного слэба. Их формирование происходило в бассейнах рифтогенного типа, маркирующих процессы растяжения в тыловой части аккреционного комплекса с корой переходного типа на фоне субдукции под комплекс коры Палеоазиатского океана.

Формирование вулканогенно-осадочных толщ терекской и эжимской свит происходило одновременно в интервале 512–510 млн лет. Близкие изотопно-геохимические характеристики состава вулканогенных пород исследованных свит ($\epsilon_{Nd}(510) = +3.9$ до -0.45 и $\epsilon_{Nd}(510) = +4.5$ до -0.23) и время их формирования указывают на то, что они являются единой толщей, которая в процессе складчатости была разделена на фрагменты, деформированные и смещенные друг относительно друга горизонтальными движениями в ходе проявленных аккреционно-коллизийных событий. На современном эрозионном срезе они представлены серией совмещенных тектонических пластин в разной степени измененными, надвинутыми друг на друга и на докембрийский континентальный блок.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, Систигхемский террейн, Центральная Тува, кембрий, вулканогенно-осадочные толщи, изотопно-геохимический состав, U–Pb геохронология, тектоническая модель

DOI: 10.31857/S0016853X24060033, EDN: RWKWGD

ВВЕДЕНИЕ

Тувинско-Монгольская (или Кузнецко-Тувинская) островодужная система, существовавшая в Палеоазиатском океане в венде–кембрии является частью сложного тектонического ансамбля Тувинского фрагмента Центрально-Азиатского подвижного пояса [1, 8]. Эта структура, располагающаяся к северо-западу от одной из крупных докембрийских структур в восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) — Тувинско-Монгольского микроконтинента, протя-

гивается на значительное расстояние от Озерной зоны Монголии до Салаира [1, 20] (рис. 1).

В развитии Тувинско-Монгольской (далее по тексту под названием — Кузнецко-Тувинская) островодужной системы принято выделять два этапа [1]:

- венд–нижнекембрийский раннеостроводужный;
- кембрийский позднеостроводужный.

К раннеостроводужному относится Таннуольско-Хамсаринский сегмент [1, 5]. В состав этого сегмента входят террейны, формирование толщ которых происходило в обстановках островных дуг, задуговых и преддуговых бассейнов [18]. По крайнему восточному фрагменту этой системы —

¹ Дополнительные материалы доступны по DOI: 10.31857/S0016853X24060033 статьи для авторизованных пользователей.

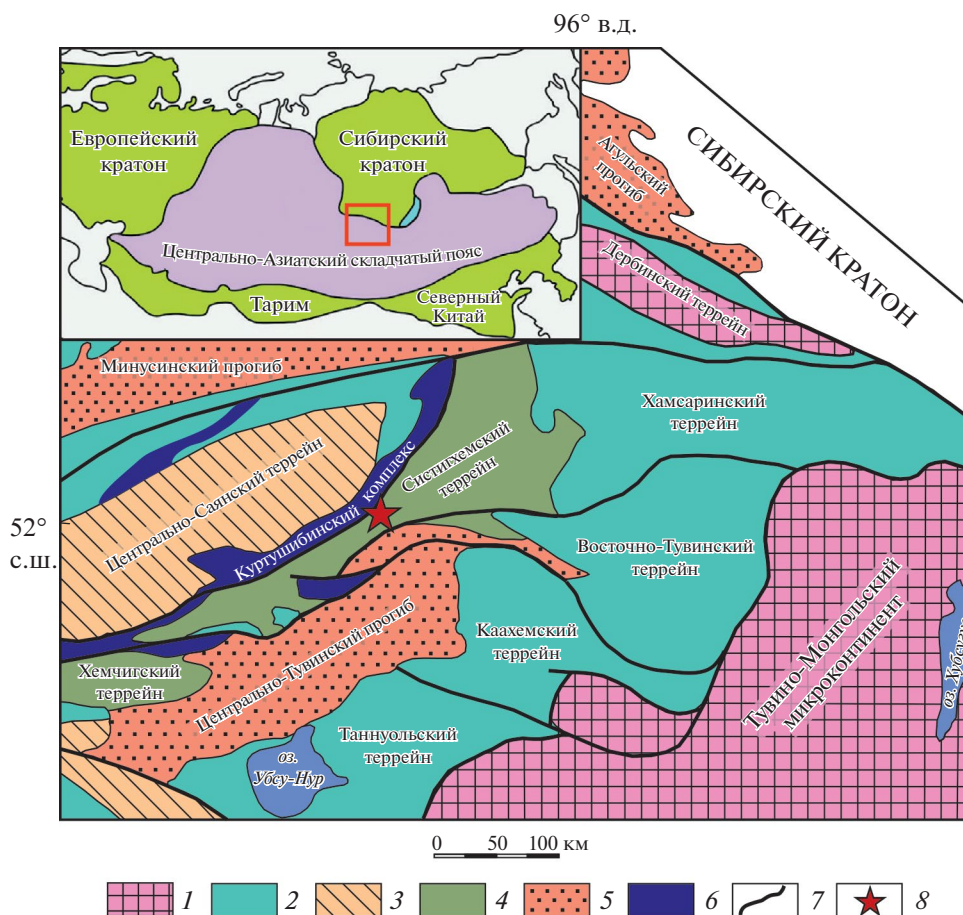


Рис. 1. Карта-схема террейнов восточной части Алтае-Саянской складчатой области (по данным [15, 18, 20]).

1–3 – террейны: 1 – кратонные, 2 – островодужные, 3 – турбидитовые;
4–6 – комплексы: 4 – раннепалеозойских бассейнов, 5 – позднепалеозойских бассейнов, 6 – офиолитовые;
7 – разломные нарушения; 8 – регион исследования

Хамсаринскому террейну, в последние годы получены новые данные, показывающие основные этапы его тектонической эволюции [25, 44]. Западнее Хамсаринского располагается Хемчикско-Систигхемский террейн, который разделяется на Хемчикскую и Систигхемскую зоны (или террейны) (см. рис. 1).

Средне-позднекембрийские вулканогенно-осадочные отложения Хемчикско-Систигхемского террейна формировались в преддуговых обстановках [1]. К низам комплекса в Систигхемской зоне были отнесены вулканогенные породы и горизонты олистостром с блоками карбонатных пород (эжимская, терекская и баянкольская свиты).

На основе данных U–Th–Pb датирования зерен циркона из туфа, возраст баянкольской свиты составляет 530 млн лет и установлено два источника обломочного материала [2]:

- ранневендский (~590 млн лет);
- позднерифейский (~630 млн лет).

Это согласуется с биостратиграфическими данными, где, на основе находок трилобитов в разрезе баянкольской свиты, ее возраст определен как атдабанский ярус нижнего кембрия [13]. При этом находки трилобитов в отложениях эжимской свиты свидетельствуют о ее накоплении не древнее ботомского яруса, что указывает на более позднее формирование этой свиты относительно баянкольской свиты.

Время формирования терекской свиты, отраженное на Государственной геологической карте, как кембрийское, установлено только на основе фаунистических находок, представленных долгоживущими формами [7].

Следует отметить, что контакты между эжимской, терекской и баянкольской свитами, повсеместно тектонизированы и их взаимное соотношение в разрезе дано условно. Аласутская свита, залегающая с перерывом и несогласием на

нижекембрийских породах, представлена палеонтологически «немым» флишоидным комплексом, сложенным терригенными отложениями.

Современные данные о времени вулканизма и седиментации не дают четкого определения геологических границ и последовательности накопления толщ в пределах Систигхемского террейна, отсутствует интерпретация их геодинамической природы.

Цель настоящей статьи — представить геохимическую характеристику вулканогенных ассоциаций эжимской и терекской свит Систигхемского террейна, оценить возраст и палеогеодинамические обстановки их формирования, имеющие существенное значение для построения тектонической модели формирования в исследуемой части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Геологическая позиция и состав пород Систигхемского террейна

В строении юго-западной части Систигхемского террейна принимают участие ниже- и вышекембрийские терригенно-вулканогенные толщи, перекрытые ордовикско—силурийской молассой Хемчикско-Систигхемского пост-коллизийного прогиба и девонскими комплексами Тувинского рифтогенного прогиба (рис. 2).

С северо-запада отложения террейна ограничены выходами позднекембрийского Куртушибинского офиолитового комплекса, образующего непрерывную дугообразную структуру (см. рис. 1).

С юга отложения Центрально-Тувинского прогиба отделяют толщи Систигхемского террейна от выходов островодужной ассоциации Таннуольско-Хамсаринского террейна.

Наиболее древними комплексами этого террейна являются эжимская, баянкольская и терекская свиты кембрия (снизу вверх) (см. рис. 2).

Эжимская свита считается более древней, относительно терекской, и широко распространена в центральной части исследуемого района. Она представлена различными по составу сланцами, которым подчинены покровы базальтов, долеритовыми породами, а также туфами и туфоконгломератами.

Детальное петрографическое исследование пород свиты показало, что долериты сложены сосюритизированными лейстами плагиоклаза и короткостолбчатыми, призматическими зернами клинопироксена. Типично присутствие разнотер-

мистого рудного минерала и крупных скелетных форм титанита (рис. 3, а).

Туфы состоят из хлоритизированных и карбонатизированных обломков вулканических пород преимущественно основного-среднего состава (см. рис. 3, б).

Кроме того, встречаются единичные обломки базальтов, измененного плагиоклаза и пироксена. Туффиты сложены однонаправленно ориентированными обломками пород, среди которых широко развиты андезибазальтовые и базальтовые разновидности, кремни и девитрифицированное, хлоритизированное вулканическое стекло.

Цементирующая масса представлена мелкими обломками вулканических пород и пепловых частиц, превращенных в чешуйчатый агрегат минералов серицит-хлоритового состава, с примесью карбоната (см. рис. 3, в).

Для терекской, считающейся более молодой свитой, характерно присутствие чередующихся в разрезе эффузивов с подчиненными пачками туффов, туффитов и известняков [7]. Эффузивы представлены базальтами и андезитами, часто с интерсертальной структурой и присутствием, в относительно небольшом количестве, порфировых выделений сосюритизированного и хлоритизированного плагиоклаза (см. рис. 3, г).

Кроме того, встречаются единичные крупные фенокристы клинопироксена (см. рис. 3, д).

Миндалины имеют разную форму и размер. Характерны овальные, линзовидные, заполненные, преимущественно, кальцитом и эпидотом, редко кварцем и хлоритом. Для туфов типична слоистая текстура с чередованием микрослоек, сложенных осколками сосюритизированных полевых шпатов, кварца и пепловых частиц раскрытого вулканического стекла, вероятно, основного состава (см. рис. 3, е).

Типично присутствие небольшого количества минералов сферической и овальной формы, заполненных кальцитом, либо халцедоновидным кварцем.

Породы эжимской свиты метаморфизованы и сильно рассланцованы, чем заметно отличаются от эффузивов терекской свиты. На современном срезе представлены серией чешуй, разобщенных разломами и зонами дробления.

В пределах исследуемого района развиты различные пластовые интрузии долеритов и габбро-долеритов. Встречаются линейные тела серпентинизированных перидотитов. Их возраст и природа остается неопределенной.

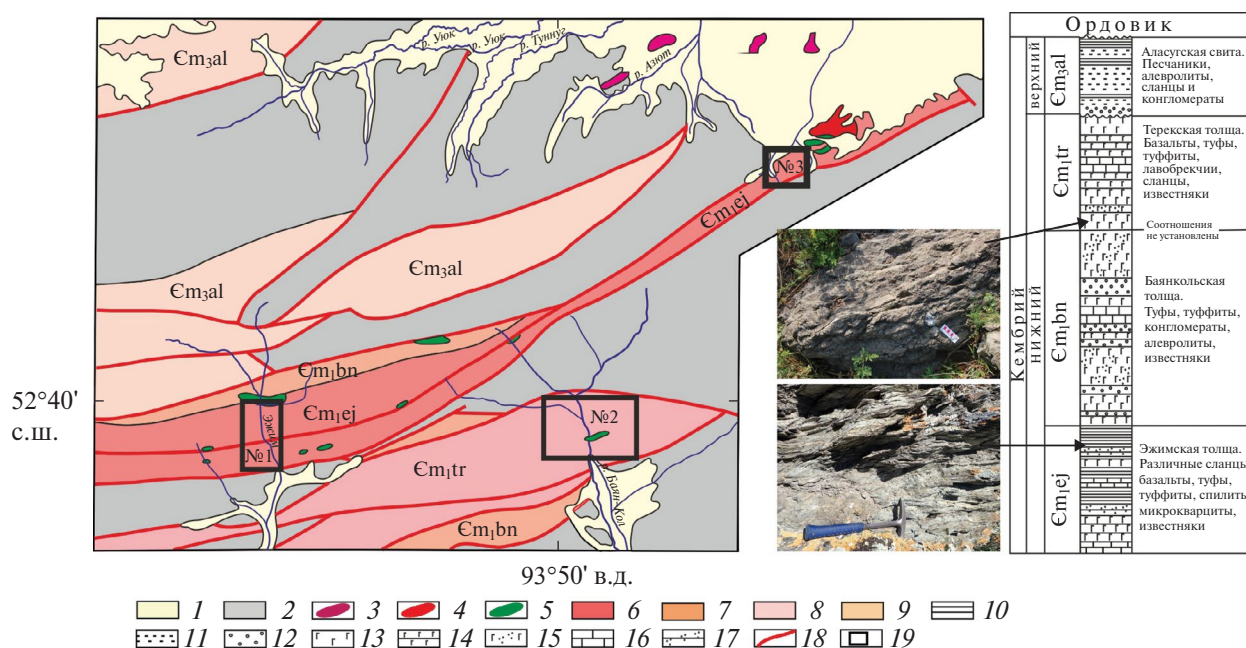


Рис. 2. Карта-схема геологического строения и стратиграфическая колонка центральной части Систигхемского террейна (по данным [7]).

На фото: обнажения базальтов терекской и туффитов эжимской свит.

1 – четвертичные отложения; 2 – ордовикско–силурийские и девонские комплексы Хемчикско–Систигхемского прогиба; 3 – среднедевонские гранодиориты, граниты, гранит-порфиры; 4 – среднекембрийские диориты; 5 – среднекембрийские серпентинизированные перидотиты, пироксениты, габбро; 6–9 – свиты: 6 – эжимская, 7 – баянкольская, 8 – терекская, 9 – аласутская; 10 – сланцы; 11 – песчаники; 12 – конгломераты; 13 – базальты; 14 – туфы; 15 – туффиты; 16 – известняки; 17 – микрокварциты; 18 – тектонические нарушения; 19 – участки отбора проб

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания петрогенных компонентов определялись методом классической “мокрой химии”, позволяющим определить полный химический состав вещества поэлементно. Он основан на переводе проб в состояние раствора и последующим определении каждого элемента отдельно. Концентрации редких элементов – рентгенофлуоресцентным методом на волнодисперсионном спектрометре S8 TIGER (Bruker AXS, Германия). Концентрации РЗЭ, U, Th, Cs установлены методом ICP-MS. Детали методики приведены в [34].

Измерения проведены на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500se с использованием международных и российских стандартов (BHVO-2, RCM-1, JG-2 и другие). Ошибка определения содержаний не превышает 10%. Все анализы получены с использованием материально-технической базы центра пользования “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН [51].

Предварительная подготовка проб и выделение акцессорного циркона проводились в ИЗК

СО РАН (г. Иркутск, Россия) по стандартной методике, в которую входят концентрационный столик, магнитная сепарация, тяжелые жидкости и ручная отборка из концентратов.

Отобранные зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу. U–Pb датирование методом LA-ICP MS было проведено для зерен циркона, выделенных из проб вулканогенных пород:

- проба TV-48 (терекская свита);
- проба TV-337 (эжимская свита);
- проба TV-340 (эжимская свита).

Морфология и строение зерен циркона изучались по катодолюминесцентным изображениям, полученным методом сканирующей электронной микроскопии на электронном микроскопе MIRA-3 LMN-TESCAN (ИГХ СО РАН, Иркутск) и LEO-1450 (ЦКП СО РАН, Новосибирск).

U–Pb датирование цирконов выполнено в ЦКП ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) (проба TV-48) и ЦКП “Геодинамика и геохронология” ИЗК СО РАН (г. Иркутск) (пробы TV-337 и TV-340).

Для пробы TV-48 измерения проводились на масс-спектрометре высокого разрешения с ин-

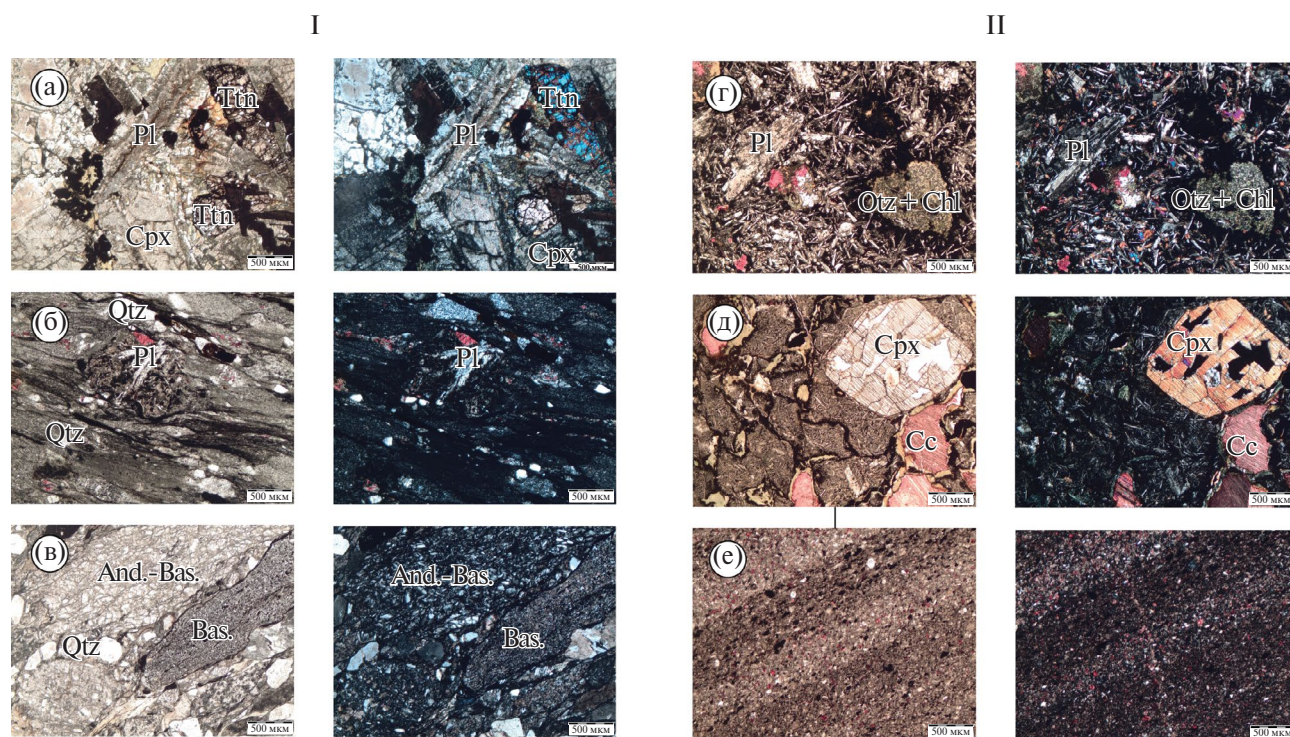


Рис. 3. Микрофотографии разновидностей вулканогенных пород эжимской и терекской свит.

I – эжимская свита;

II – терекская свита (без анализатора и с анализатором), прозрачный шлиф.

(а)–(в) – породы эжимской свиты: (а) – долерит (проба TV-13), (б) – туф основного-среднего состава (проба TV-16), (в) – туфит (проба TV-340);

(г)–(е) – породы терекской свиты: (г) – миндалекаменный базальтовый порфирит (проба TV-28), (д) – базальтовый порфирит (проба TV-41), (е) – туф основного состава (проба TV-36)

дуктивно связанной плазмой Thermo Scientific Element XR (Finnigan Mat, Германия), соединенном с системой лазерной абляции Analyte Excite фирмы Teledyne Cetac Technologies (Германия) на основе ультрафиолетового эксимерного Ar-F лазера с длиной волны 193 нм.

Диаметр лазерного луча составлял 25 и 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Гц, плотность энергии лазерного излучения 2.3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывали с помощью программы “Glitter” [30].

Циркон стандарта 91500 [47] использовался в качестве основного эталонного материала для полученных калибровок возраста. Погрешности единичных анализов изотопных отношений и возрастов приведены на уровне 1σ. Конкордантные возрасты, средние возрасты и диаграммы с конкордией рассчитаны и построены с использованием программы Isoplot v. 4.15 [33].

U–Pb геохронологические исследования цирконов из проб TV-337 и TV-340 выполнены в ЦКП “Геодинамика и геохронология” Института зем-

ной коры СО РАН методом LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 (Agilent Technologies Inc., США) с эксимерным лазером Analyte Excite и ячейкой двойного объема HelEx II.

Лазерная абляция проводилась пучком лазера диаметром 35 мкм. Цикл измерения состоял из 20 с – фон, 40 с – накопление сигнала, 30 с – продувка перед следующим циклом. Для калибровки использовался стандартный циркон 91500, имеющий возраст 1065.4±0.6 млн лет [47].

Цирконовые стандарты Plešovice (337.13±0.37 млн лет [42]) и R33 (419.96±0.15 млн лет [26]) использовались для контроля качества данных. В ходе исследований для цирконовых стандартов были получены следующие значения:

- 337 ± 4 млн лет (Plešovice);
- 419 ± 10 млн лет (R33).

Обработка выполненных измерений проводилась в программах Iolite-4.x [36], Dezirteer [37] и ISOPLOT [33]. В интерпретации учитывались только оценки возраста, дискордантность которых не превышает 10 %. Гистограммы и кри-

вые относительной вероятности построены по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -значениям возраста с ошибкой 1σ .

Концентрацию и изотопный состав Rb, Sr, Sm, Nd определяли методом изотопного разбавления в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН (г. Москва) по методике, приведенной в [21].

Образцы, растертые до состояния тонкой пудры, массой 20–30 мг разлагались в тefлоновых бюксах в смеси HF и HNO₃ (5:1) при атмосферном давлении в течение 3 суток на шейкере при температуре около 100°C. До разложения к образцу добавляется смешанные трассеры ^{85}Rb – ^{84}Sr и ^{149}Sm – ^{150}Nd . После разложения фториды отгонялись трёхкратным выпариванием в концентрированной HCl. Сухой остаток растворялся в 1.1 мл 2.2N HCl.

Выделение проводили методом ступенчатого элюирования 2.2 N HCl (для Rb и Sr) и 4.0 N HCl (для выделения суммы редкоземельных элементов) на катионите Dowex AG W50x8 (200–400 меш).

Извлечение Nd и Sm из порции элюата суммы редкоземельных элементов проводили на колонках, заполненных Eichrom Ln.sres со ступенчатым элюированием 0.15N, 0.30N и 0.70N HCl. Полученные порции элюата выпариваются и в соответствующих пропорциях наносятся на предварительно очищенные ренийевые ленты.

Масс-спектрометрическое измерение изотопного состава Rb, Sr, Sm и Nd проводилось на многоколлекторном приборе Thermo Finnigan Triton (ГЕОХИ РАН, г. Москва) с использованием двух-ленточного (Re–Re) источника ионов для измерения Rb, Sm, Nd и одноленточного (Re) для измерения Sr с использованием Ta–эмиттера.

Измерения выполнялись в статическом режиме с одновременной регистрацией ионных токов разных изотопов элемента. Для контроля правильности и воспроизводимости изотопных анализов использовались стандарты NIST SRM-987 с изотопным составом Sr 0.71027 ± 7 (2σ , $n=8$) и JNdi-1 для Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512114 \pm 22$, 2σ , $n=5$).

Изотопные отношения нормализовались по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.3752$ (для Sr) и $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ (для Nd). Погрешность измерения изотопного состава Sr и Nd в индивидуальном анализе не превышает 0.005%. В качестве погрешностей указаны 95%-ые доверительные интервалы для единичного анализа. При расчете ϵNd и модельного возраста T(DM) использованы современные значения для:

– CHUR – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, (по [31]);

– DM – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$, (по [29]).

ПЕТРОГЕОХИМИЯ МЕТАВУЛКАНИТОВ СИСТИГХЕМСКОГО ТЕРРЕЙНА

Выходы вулканогенно-осадочных пород терекской и эжимской свит исследовались нами в бассейнах рек Баян-Кол и Эжим (правые притоки р. Енисей (см. рис. 2, уч. 1, 2)) и реки Арзак (правый приток р. Уюк (см. рис. 2, уч. 3)). Порода обеих свит подвержены вторичным преобразованиям (хлоритизация, карбонатизация, эпидотизация и пр.) и, часто, катаклазированы. Для большинства исследованных пород эжимской свиты характерные структурные или минералогические признаки исходных пород отсутствуют, и их диагностика возможна только по химическому составу.

Для терекской свиты вулканогенная природа пород обнаруживается по наличию, разной степени сохранности, реликтов первичных магматических структур и текстур. Наряду с эффузивами в составе обеих свит присутствуют и пирокластические породы – туфы и туффиты. Характерными особенностями смешанных терригенно-карбонатно-пирокластических пород является повышенная известковистость и нестабильность состава, зависящая от преобладающего участия того или иного компонента.

Использование петрохимических диаграмм, одна из которых приведена в статье, позволило отличать туфогенные породы от метаэффузивов в составе и терекской и эжимской свит (рис. 4, а).

В поле вулканических пород располагаются разновидности, которые по химическому составу относятся к базальтоидам ($\text{SiO}_2 < 52$ мас %). В группу условно осадочных, вошли породы с различной долей терригенной составляющей, т.е. туфогенные. Интерпретация петрохимического состава пород показала, что преимущественным распространением в составе терекской свиты пользуются эффузивы исключительно основного состава (см. рис. 4, а, б).

Пирокластические породы более типичны для эжимской свиты. В итоге вся выборка пород обеих свит была разделена на две группы. В первую условно вошли породы, относимые к вулканитам и туфам основного состава, во вторую группу вошли туффиты. В дальнейшем, для проведения палеогеодинамических реконструкций и установления источника вещества нами использовались только вулканиты и/или туфы базальтового состава.

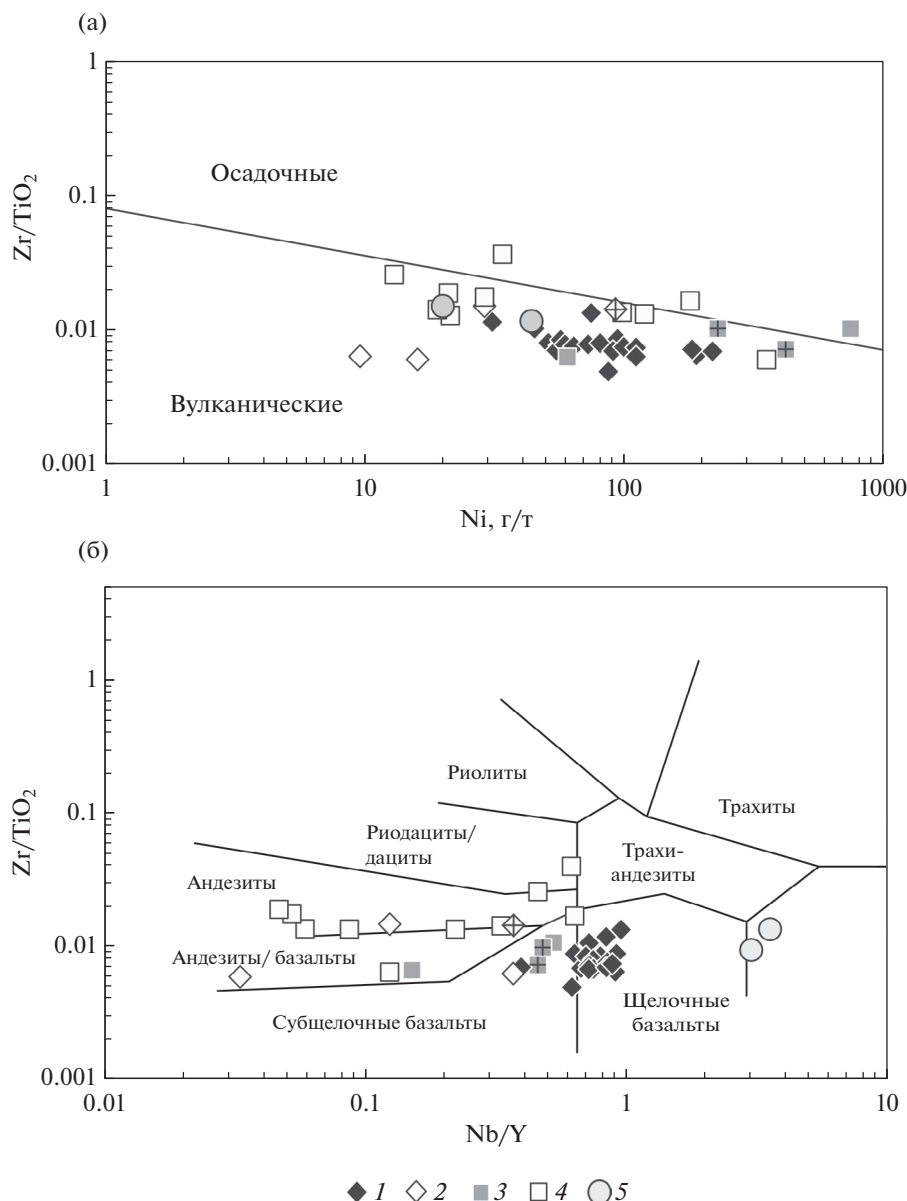


Рис. 4. Классификационные диаграммы (а) $Ni-Zr/TiO_2$ (по [49]) и (б) $Nb/Y-Zr/TiO_2$ (по [48]) для вулканитов терекской и эжимской толщ.

Обозначены пробы (перечеркнуты), отобранные для определения возраста пород.

1–2 – породы терекской свиты: 1 – базальты и туфы, 2 – туффиты;

3–5 – породы эжимской свиты: 3 – базальты и туфы, 4 – туффиты, 5 – долериты

Ортопороды терекской свиты представлены преимущественно эффузивами основного состава с варьирующими в узких пределах содержаниями:

- SiO_2 (44–50 мас %);
- TiO_2 (0.9–1.8 мас %);
- MgO (6.4–9.9 мас %).

Доля туффитов в составе свиты невысокая. Для Систигхемского террейна в таблицах 1–3 приведены данные по содержанию петрогенных (масс. %)

и редких (г/т) элементов в вулканогенных породах (табл. 1), $Rb-Sr$ изотопному составу вулканогенных пород (табл. 2) и $Sm-Nd$ изотопным данным для вулканогенных пород (табл. 3).

В состав эжимской свиты типично входят (мас.%) (см. табл. 1):

- туфы (пирокластические породы), в том числе известковистые ((47–52), (0.9–1.2) и (6.5–15.8));
- туффиты ((57–66), (0.5–1.2) и (2.3–8.8)).

Таблица 1. Содержания петрогенных (масс. %) и редких (г/т) элементов в вулканогенных породах Систигхемского террейна

Элементы и окислы	терекская свита									
	TV-23	TV-29	TV-31	TV-35	TV-36	TV-37	TV-41	TV-42	TV-45	TV-48
SiO ₂	49.37	50.42	48.03	47.23	60.38	57.66	43.78	50.94	46.22	33.43
TiO ₂	1.88	1.31	1.53	1.43	0.70	0.35	1.73	1.17	1.31	0.44
Al ₂ O ₃	16.05	12.90	13.61	15.14	14.12	23.08	15.00	9.51	11.92	6.81
Fe ₂ O ₃	5.62	7.50	3.42	6.31	0.81	0.25	4.62	1.08	2.19	2.32
FeO	4.92	3.21	7.03	4.19	4.79	1.97	7.67	7.58	8.51	1.58
MnO	0.16	0.19	0.16	0.16	0.12	0.05	0.20	0.19	0.16	0.12
MgO	5.70	6.76	6.49	5.62	3.60	0.91	5.47	9.54	11.67	2.74
CaO	7.62	11.19	11.13	12.78	5.34	4.21	9.81	14.35	11.01	27.07
Na ₂ O	2.83	1.84	3.05	2.68	3.68	4.82	3.72	2.28	1.81	1.56
K ₂ O	1.45	0.94	0.13	0.22	1.14	3.07	0.92	0.63	0.49	0.45
P ₂ O ₅	0.31	0.26	0.22	0.26	0.13	0.03	0.27	0.15	0.20	0.07
H ₂ O ⁻	0.12	0.11	0.13	0.09	0.05	0.07	0.05	0.05	0.13	0.16
CO ₂	0.06	0.06	1.30	0.06	2.55	1.14	2.99	0.16	0.19	20.81
ппп	3.86	3.85	4.20	4.05	3.11	2.17	3.86	2.83	4.64	2.51
сумма	99.95	100.54	100.45	100.21	100.53	99.78	100.11	100.45	100.44	100.07
Rb	33	7.1	—	—	13	89	9.8	8.7	13	7.7
Sr	400	210	150	180	430	650	660	330	290	240
Ba	460	150	29	68	760	410	280	240	100	160
Y	23	20	19	22	28	5.2	23	16	19	20
Zr	150	100	120	120	100	22	130	75	93	62
Nb	19	14	17	14	3.4	2	19	14	13	7.1
Co	39	44	44	39	19	7.7	42	41	57	16
Sc	26	28	34	33	25	11	34	36	43	28
Cr	92	130	200	190	35	22	120	1500	790	230
V	230	160	250	230	110	75	190	280	230	93
Ni	51	60	81	57	29	10	64	190	220	93
Zn	100	93	97	86	110	42	120	62	95	53
Pb	3	3.8	4	5	8	3	3	3	3	5
La	19*	13	17	13	10*	5	12	21*	11*	11
Ce	38*	21	27	40	18*	7	27	19*	21*	22
Pr	4*	не опр	не опр	не опр	2.9*	не опр	не опр	2.4*	2.7*	не опр
Nd	20*	15	16	27	12*	9	19	10*	12*	12
Sm	5.03	не опр	не опр	не опр	3.22	не опр	не опр	2.75	3.40	не опр
Eu	1.59	не опр	не опр	не опр	1.05	не опр	не опр	0.90	1.07	не опр
Gd	4.57	не опр	не опр	не опр	3.92	не опр	не опр	2.93	3.20	не опр
Tb	0.73	не опр	не опр	не опр	0.71	не опр	не опр	0.45	0.48	не опр
Dy	4.26	не опр	не опр	не опр	4.64	не опр	не опр	2.76	3.07	не опр
Ho	0.78	не опр	не опр	не опр	0.99	не опр	не опр	0.53	0.61	не опр
Er	2.12	не опр	не опр	не опр	2.86	не опр	не опр	1.41	1.53	не опр

Продолжение таблицы 1 на стр. 85

Таблица 1 (продолжение)

Элементы и окислы	терекская свита									
	TV-23	TV-29	TV-31	TV-35	TV-36	TV-37	TV-41	TV-42	TV-45	TV-48
Tm	0.29	не опр	не опр	не опр	0.43	не опр	не опр	0.19	0.21	не опр
Yb	1.82	не опр	не опр	не опр	2.71	не опр	не опр	1.15	1.26	не опр
Lu	0.30	не опр	не опр	не опр	0.43	не опр	не опр	0.19	0.21	не опр
Th	2.16*	—	—	—	1.37*	—	—	0.96*	1.03*	—
U	0.71*	—	—	—	0.81*	—	—	0.49*	0.58*	—
Cs	0.58	не опр	не опр	не опр	0.51	не опр	не опр	0.30	1.91	не опр
(La/Yb)n	7.6	не опр	не опр	не опр	2.7	не опр	не опр	13.2	6.8	не опр
Eu/Eu*	1.01	не опр	не опр	не опр	0.91	не опр	не опр	0.97	0.99	не опр
эжимская свита										
SiO ₂	65.43	50.00	64.57	61.90	48.03	61.99	57.51	47.74	69.11	52.98
TiO ₂	0.64	2.47	0.70	0.64	0.98	0.90	1.21	1.02	0.61	0.87
Al ₂ O ₃	13.69	16.43	12.77	11.78	8.14	9.69	15.58	9.42	11.59	12.98
Fe ₂ O ₃	1.07	2.36	1.37	1.02	1.93	3.10	9.05	9.33	5.66	0.99
FeO	4.93	8.18	5.29	5.35	7.64	5.86	не опр	не опр	не опр	5.28
MnO	0.15	0.16	0.10	0.16	0.37	0.10	0.22	0.25	0.081	0.25
MgO	2.31	4.21	5.71	5.79	15.85	8.84	4.54	10.86	3.99	6.49
CaO	1.64	4.31	0.66	3.35	12.75	2.57	0.76	7.71	1.75	5.56
Na ₂ O	3.91	5.10	3.85	3.35	0.20	2.49	5.49	1.3	4.26	3.92
K ₂ O	3.08	1.79	0.82	1.14	0.22	0.34	1.77	0.47	0.61	0.70
P ₂ O ₅	0.11	0.74	0.12	0.10	0.11	0.05	0.32	0.14	0.11	0.15
H ₂ O ⁻	0.12	0.14	0.07	0.04	0.10	0.12	не опр	не опр	не опр	0.06
CO ₂	0.45	—	0.08	1.69	—	0.17	0.81	—	—	6.85
ппп	2.33	3.96	3.88	3.76	4.01	3.86	2.93	11.49	2.51	3.08
сумма	97.53	95.89	96.11	100.06	96.32	96.22	99.39	99.73	100.28	97.08
Rb	36	36	5.5	12	—	5.6	16	12	6.2	15
Sr	170	250	42	180	870	91	150	180	110	230
Ba	584	280	350	210	110	66	900	73	300	130
Y	44	37	34	23	26	16	39	18	26	17
Zr	120	370	92	79	96	56	170	73	230	89
Nb	2	51	3	4.6	12	2	13	8	17	8.7
Co	13	29	36	27	63	41	17	38	10	30
Sc	20	13	28	26	32	23	31	26	19	24
Cr	39	8.2	160	160	1100	1700	33	790	44	570
V	94	100	160	130	180	250	120	160	39	150
Ni	21	20	120	110	750	360	20	420	34	230
Zn	110	160	88	66	120	90	170	62	45	67
Pb	5.4	9.5	—	—	5.1	—	2.2	—	—	4.7
La	13	75*	9.5	8*	27*	6.1	24	8*	23*	10*
Ce	18	150*	22	16*	33*	11	50	19*	49*	22*
Pr	не опр	16*	не опр	2.2*	3.6*	не опр	не опр	2.5*	5.9*	2.8*

Окончание таблицы 1 на стр. 86

Таблица 1 (окончание)

Элементы и окислы	эжимская свита									
	TV-10	TV-13	TV-14	TV-15	TV-20	TV-22	TV-336	TV-337	TV-338	TV-340
Nd	12	60*	13	9*	15*	6.3	20	10*	23*	12*
Sm	не опр	11	не опр	2.8	4.2	не опр	не опр	2.8	5.1	2.9
Eu	не опр	3.00	не опр	0.85	1.10	не опр	не опр	0.99	0.95	0.94
Gd	не опр	9.12	не опр	3.08	3.96	не опр	не опр	3.16	4.74	3.02
Tb	не опр	1.30	не опр	0.57	0.65	не опр	не опр	0.51	0.68	0.49
Dy	не опр	7.08	не опр	3.78	4.33	не опр	не опр	3.22	4.40	2.99
Ho	не опр	1.27	не опр	0.80	0.88	не опр	не опр	0.70	0.95	0.62
Er	не опр	3.13	не опр	2.32	2.59	не опр	не опр	1.90	2.62	1.71
Tm	не опр	0.42	не опр	0.36	0.37	не опр	не опр	0.28	0.38	0.25
Yb	не опр	2.52	не опр	2.34	2.14	не опр	не опр	1.76	2.52	1.48
Lu	не опр	0.41	не опр	0.41	0.34	не опр	не опр	0.26	0.36	0.21
Th	—	9.22*	—	3.49*	3.09*	—	5.2	1.39*	5.29*	1.22*
U	—	1.35*	—	1.25*	1.22*	—	3.2	0.64*	2.12*	0.56*
Cs	не опр	1.39	не опр	0.25	0.33	не опр	не опр	0.43	0.17	0.34
(La/Yb)n	не опр	21.5	не опр	2.46	9.08	не опр	не опр	3.40	6.60	4.90
Eu/Eu*	не опр	0.89	не опр	0.88	0.82	не опр	не опр	1.01	0.60	0.97

Примечание. Прочерк – содержания элемента ниже предела обнаружения; * – определен методом ICP-MS.

Высокие концентрации MgO (до 15 мас. %) в туфах связаны с присутствием в составе породы доломита и доломитовых известняков как в обломочной, так и цементирующей части породы (см. табл. 1). Значительные вариации состава туффитов по концентрации SiO₂, MgO и CaO связаны с разным вкладом вулканогенной и осадочной составляющей.

Покровы базальтов и силлы долеритов, чередующиеся в разрезе с туффитами и туфоконгло-

мератами, имеют подчиненное распространение. Для долеритов типичны повышенные, относительно пирокластических пород свиты, концентрации (мас. %) (см. табл.1):

- TiO₂ (2.4–2.6);
- Al₂O₃ (16.4–17.1);
- K₂O (3.9–5.1).

Содержания магния и железа отрицательно коррелируют с содержанием кремнекислоты (рис. 5).

Таблица 2. Rb–Sr изотопный состав вулканогенных пород Систигхемского террейна

Номер образца	Rb (г/т)	Sr (г/т)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀
эжимская свита						
TV-13	36.5	240.8	0.4355	0.708631	0.000006	0.705444
TV-15	12.1	173.1	0.2026	0.708219	0.000006	0.706746
TV-20	2.6	872.8	0.0086	0.705754	0.000004	0.705692
терекская свита						
TV-23	35.7	734.3	0.1406	0.704714	0.000007	0.703692
TV-36	15.6	432.8	0.1046	0.706099	0.000004	0.705338
TV-42	11.7	313.1	0.1084	0.705243	0.000009	0.704455
TV-45	13.4	284.8	0.1367	0.705324	0.000004	0.704331
баянкольская свита						
TV-54	22.3	292.7	0.2202	0.706752	0.000009	0.706752
TV-60	3.3	55.1	0.1719	0.706769	0.000008	0.705469
TV-62	9.9	201.3	0.1424	0.706043	0.000007	0.704967

Таблица 3. Sm–Nd изотопные данные для вулканогенных пород Систигхемского террейна

Номер образца	Т (млн лет)	Содержание (г/г)		¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (T)	T _{Nd} (C)		
		Sm	Nd							
эжимская свита										
TV-13 TV-15	510	20.87 5.24	114.30 18.65	0.1104 0.1701	0.511967 0.512751	−12.9 2.2	−7.3 3.9	0.9		
TV-20		6.94	28.52	0.1471	0.512453	−3.6	−0.4			
терекская свита										
TV-23 TV-36 TV-42 TV-45	510	9.11 7.24 5.06 6.22	38.32 26.16 20.07 24.70	0.1437 0.1673 0.1524 0.1523	0.512453 0.512772 0.512662 0.512663	−3.6 2.6 0.5 0.5	−0.2 4.5 3.4 3.4	1.1		
баянкольская свита										
TV-60 TV-62		530	3.10 3.99	10.07 15.42	0.1858 0.1568	0.512806 0.512775	3.3 2.7		4.0 5.4	0.9

Примечание. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и двустадийных модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(C)$ рассчитаны на минимально возможный возраст их накопления.

Поведение таких элементов как титан и алюминий может значительно меняться в зависимости от состава выделяющихся фаз в вулканогенных породах и наличия осадочной примеси в туфогенных.

Для базальтоидов характерно увеличение содержаний TiO_2 и Al_2O_3 с ростом кремнекислотности, но в большей степени, поведение этих элементов может меняться в зависимости от состава выделяющихся из расплава минералов (титаномagnetита и основного плагиоклаза, соответственно).

Концентрация натрия в базальтах и андезибазальтах увеличивается с ростом содержаний SiO_2 , но с началом кристаллизации относительно кислого плагиоклаза стабилизируется на примерно постоянном уровне.

Для фосфора также характерна положительная корреляция с кремнекислотой.

Общая тенденция поведения петрогенных элементов от вулканитов к туфам и туфогенным породам выражается в уменьшении содержаний MgO , а также P_2O_5 , TiO_2 , а концентрации SiO_2 , Na_2O и Al_2O_3 возрастают.

Основные вулканиты характеризуются низкими содержаниями Th, U (редко выше 2 г/т) и варьирующими в значительных пределах Zr, V, Cr, Ba и Sr концентрации которых в некоторых разновидностях достигают до 190, 350, 1500, 1100 и 1100 г/т, соответственно (см. табл. 1).

Для туффитов типичны более повышенные содержания Zr, Nb, Y. Эффузивы терекской

и эжимской свит характеризуются наличием отрицательных аномалий по Nb, P и Ti, более ярко выраженных в породах эжимской свиты и положительных по Pb и Sr, проявленных в терекской (рис. 6, а, б).

В туффитах сохраняются аналогичные тенденции распределения микроэлементов и возрастают концентрации РЗЭ (см. рис. 6, в). Характерны умеренно фракционированные спектры распределения РЗЭ (см. рис. 6, в):

- $(\text{La}/\text{Yb})_n = 3\text{--}9$ в породах эжимской свиты;
- $(\text{La}/\text{Yb})_n = 7\text{--}13$ в породах терекской свиты.

Характерно отсутствие четких минимумов по Eu (см. рис. 6, в):

- $(\text{Eu}/\text{Eu}^*) = 0.82\text{--}1.01$ и $0.97\text{--}1.01$, соответственно.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Изотопно-геохронологические данные

Для определения возраста вулканогенных пород Систигхемского террейна были отобраны пробы (рис. 7):

- туфов эжимской свиты TV-337 и TV-340 ($51^\circ 53' 54.3''\text{с.ш.}$, $093^\circ 42' 05.1''\text{в.д.}$);
- туффита терекской свиты TV-48 ($51^\circ 42' 16.7''\text{с.ш.}$, $093^\circ 28' 12.8''\text{в.д.}$).

Исследованные туфы представляют собой сложенную обломками измененных андезибазальтов псефо-псаммитовой размерности породу. Цементом

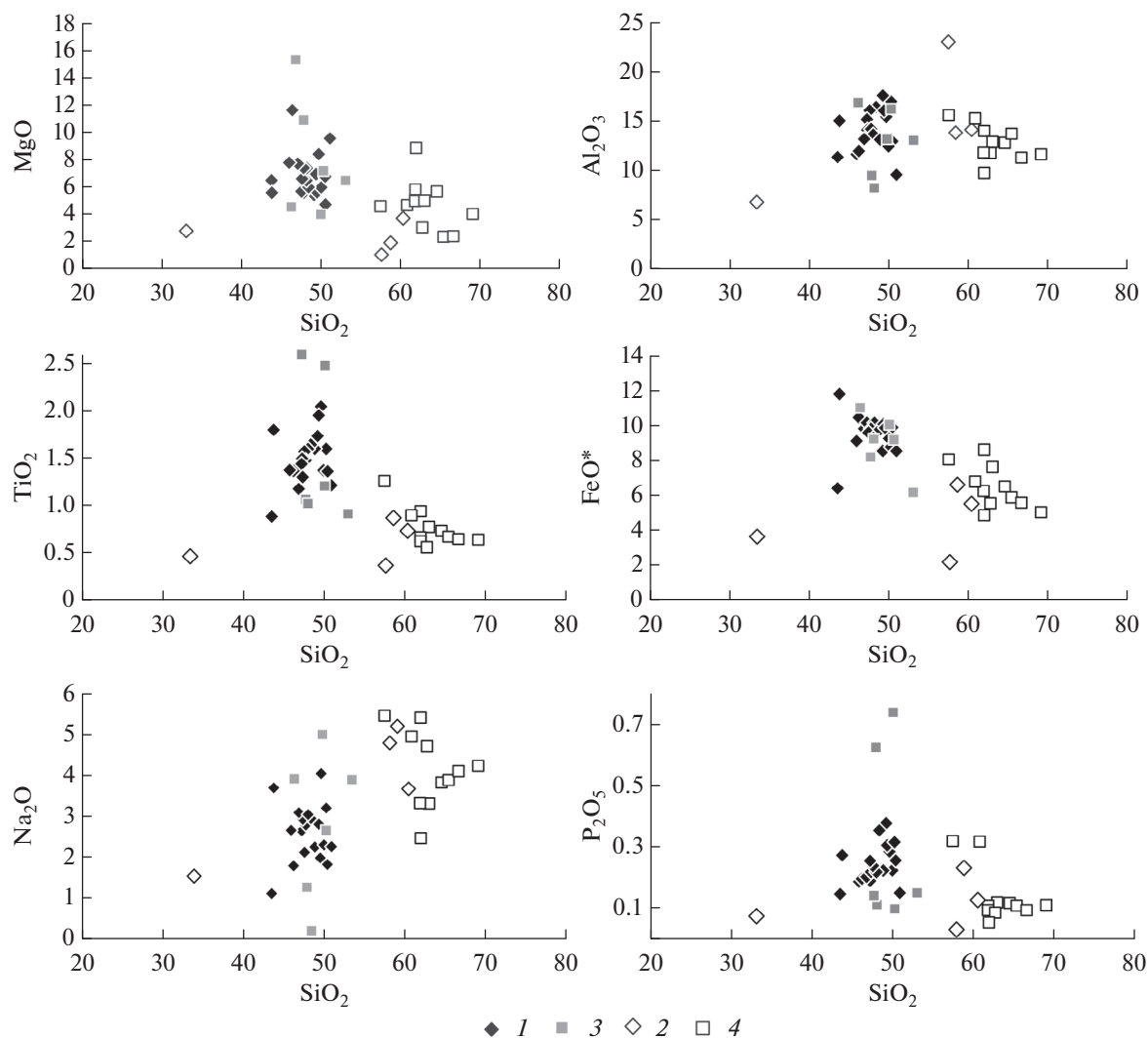


Рис. 5. Вариации содержаний петрогенных элементов в зависимости от SiO_2 в вулканогенных породах терекской и эжимской свит.

1–2 – породы терекской свиты: 1 – базальты и туфы, 2 – туффиты;
3–4 – породы эжимской свиты: 3 – базальты и туфы, 4 – туффиты

служит хлоритизированное вулканическое стекло основного состава или карбонатный материал.

Туффит из пробы TV-48 сложен однонаправленно ориентированными обломками преимущественно эффузивов основного и среднего состава, в подчиненном количестве встречаются обломки девитрифицированного стекла и мелкозернистых (иногда водорослевых) известняков. Основная масса, цементирующая обломки, сложена карбонатным материалом. Все породы интенсивно катаклазированы, хлоритизированы и серицитизированы.

Зерна циркона, отобранные из туфов проб TV-340 и TV-337 эжимской свиты, по однотипным морфологии и цвету, относятся к одной генерации (рис. 7, а, б).

Они представлены преимущественно короткопризматическими прозрачными и полупрозрачными кристаллами с характерной осцилляционной зональностью, типичной для цирконов магматической генерации. Зерна циркона из туффита – коротко- и длиннопризматические, сероватые, прозрачные и полупрозрачные кристаллы с осцилляторной зональностью (см. рис. 7, в).

По зернам циркона из пробы TV-340 получено 52 значения изотопного состава, образующих на диаграмме конкордантный кластер с возрастом 510 ± 2.5 млн лет (см. рис. 7, а).

В туфе из пробы TV-337 основная масса цирконов принадлежит одной генерации, аналогичной по облику и строению зернам циркона из туфа из

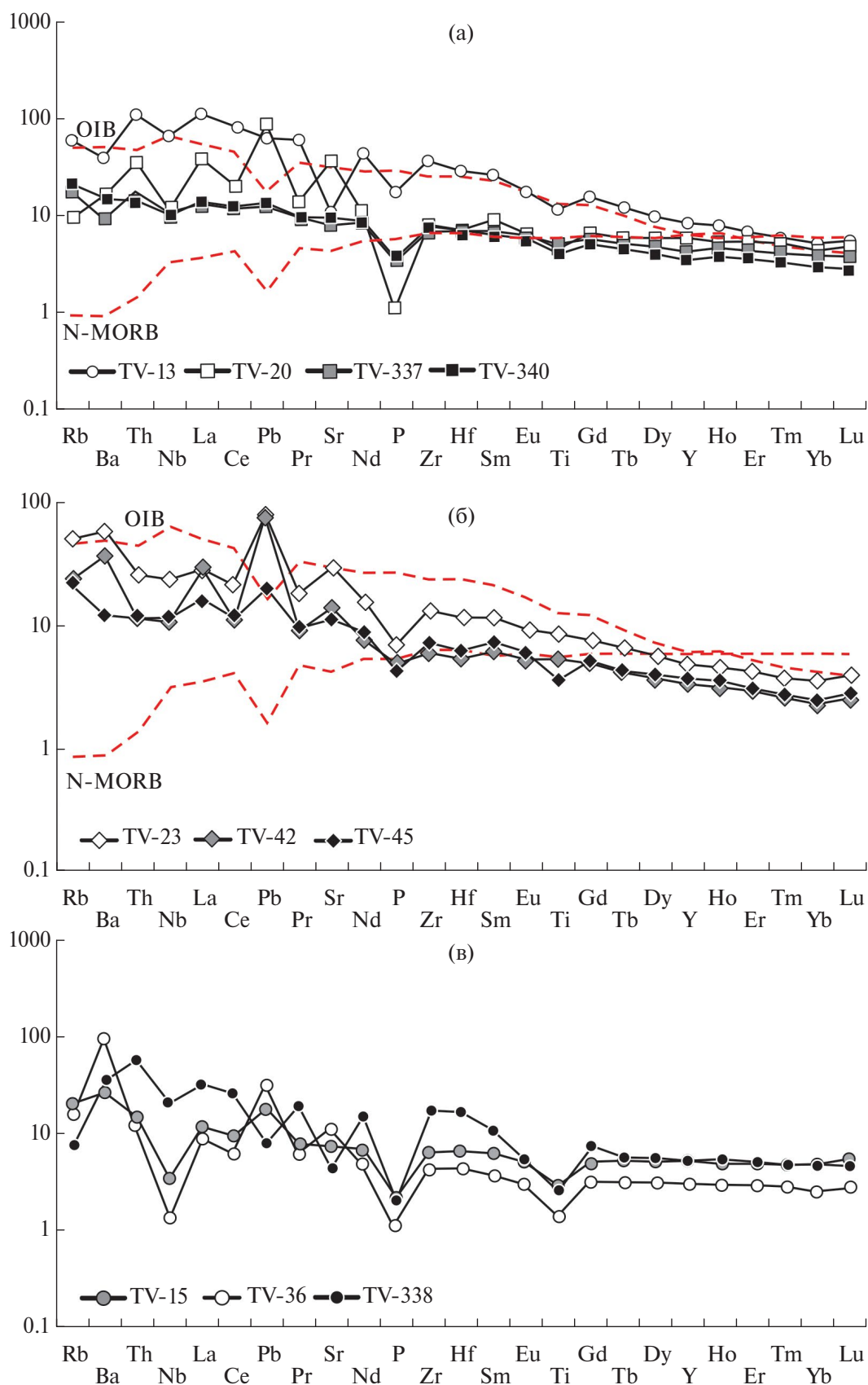


Рис. 6. Спектры распределения редких элементов, нормализованных к составу примитивной мантии для базальтов и туфов (а) эжимской свиты, (б) терекской свиты, (в) туффигов эжимской и терекской свит (по данным [45]).

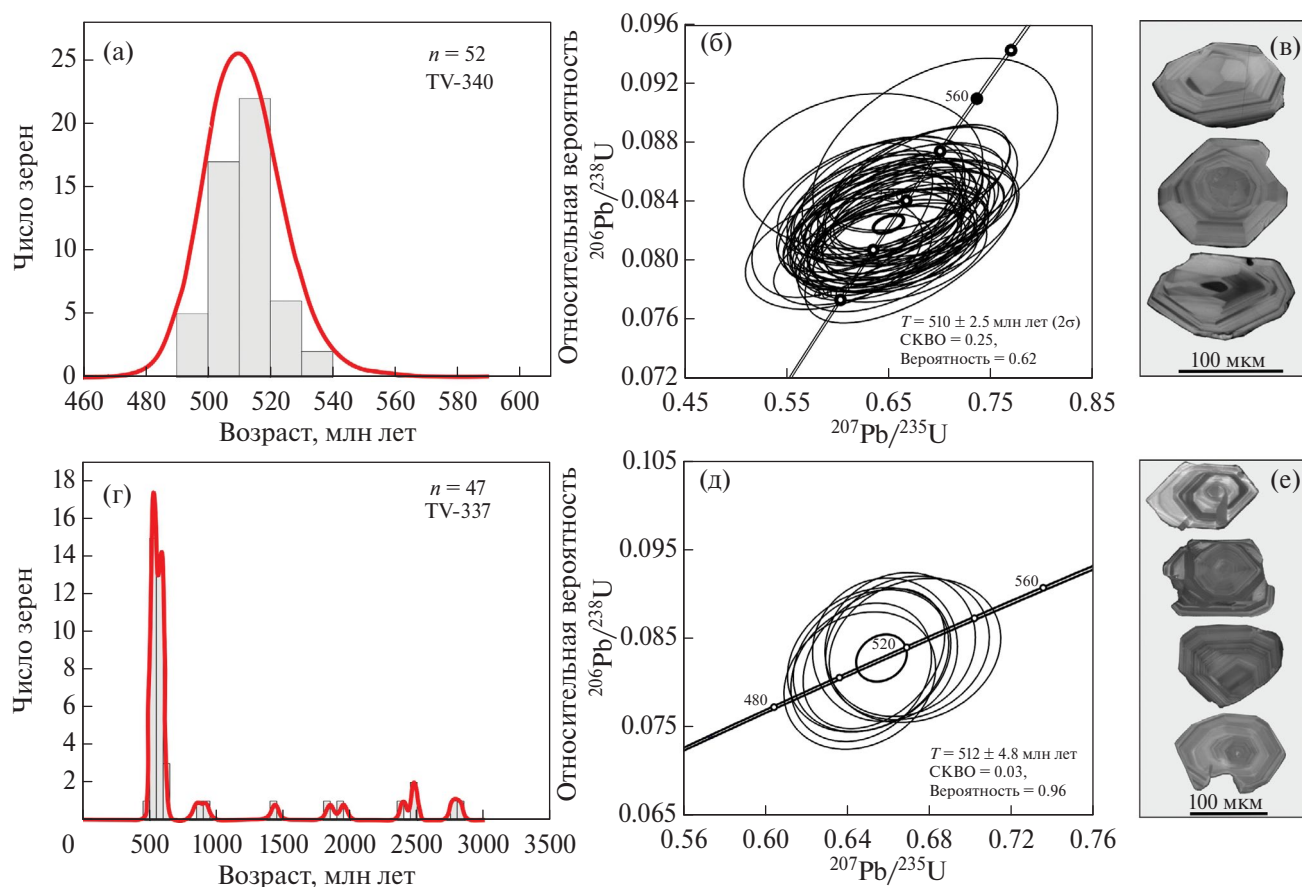


Рис. 7. (а) Гистограмма и кривая относительной вероятности U–Pb возрастов, (б) диаграмма с конкордией (в) для цирконов из туфа (TV-340), (г) гистограмма и кривая относительной вероятности U–Pb возрастов и (д) диаграмма с конкордией (е) для цирконов из туфа (TV-337) эжимской свиты

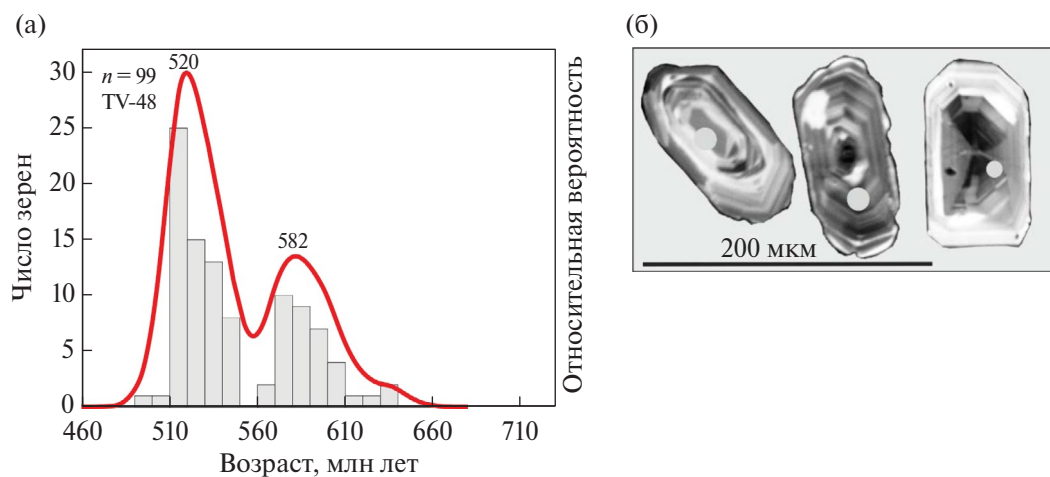


Рис. 8. Гистограмма и кривая относительной вероятности U–Pb возрастов (а) для цирконов (б) из туффита (TV-48) терекской свиты

пробы TV-340. Средневзвешенный возраст, полученный по самой молодой выборке значений 8 зерен соответствует 512 ± 11 млн лет (см. рис. 7, б).

Кроме них в выборке присутствовали цирконы других возрастных диапазонов — 528–540 и 550–620 млн лет, для многих таких зерен

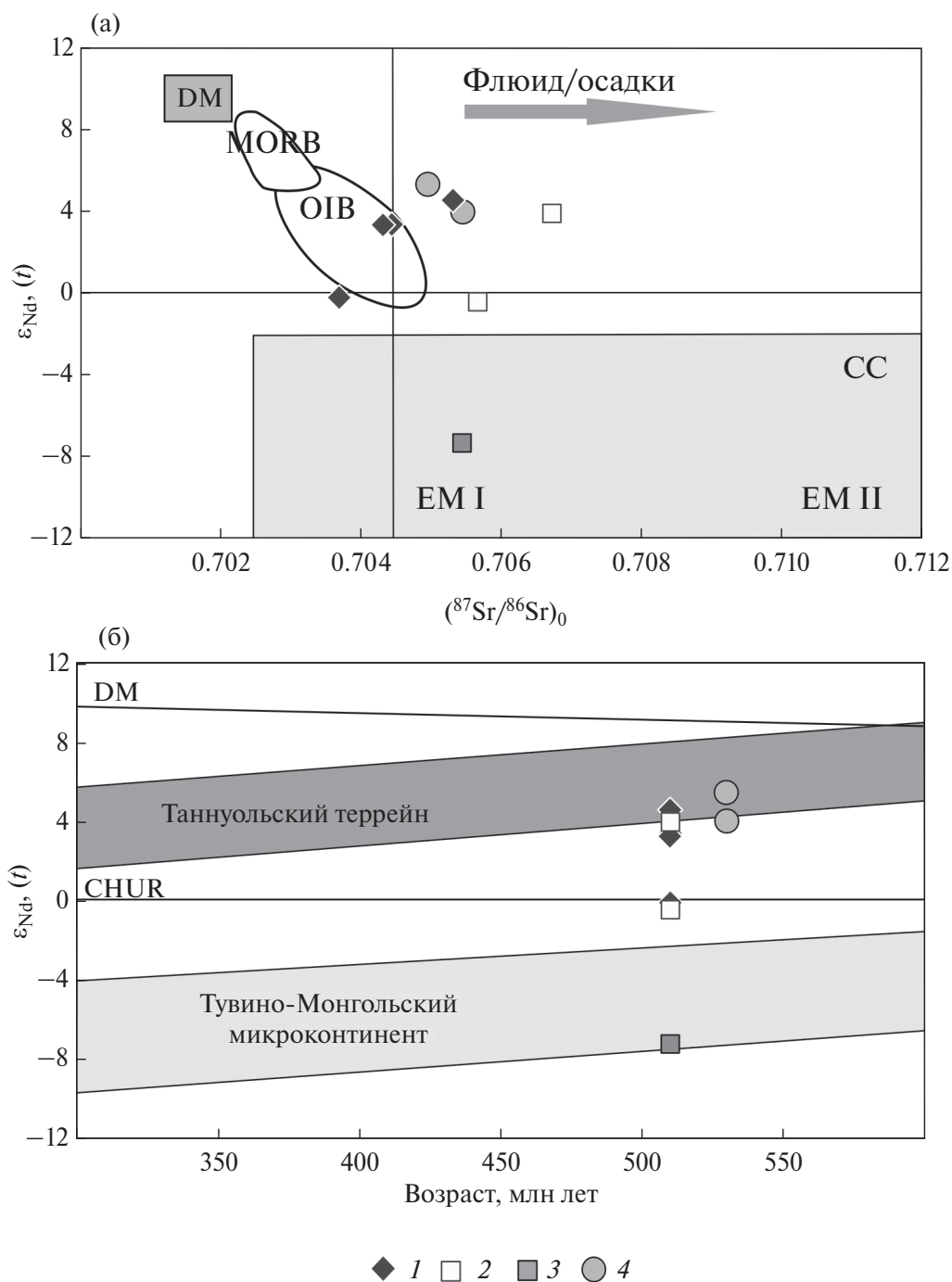


Рис. 9. Sr–Nd изотопные вариационные диаграммы для вулканитов Систигхемского террейна (по данным [17, 18, 32, 39, 50]).

Диаграммы $\epsilon_{Nd}(t)$ – $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ (а) и $\epsilon_{Nd}(t)$ – возраст (б).

Обозначено: DM – деплетированная мантия; MORB – базальты срединноокеанических хребтов; EM I и EM II – компоненты обогащенного мантийного источника (по [50]).

1 – вулканогенные породы терекской свиты; 2 – туфы; 3 – долерит эжимской свиты; 4 – туфы баянкольской свиты

характерно сложное строение, указывающее на их гетерогенное происхождение. Единичные 10 зерен циркона не образуют значимых пиков и находятся в интервале от 0.9 до 2.8 млрд лет.

Из туффита терекской свиты получено 99 конкордантных значений возраста цирконов. Возраст 62 зерен циркона основной группы находится в интервале 510–550 млн лет, с основным пиком

на 520 млн лет и популяцией из 25 определенных самых молодых значений возраста на пике 510 млн лет, возраст зерен циркона другой группы отвечает интервалу 570–635 млн лет с пиком 582 млн лет.

Sr–Nd изотопный состав вулканогенных пород терекской и эжимской свит достаточно близок.

Значение ϵ_{Nd} составляет (рис. 8, рис. 9, а):

– $\epsilon_{Nd}(510) = +3.9$ до -0.45 , $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7056–0.7067$ в вулканитах эжимской свиты;

– $\epsilon_{Nd}(510) = -7.3$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7054$ в диабазах эжимской свиты;

– $\epsilon_{Nd}(510) = +4.5$ до -0.23 , $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7036–0.7053$ в породах терекской свиты.

Кроме того, были получены изотопные данные для вулканитов баянкольской свиты, как известно, имеющих несколько более древний возраст [2].

Для туфов баянкольской свиты характерны относительно обогащенные величины $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, лежащие в пределах 0.7049–0.7054 мас.%, при положительных значениях величин $\epsilon_{Nd}(530) = +4.0–+5.4$.

Изотопный состав вулканогенных пород терекской и баянкольской свит близок составам базальтов океанических островов и вулканогенных пород Таннуольского террейна, при этом для туфов эжимской свиты обнаруживается тенденция обогащения радиогенным Sr и обеднения Nd (см. рис. 9, б).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты проведенных изотопно-геохимических исследований показали, что для эжимской и терекской свит Систигхемского террейна типичны близкие ассоциации пород, но в разных количественных соотношениях.

На изученных участках для разреза терекской свиты характерно преобладание основных эффузивов над туфогенными породами, в эжимской свите преимущественно распространены туффиты и туфы, часто известковистые, а переслаивание зеленых и зеленовато-серых эффузивов с туфогенными и осадочными породами может указывать на накопление толщи в субаквальных обстановках.

Вулканогенные толщи Хемчикско-Систигхемского террейна рассматриваются как комплексы преддуговой зоны Таннуольско-Хамсаринской островодужной системы, формирование которых часто связывают с прилегающим к террейну с северо-запада офиолитовым комплексом [1].

На происхождение Куртушибинских офиолитов существует несколько точек зрения. По одной

из них формирование этого комплекса офиолитов происходило в рифтогенном океаническом бассейне в условиях рассеянного спрединга в течение длительного времени (до 100 млн лет) [16]. В развитии таких систем отмечается несколько этапов – начальный (концентрированного спрединга), характерный для океанических рифтовых систем, и рассеянный спрединг, характерный для островодужных и задуговых рифтовых океанических структур.

Возраст этого комплекса, по данным Ar^{40}/Ar^{39} метода по амфиболу из габбро Шатского офиолитового массива, составляет 578.1 ± 5.6 млн лет [19]. Близкими по времени зарождения и природе рассматриваются и офиолитовые комплексы Восточно-Тувинской зоны, образование которых связывается с рифтогенезом энсиалической коры, близкой к формированию океанического бассейна Красноморского типа [24].

Считается, что возраст офиолитов Восточно-Тувинской зоны, установленный U–Pb методом по циркону из плагиогранитов, прорывающих магматические образования агардагского офиолитового комплекса, не моложе 569.6 ± 1.7 млн лет [38].

Реконструкция состава источника вещества и палеогеодинамических условий формирования проводилась только с использованием составов метавулканитов, как наиболее информативных при использовании стандартных диаграмм для основных пород. При этом мы сознательно не оперируем концентрациями таких элементов как K, Na, Ca, Rb, U и Cs считающихся подвижными при взаимодействии базальтов с морской водой и в водных флюидах при низких степенях метаморфизма пород базальтового состава.

Согласно диаграмме Nb/Y–Zr/TiO₂ поле составов метабазальтов терекской свиты сосредоточено в области щелочных, а эжимской субщелочных базальтов (см. рис. 4).

Для них характерно обогащение редкими литофильными, в том числе легкими редкоземельными, элементами по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов и близость к составу базальтов типа OIB (см. рис. 6).

Основные вулканиты характеризуются наличием отрицательных аномалий по Nb, а также слабопроявленных или хорошо выраженных отрицательных по Ti и положительных по Sr и Ba (см. рис. 6).

Наличие подобных аномалий может быть следствием контаминации материалом континентальной коры, либо добавлением в мантийный

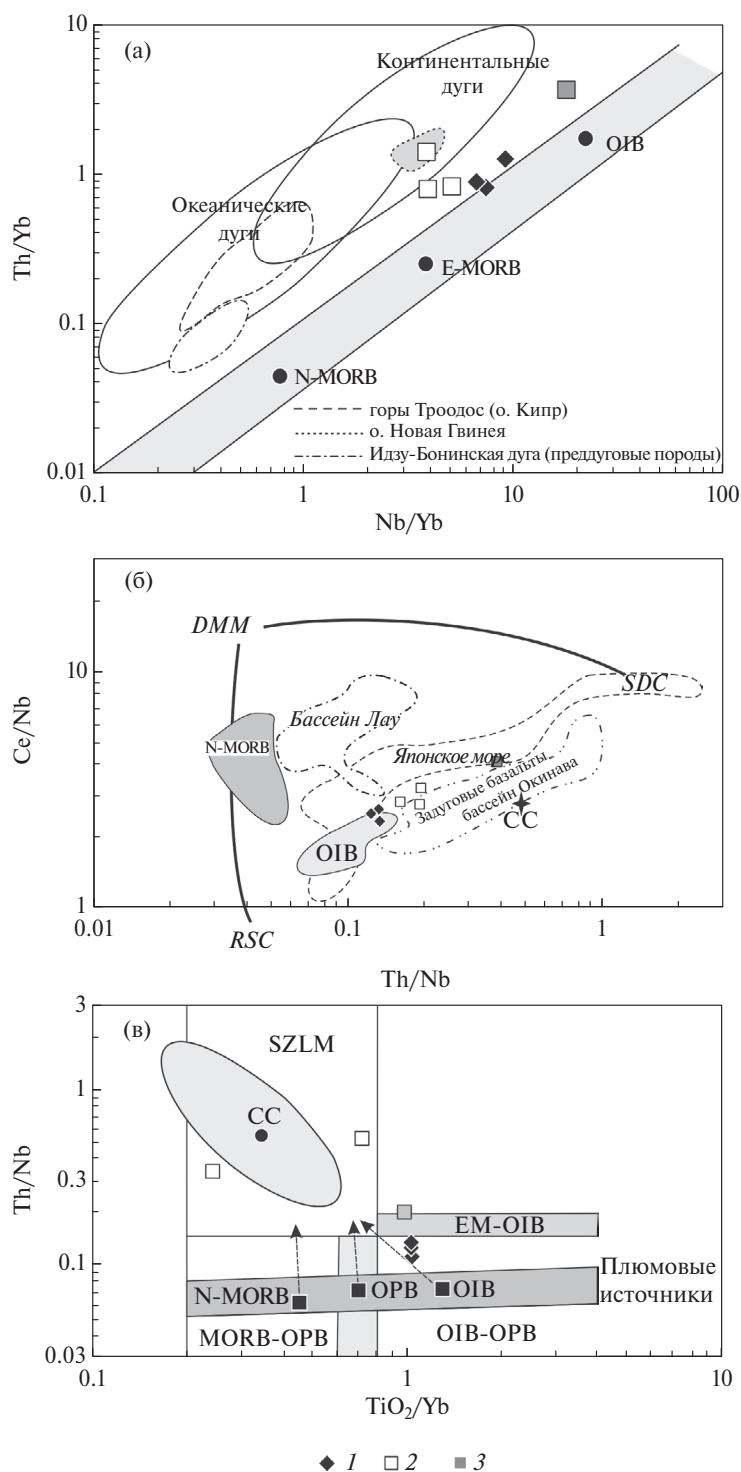


Рис. 10. Диаграммы (а) Nb/Yb–Th/Yb (по [28]), (б) Th/Nb–Ce/Nb (по [41]), (в) TiO₂/Yb–Th/Nb (по [40]) для базальтов терекской и эжимской свит Систигхемского террейна.

Составы N-MORB, E-MORB и OIB (по [45]); обозначены поля (пунктир): Японского моря, бассейна Лая и Окинава BABV (по [46]);

DMM – компонент истощенного мантийного источника MORB;

RSC – остаточный компонент рециклированного океанического слэба;

SDC – субдукционный компонент островодужного магматизма;

SZLM – субдукционно-модифицированная литосферная мантия (по [40]);

CC – континентальная кора.

1 – базальты терекской свиты; 2 – базальты эжимской свиты; 3 – долерит эжимской свиты

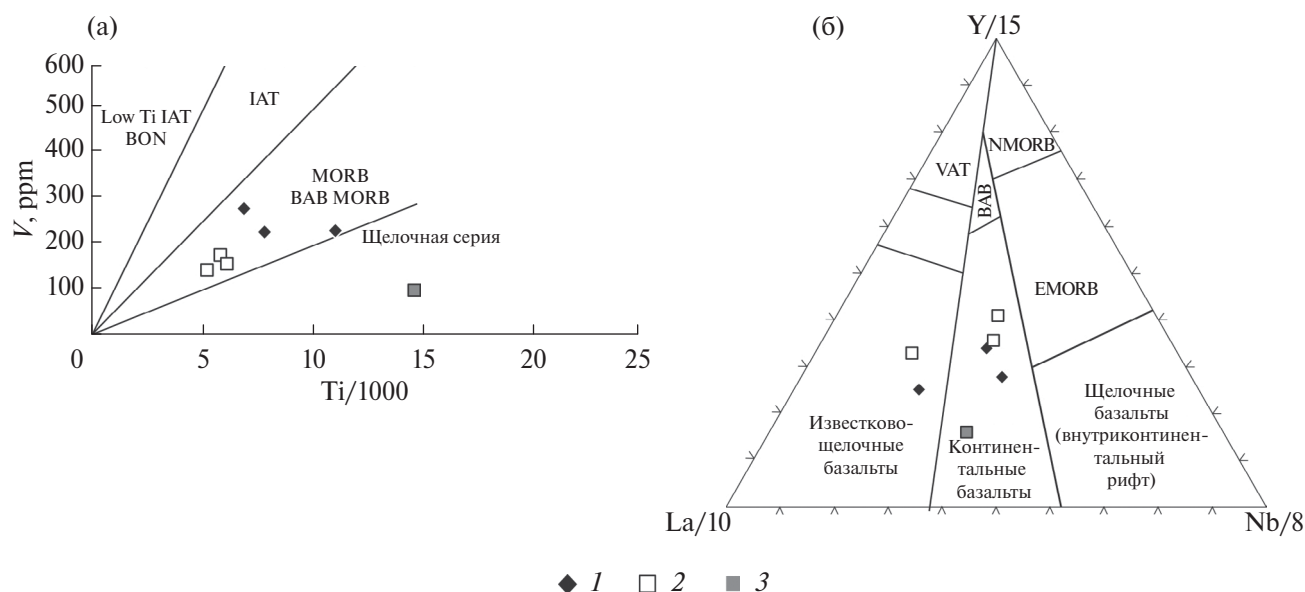


Рис. 11. Диаграммы (а) V-Ti/1000 (по [43]) и (б) Nb/8-Y/15-La/10 (по [27]) для метабазальтов терекской и эжимской свит Систигхемского террейна.

Обозначено: BAB – задуговые базальты; BON – бониниты; Cont.bas. – континентальные базальты; EMORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; IAT – островодужные толеиты; NMORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; VAT – толеиты вулканических дуг.

1–2 – базальты: 1 – терекской свиты, 2 – эжимской свиты; 3 – долерит эжимской свиты

источник субдукционной компоненты. Для них характерны значения, которые могут свидетельствовать о незначительной роли коровой контаминации при их формировании:

- низкие (Th/La)pm (0.19–0.97);
- высокие (Nb/Th)pm отношения (0.91–1.00);
- варьирующие повышенные (Nb/La)pm (0.34–0.83).

Все это указывает на обогащение данных пород Nb, относительно Th, и предполагает участие рециклированного материала океанической коры (слэба), испытавшего плавление в зоне субдукции, в составе источника метавулканитов.

На участие в составе источника рециклированного материала может указывать и положение точек состава исследованных базальтоидов на диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$ вблизи и в поле обогащенного мантийного источника EM1, который считается компонентом субдуцированной океанической коры и пелагических осадков.

На диаграммах Nb/Yb–Th/Yb и Th/Nb–Ce/Nb точки составов базальтов терекской свиты располагаются вдоль линии мантийной последовательности и в поле OIB, при этом туфы эжимской свиты тяготеют к составам вулканических серий, которые образуются в условиях активных континентальных окраин и островных дуг (рис. 10, а, б).

Эффект взаимодействия плюмового источника магм с субдукционным фиксируется по составам вулканитов Систигхемского террейна (см. рис. 10, с).

При этом смешанный источник магм характерен для вулканитов эжимской свиты (повышенные Th/Nb отношения, выраженные отрицательные аномалии Ti, Nb, P), тогда как для терекской свиты типичен плюмовый источник магм (пониженные Ce/Nb и Th/Nb отношения, повышенные концентрации Nb и близость составам OIB) (см. рис. 9, а; рис. 10, б, в). Формирование вулканитов, возможно, происходило на поздних стадиях раскрытия бассейна.

Положение исследованных составов на диаграммах в полях базальтов континентальных и задуговых обстановок, геохимические и изотопные особенности состава вулканитов позволяют предполагать, что формирование бассейна происходило на коре переходного типа (рис. 11, а, б).

Формирование исследованных нами толщ происходило на сложной различными базальтами, их туфами и конгломератами и считающейся более древней и подстилающей – баянкольской свите раннего кембрия. Установленный по породам этой свиты позднекембрийский этап в развитии террейна, с проявленными импульсами гранитоидного

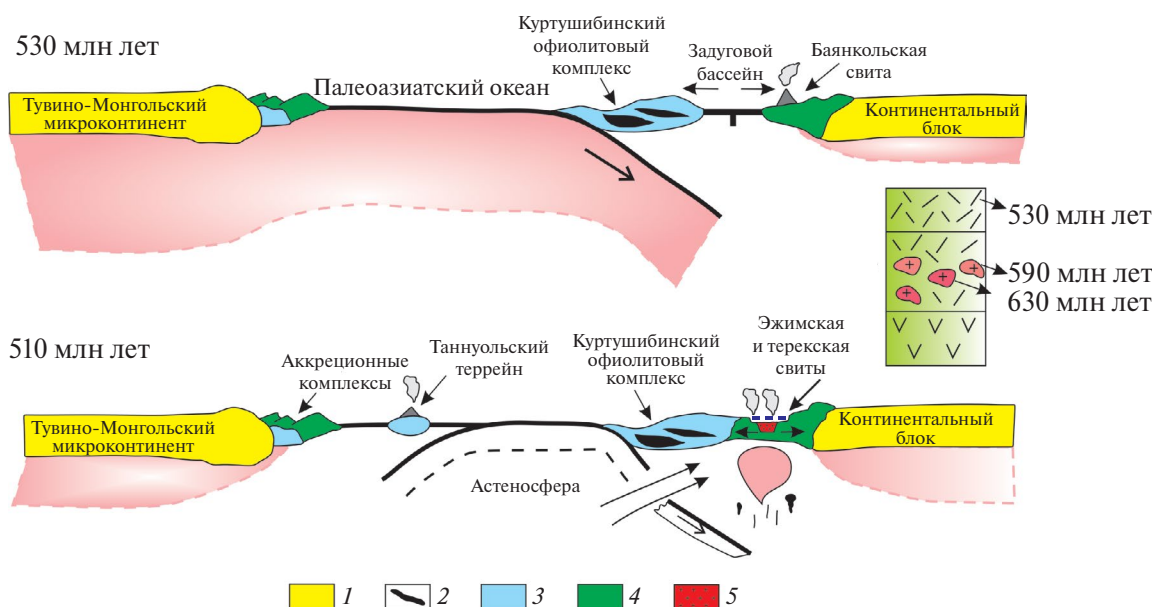


Рис. 12. Схема тектонической эволюции Сисстигхемского террейна Центральной Тувы в нижнем кембрии.

Показаны (прямоугольники фиолетовым) отложения эжимской и терекской свит.

1–2 – кора: 1 – континентальная, 2 – океаническая; 3 – островная дуга; 4 – аккреционно-субдукционный комплекс; 5 – отложения баянкольской свиты

магматизма в интервале 630–590 млн лет, может так же указывать на то, что формирование этих комплексов не могло происходить в пределах блоков с океанической корой.

На разработанной нами схеме тектонической эволюции Сисстигхемского террейна Центральной Тувы в нижнем кембрии представляется, что формирование нижележащей баянкольской свиты происходило на утоненной коре переходного типа (рис. 12).

Формирование вулканитов эжимской и терекской свит обусловлено рифтогенными процессами в тылу континентальной окраины над зонами субдукции. Геохимический облик вулканитов этих свит предполагает существование водонасыщенной надсубдукционной мантии и участие астеносферной, что приводит к появлению материнских расплавов, обедненных такими элементами как Nb и Ti по отношению к Ba и La. Присутствие в пробе туффилов эжимской свиты цирконов возрастного диапазона 570–635 млн лет (пик 580 млн лет) указывает на идентичные с породами баянкольской свиты источники сноса.

Аналогичные геологические процессы установлены (кембрий) в южной части Тувинского сегмента. В прибрежно-морских обстановках 530–520 млн лет назад формируются отложения терегтигской свиты, основными источниками сноса для которой послужили породы нео-, мезо-,

палеопротерозоя, в том числе, офиолиты Агардагского комплекса и породы вулcano-плутонической серии с возрастом 574–579 млн лет [12]. Эти отложения являются одовозрастными с баянкольской свитой и также имеют в своем составе конгломераты с валунами гранитоидов с возрастом около 580 млн лет.

Затем на рубеже 500 млн лет происходит отложение осадочно-вулканогенной шурмакской свиты. При формировании туфоконгломератов этой свиты обломочный материал поступал в результате синхронных вулканических событий и вследствие разрушения более древних пород вплоть до архея [11]. Формирование этих пород и отложений эжимской и терекской свиты происходило одновременно в обстановках растяжения в южной и северной частях Тувинского сегмента ЦАСП. Все эти данные указывают на масштабность проявления рифтогенных процессов в регионе в это время.

Почти синхронно с формированием толщ Сисстигхемского террейна в пределах Палеоазиатского океана в интервале 540–520 млн лет происходило формирование вулканогенных и гранитоидных пород Таннуольского островодужного террейна, но субдукционные процессы в пределах этой зоны продолжались вплоть до конца раннего кембрия [3, 18, 22].

Время раннепалеозойских аккреционно-коллизийных процессов, установленное (в большей

степени) по гранитоидам, соответствует трем (раннекембрийский, позднекембрийский и средне-позднеордовикский) временным этапам от 510 до 450 млн лет [23, 39]. Последний средне-позднеордовикский (460–450 млн лет) этап связан с пост-коллизией историей развития этого блока [4].

Для террейнов Прибайкальского фрагмента Центрально-Азиатского складчатого пояса основной пик коллизионных процессов установлен в интервале 490–470 млн лет [6, 9, 14].

ВЫВОДЫ

1. Происхождение первичных базальтовых магм терекской и эжимской свит, связано с частичным плавлением мантийного источника (типа OIB), метасоматически проработанного процессами, связанными с контаминацией при подплавлении дегидратированного слэба.

2. Формирование вулканогенных пород Ситигхемского террейна происходило в бассейнах рифтогенного типа маркирующих процессы растяжения в тыловой части аккреционного комплекса с корой переходного или континентального типа на фоне субдукции под комплекс коры Палеоазиатского океана.

3. Терекская и эжимская свиты, являясь единой толщей с фациальной изменчивостью и неоднородностью по простиранию, в процессе складчатости и тектонических сдвигов были разделены на пластины, деформированы и горизонтально смещены друг относительно друга с дальнейшим объединением этих тектонических пластин и с их метаморфическим преобразованием.

Благодарности. Авторы благодарны рецензенту А.К. Худолею (СПбГУ—Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10069, <https://rscf.ru/project/22-77-10069/> и Государственного задания ИГМ СО РАН № FWZN-2022-0036.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-

- Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 63–81.
2. Бродникова Е.А., Ветров Е.В., Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Руднев С.Н. Позднерифейские и вендские гранитоиды в источниках сноса раннекембрийских грубозернистых пород баянкольской свиты Ситигхемского прогиба Тувы // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 6. С. 783–800.
3. Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика 2019. Т. 60. №5. С. 641–655.
4. Ветров Е.В., Уваров А.Н., Ветрова Н.И., Летников Ф.А., Вишневская И.А., Жимулев Ф.И., Андреева Е.С., Червяковская М.В. Петрогенезис деспенских вулканогенных образований среднепозднеордовикской вулканоплутонической ассоциации Таннуольского террейна (юго-запад Тувы) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 6. С. 782–799.
5. Гордиенко И.В. Вулканизм различных геодинамических обстановок Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литосфера. 2004. № 3. С. 4–16.
6. Гордиенко И.В., Ковач В.П., Елбаев А.Л., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Возраст и условия формирования коллизионных гранитоидов Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса, Юго-Западное Забайкалье // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 45–65.
7. Геологическая карта СССР. — М-б 1:200 000. — Серия Западно-Саянская. — Лист М-46-IV (Баян-Кол). — М.: Госгеолтехиздат, 1963. 1 лист.
8. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93–108.
9. Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // ДАН. 2000. Т. 347. № 1. С. 79–83.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. — Под ред. В.Е. Хаина — М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
11. Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Прошенкин А.И., Бродникова Е.А. Возраст пород шурмакской свиты по данным U—Pb датирования цирконов методом LA-ICP-MS (Юго-Восточная Тува) // Вестн. СПбГУ. Науки о Земле. 2020. Т. 65. № 4. С. 702–716.
12. Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Маслов А.В., Ветрова Н.И. Фрагмент раннекембрийской континентальной окраины в структуре Тувинского сегмента ЦАСП (терегтигская свита): результаты U—Pb датирования циркона и Sr-хемостратиграфия // ДАН. 2023. Т. 512. № 2. С. 5–13.
13. Коровников И.В. Новые находки трилобитов в нижнем кембрии Центральной Тувы (юг Западной Сибири) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу “Геология и геофизика”. 2000. № 2-3. С. 39–46.

14. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Казаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U–Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 227–239.
15. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. — Под ред. Е.В. Складорова — М.: ПРОБЕЛ, 2004. 192 с.
16. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. — Под ред. Ю.Г. Леонова — М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
17. Летникова Е.Ф., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Кузнецов А.Б. Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2110–2121.
18. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде–раннем кембрии // Геология и геофизика. 2011а. Т. 52. №5. С. 649–665.
19. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолюк В.В. Офиолиты Западной Тувы — фрагмент поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // ДАН. 2011б. Т. 438. № 6. С. 796–802.
20. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
21. Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Бычкова Я.В. Взаимодействие расплава основного состава с вмещающими породами при формировании расслоенного интрузива Кивакка, Северная Карелия // Петрология. 2012. Т. 20. № 2. С. 115–135.
22. Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А. Венд-раннекембрийский островодужный плагиигранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1628–1647.
23. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. — Под ред. Г.В. Полякова — Новосибирск: СО РАН, 2013. 300 с.
24. Симонов В.А., Котляров А.В., Ступаков С.И., Третьяков Г.А. Палеогеодинамика офиолитов Тувы. — В кн.: *Эволюция тектонических процессов в истории Земли*. — Мат-лы XXXVII Тектон. совещ. Межвед. тектон. комитета СО РАН. — Новосибирск: Гео, 2004. Т.1. С. 166–169.
25. Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И. Этапы тектоно-магматической активизации в зоне сочленения Сибирской платформы и Таннуольско-Хамсаринского сегмента ЦАСП (по результатам U–Pb изотопных исследований) // ДАН. 2021. Т. 498. № 2. С. 115–120.
26. Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Microprobe geochronology by monitoring of Trace Element Related Matrix Effect; SHRIMP, ID TIMS, ELA ICP MS and Oxygen Isotope Documentation for series of zircon standards // Chem. Geol. 2004. Vol.205. No.1-2. P.115–140.
27. Cabanis B., Lecolle M. Diagramme La/10-Y/15-Nb/8: Un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale // Compte Rendus de l'Académie des Sci. Ser. II. Vol. 309. P. 2023–2029. (In French).
28. Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osae S., Banoeng-Yakubo B. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: Petrogenetic and tectonic setting implications // Precambrian Research. 2008. Vol. 162. P. 403–423.
29. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material — implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 87 No.3. P. 249–265.
30. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. — In: *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues*. — Ed.by P. Sylvester, (Mineral. Assoc. Canada, Short Course Ser. 2008. Vol. 40), P. 307–311.
31. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67. No.2. P. 137–150.
32. Jahn B.M., Wu F., Lo C.H., Tsai C.H. Crust–mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence from post-collisional mafic–ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China // Chem. Geol. 1999. Vol. 157. 119–146.
33. Ludwig K.R. Isoplot. V. 4.15: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. — Berkeley Geochron. Center Sp. Publ. 2011. Vol.4. 75p.
34. Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectrochimica Acta. Part B: Atomic Spectroscopy. 2003. Vol.58. P. 341–350.
35. Parfenov L.M., Khanchuk A.I., Badarch G., Miller R.J., Naumova V.V., Nokleberg W.J., Ogasawara M., Prokopyev A.V., Yan H., Belichenko V., Berzin N.A., Bulgatov A.N., Byamba J., Deikunenko A.V., Dong Y., Dril S.I., Gordienko I.V., Hwang D.H., Kim B.I., Korago E.A., Kos'ko M.K., Kuzmin M.I., Orolmaa D., Oxman V.S., Popeko L.I., Rudnev S.N., Sklyarov E.V., Smelov A.P., Sudo S., Suprunenko O.I., Sun F., Sun J., Sun W., Timofeev V.F., Tret'yakov F.F., Tomurtogoo O.,

- Vernikovskiy V.A., Vladi Mirov A.G., Wakita K., Ye M., Zedgenizov A.N.* Preliminary Northeast Asia geodynamics map. – Scale 1:5 000 000. – (U.S. Geological Surv. Open-File Rep. 03-205. 2003), 2 sh.
36. *Paton Ch., Hellstrom J.C., Paul P., Woodhead J.D., Hergt J.M.* Iolite: Freeware for the visualization and processing of mass spectrometric data // *J. Analyt. Atom. Spectrom.* 2011. Vol.26. P. 2508–2518.
 37. *Powerman V.I., Buyantuev M., Ivanov A.V.* A review of detrital zircon data Treatment, and launch of a new tool “Dezirteer” along with the suggested universal workflow // *Chem. Geol.* 2021. Vol. 583. Art.120437. Doi: <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-5-0718>
 38. *Pfänder J.A., Jochum K.P., Kozakov I., Kröner A., Todt W.* Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: Evidence from trace element and Sr–Nd–Pb isotope data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. Vol. 143. P. 154–174.
 39. *Vetrov E.V., Vetrova N.A., Pikhutin E.A.* Geochronology and geochemistry of early Paleozoic granitic and coeval mafic rocks from the Tannuola terrane (Tuva, Russia): Implications for transition from a subduction to post-collisional setting in the northern part of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research.* 2024. Vol. 125. P. 130–149.
 40. *Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C.* LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos.* 2021. Vol. 392-393. P. 1–28.
 41. *Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.* Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol.* 1988. Spec. Lithosph. Is. P. 415–445.
 42. *Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A.* Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf-isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. Vol. 249. No. 1–2. P. 1–35.
 43. *Shervais, J.W.* Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol.59. P. 101–118.
 44. *Shkolnik S., Letnikova E., Vetrov E., Ivanov A., Reznitsky L., Proshenkin A.* Proterozoic–Paleozoic tectonic evolution of the northern Central-Asian Orogenic Belt: New constraints from igneous and metamorphosed rocks of the Khamsara Terrane (East Sayan, Russia) // *J. Asian Earth Sci.* 2023. Vol. 255. Art.105785. Doi:10.1016/j.jseaes.2023.105785
 45. *Sun S, McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. – In: *Magmatism in Oceanic Basins.* – Ed.by A.D. Saunders, M.J. Norry, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42), P. 313–345.
 46. *Wang Y.J., Zhao G.C., Fan W.M., Peng T.P., Sun L.H., Xia X. P.* LA-ICP-MS U–Pb zircon geochronology and geochemistry of Paleoproterozoic mafic dykes from western Shandong Province: Implication for back-arc basin magmatism in the Eastern Block, North China Craton // *Precambrian Research.* 2007. Vol. 154. P. 107–124.
 47. *Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.* Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards and Geoanal. Res.* 1995. Vol. 19. P. 1–23.
 48. *Winchester J.A., Floyd P.A.* Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.* 1977. Vol. 20. P. 325–343.
 49. *Winchester J. A., Park K. G., Holland J. G.* The geochemistry of Levisian semipelitic schists from the Gairloch district western Ross // *Scott. J. Geol.* 1980. Vol.16. P.165–179.
 50. *Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. Vol.14. P. 493–571.
 51. *ЦКП*, <http://crust.irk.ru/industry/analytics.html> (Accessed April, 2024)

The Cambrian Volcanic-Sedimentary Strata of the Systighem Terrane (Central Tuva): Results of Isotopic-Geochronology and Geochemical Studies

S. I. Shkolnik^{a, b, *}, E. F. Letnikova^b, K. K. Kolesov^b, A. V. Ivanov^b, D. D. Bulgakova^b,
N. V. Bryansky^a

¹*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the RAS, bld. 128, str. Lermontov, 664033 Irkutsk, Russia*

²*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the RAS,
bld. 3, str. Academic Koptug, 630090 Novosibirsk, Russia*

**e-mail: sink2507@mail.ru*

The article presents the first results of isotope-geochemical (Sm–Nd, Rb–Sr) and geochronological (U–Pb LA-ICP-MS) studies of Cambrian volcanic-sedimentary strata (Terek and Ezhim formations) of the Systighem terrane (Central Tuva). It was established that the origin of the primary basaltic magmas of the Terek and Ezhim formations is associated with the partial melting of a mantle source (OIB type), metasomatically worked through by processes associated with contamination during the melting of a dehydrated slab. Their formation occurred in the rift-type basins marking extension processes in the rear part of the accretionary complex with transitional or continental-type crust opposite the background of subduction of the Paleo-Asian Ocean crust beneath it.

The formation of volcanogenic-sedimentary strata of the Terek and Ezhim formations occurred closely simultaneously in the interval of 512–510 Ma. Similar isotope-geochemical characteristics of the composition of volcanic rocks of the studied formations ($\epsilon\text{Nd}(510) = +3.9$ to -0.45 and $\epsilon\text{Nd}(510) = +4.5$ to -0.23) and the time of their formation indicate that they are a single sequence, which is in the process of folding or other tectonic processes was divided into disconnected fragments, deformed and displaced relative to each other by horizontal movements during the course of accretion-collision events. On the modern erosional section, they are represented by a series of combined tectonic plates, altered to varying degrees, thrust upon each other and, most likely, on an existing and buried continental block.

Keywords: Central Asian Fold Belt, Systighem terrane, Central Tuva, Cambrian, volcanogenic-sedimentary strata, isotope-geochemical composition, U–Pb-geochronology, tectonic model