

УДК 551.24+553.04

## КАТАЕВСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (Забайкалье): СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

И.В. Гордиенко<sup>1</sup>, Д.В. Метелкин<sup>2,3</sup>, В.С. Ланцева<sup>1</sup>, А.Л. Елбаев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

<sup>3</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

На основе новых материалов по геологическому строению, вещественному составу, U–Pb изотопному возрасту и палеомагнетизму метавулканических пород катаевской свиты рассмотрены геодинамические условия их формирования и преобразования. Установлено, что метавулканиты катаевской свиты относятся к калиево-натриевой высокоглиноземистой андезит-андезибазальт-базальтовой вулканической серии. По результатам U–Pb анализа магматических цирконов (SHRIMP-II, по восьми точкам), выделенных из пробы метаандезибазальта стратотипического разреза по р. Унго, получен возраст  $852 \pm 9$  млн лет. Изотопные Sm–Nd данные показали положительную величину  $\epsilon_{Nd}(852)$ , равную +9.29, что свидетельствует о ювенильном магматическом источнике, близком к деплетированной мантии (DM), при Nd модельном возрасте протолита  $T_{Nd}(DM)$  в пределах неопротерозоя. Содержание наименее подвижных высокозарядных и редкоземельных элементов (г/т) стабильно пониженное по Nb (8–15), Ti (7074–12410), Ta (0.32–0.93), Eu (1.80–2.29), Ce (50–79), Y (21–25), Yb (2.1–2.8), Rb (10–24) и повышенное по Sr (1000–1500), Zr (170–270), La (25–41), Ba (600–800). По всем этим параметрам изученные метавулканические породы соответствуют современному курило-камчатскому типу магматизма развитых островных дуг. Палеомагнитный анализ метавулкаников этого разреза свидетельствует о полном перемагничивании на уровне 120 млн л. н. синхронно проявлению внутриплитного базальтоидного магматизма, типичным представителем которого в изученном районе является нижнемеловая хилокская свита.

*Неопротерозой, геохимия, U–Pb возраст, палеомагнетизм, Палеоазиатский океан, Сибирский палеоконтинент, Катаевская вулканическая дуга*

## THE KATAEVO ISLAND ARC SYSTEM OF THE PALEOASIAN OCEAN (Transbaikalia): COMPOSITION, AGE, PALEOMAGNETISM, AND FORMATION GEODYNAMIC SETTINGS

I.V. Gordienko, D.V. Metelkin, V.S. Lantseva, A.L. Elbaev

Based on new data on the geology, composition, U–Pb isotopic age, and paleomagnetism of the metavolcanic rocks of the Kataevo Formation, we consider the geodynamic conditions of their formation and alteration. The Kataevo Formation metavolcanic rocks belong to the K–Na-high-alumina andesite–andesibasalt–basalt volcanic series. Results for U–Pb analysis of magmatic zircon (SHRIMP II, 8 spots) from a metaandesibasalt sample of the stratotype section on Ungo R. yielded an age of  $852 \pm 9$  Ma. Isotope systems for Sm–Nd yield a positive  $\epsilon_{Nd}(852) = +9.29$ , which indicates a juvenile magmatic source, close to depleted mantle (DM), with a Neoproterozoic protolith  $T_{Nd}(DM)$  model age. The content of the less mobile HFSE and REE (ppm) is consistently low for Nb (8–15), Ti (7074–12,410), Ta (0.32–0.93), Eu (1.80–2.29), Ce (50–79), Y (21–25), Yb (2.1–2.8), Rb (10–24) and elevated for Sr (1000–1500), Zr (170–270), La (25–41), and Ba (600–800). All studied parameters place the metavolcanic rocks close to the contemporary Kurile–Kamchatka type of developed island arcs. Paleomagnetic analysis of the section of metavolcanic rocks shows a complete remagnetization ca. 120 Ma. This is synchronous with manifestations of intraplate basaltoid magmatism in the studied region, the most typical example of which is the Lower Cretaceous Khilok Formation.

*Kataevo volcanic arc, Neoproterozoic, geochemistry, U–Pb age, paleomagnetism, Paleasian Ocean, Siberian paleocontinent*

## ВВЕДЕНИЕ

В последние годы многочисленными исследованиями установлено, что важнейшие тектонические элементы складчатого обрамления юга Сибирского кратона (палеоконтинента), включенные в структуру Монголо-Охотского пояса (МОСП), созданы преимущественно в неопротерозое—раннем па-

леозое на месте Палеоазиатского океана (ПАО) и его окраин. Однако восстановление структуры ПАО особенно на раннем, неопротерозойском, этапе из-за недостатка фактических геолого-геофизических данных затруднено. Согласно нашим представлениям, его раскрытие началось на рубеже мезопротерозоя—неопротерозоя. Признаки присутствия фрагментов преобразованной неопротерозойской океанической литосферы наблюдаются во многих террейнах МОСП. Это позволяет реконструировать наличие океанического пространства вдоль всей южной периферии кратона от Учуро-Майской до Байкальской областей уже на уровне 950 млн л. н. [Метелкин и др., 2007, 2012; Метелкин, 2012; Козаков и др., 2021]. При этом в забайкальской части ПАО мы предполагаем два смежных бассейна — Баргузино-Витимский и Бырка-Урулюнгуевский (Приаргунский) [Гордиенко и др., 2019]. Время заложения и строение неопротерозойских субдукционных систем, реликты которых также широко представлены в структуре МОСП, наиболее часто описываются для интервалов 850—750, 650—630 и позднее — 570—550 млн л. н. [Диденко и др., 1994; Гордиенко, 2006, 2008, 2019; Хераскова и др., 2010; Гордиенко, Метелкин, 2016; Козаков и др., 2021]. Предполагается, что в это время вдоль Сибирской окраины ПАО могла существовать непрерывная цепь островных дуг и связанных с ними бассейнов, разделенных различными по величине кратонными террейнами. Одним из элементов этой системы является Катаевская вулканическая дуга. Отвечающий ей комплекс сохранился в складчато-покровной структуре Центрального Забайкалья в междуречье рек Хилок и Чикой в виде интенсивно дислоцированного фрагмента относительно слабометаморфизованных вулканических пород базальтового и андезитового составов [Козубова, 1967; Сизых, 1967; Гордиенко, 2021].

В этой статье на основе новых материалов по геологическому строению, вещественному составу, геохронологии и палеомагнетизму катаевского вулканического комплекса подробно рассмотрены вопросы возраста, геодинамические условия его формирования и преобразования.

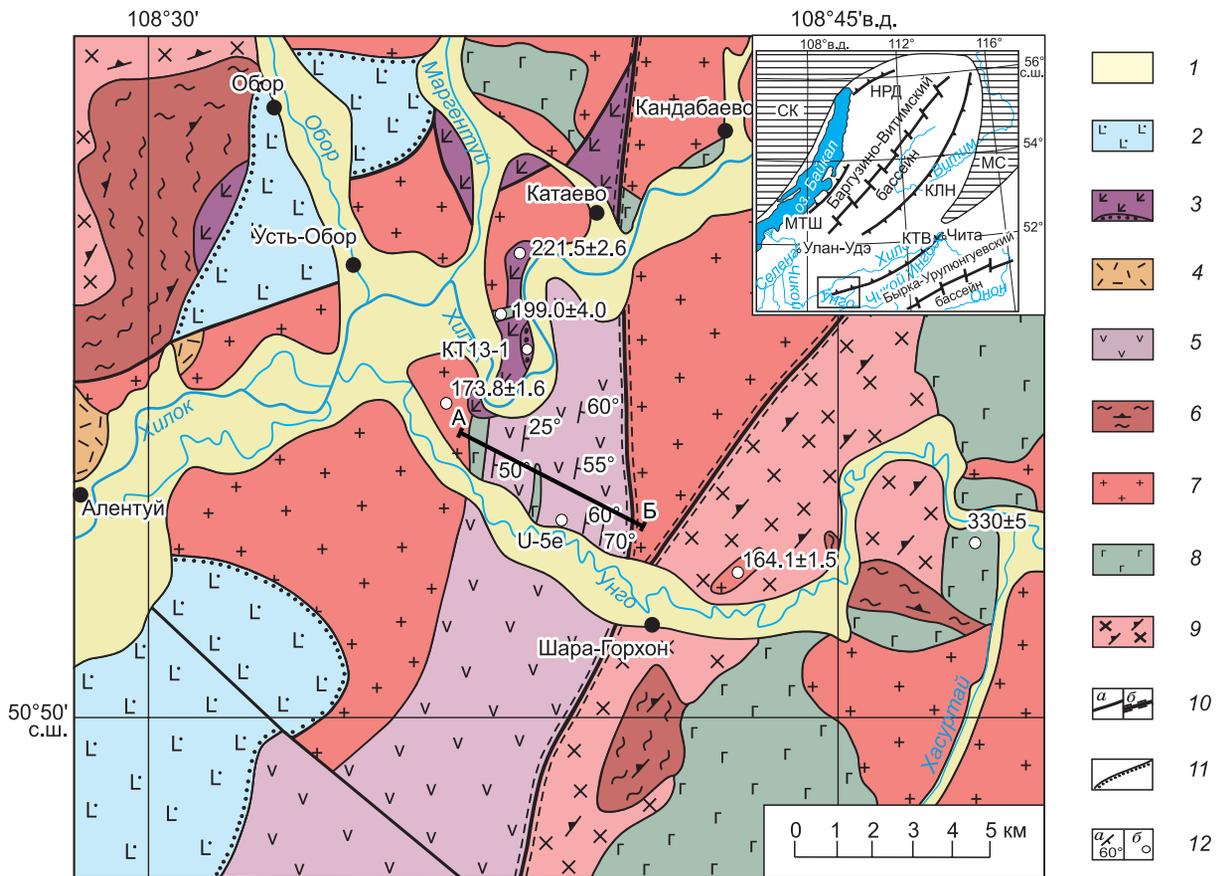
### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАТАЕВСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

В Центральном Забайкалье поля зеленокаменно-измененных вулканогенных пород известны еще с 30-х годов прошлого века. При проведении государственной геологической съемки м-ба 1:200 000 метавулканиды базальтового и андезитового составов в районе с. Катаево были выделены в составе регионального стратиграфического подразделения — катаевской свиты и по региональным геологическим признакам условно отнесены к нижнему палеозою [Сизых, Сапожников, 1967; Сизых, 1967]. В процессе составления карты палеозойских магматических формаций Забайкалья нами была выделена андезит-базальтовая формация в составе катаевской свиты [Гордиенко и др., 1978]. Однако ввиду того, что эти породы не находили себе аналогов среди нижнепалеозойских вулканических серий смежных районов, на изданной позднее геологической карте катаевскую свиту условно отнесли к венду [Геологическая карта..., 1981; Анашкина и др., 1997; Пехтерев и др., 2012] и стали рассматривать в качестве реликта изолированной островодужной системы [Гордиенко, 2006, 2008, 2019; Гордиенко, Метелкин, 2016].

Проведенные нами петролого-геохимические и геохронологические исследования позволили уточнить геологическую карту и обосновать неопротерозойский возраст толщи (рис. 1).

В геологическом строении района наряду с метавулканидами в виде отдельных блоков также участвуют гранатовые и биотитовые гнейсы, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы с редкими линзами амфиболитов, которые формируют наиболее древний протерозойский метаморфический комплекс. Поля метаморфических пород, включая метавулканиды, пронизаны дайками и интрузивными телами габбро, габбро-диоритов, диоритов, монцонитов, кварцевых сиенитов, гранитов малханского (U-Pb по циркону  $646, 472 \pm 2$  и  $440 \pm 5$  млн лет), шарагольского (U-Pb по циркону  $330 \pm 5$  млн лет) а также бичурского и куналейского ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  по биотиту  $199 \pm 4$ ,  $174$  и  $164$  млн лет) комплексов [Антонов, Травин, 2016; Гордиенко и др., 2018]. Перекрывающая мезозойская осадочно-вулканогенная формация включает две толщи. Первая отвечает среднервхнетриасовой чернойровой свите со слоями базальных конгломератов, в гальке которых, в частности, обнаружены лейкограниты и метавулканиды, соответствующие катаевскому комплексу; вторая — хилокской свите нижнего мела, которая включает многочисленные потоки и покровы трахибазальтов, шошонитов, латитов, формирующих единую генетическую серию, типичную для широко проявленного в регионе внутриплитного магматизма, связанного с обстановкой внутриконтинентального растяжения [Гордиенко и др., 1999, 2000; Гордиенко, Кузьмин, 1999; Метелкин и др., 2003].

В качестве стратотипа катаевской свиты рассматривается разрез правобережья нижнего течения р. Унго, южнее с. Катаево (см. рис. 1). Разрез начинается в 3 км выше устья, где свита образует крутопадающую на юго-восток моноклинали, разбитую разрывными нарушениями и зонами интенсивного расщепления на отдельные тектонические пластины («пачки») (рис. 2) [Сизых, 1967]. Снизу вверх мы выделяем последовательность из шести пачек.



**Рис. 1. Геологическая карта бассейна нижнего течения р. Унго (по [Сизых, Сапожников, 1967] с изменениями).**

1 — четвертичные отложения; 2 — раннемеловая осадочно-вулканогенная хилокская свита; 3 — среднепозднетриасовая вулканогенно-осадочная чернаярская свита; 4 — верхнепермская алентуйская свита; 5 — неопротерозойская осадочно-вулканогенная катаевская свита; 6 — протерозойские метаморфические гнейсы, сланцы, амфиболиты; 7 — триасово-юрские гранитоиды бичурского, куналейского комплексов; 8 — верхнепалеозойские габброиды шарагольского комплекса; 9 — неопротерозойские (?) гнейсированные гранитоиды малханского комплекса; 10 — разрывные нарушения (а), с примыкающими зонами интенсивного рассланцевания и милонитизации (б); 11 — границы несогласного залегания; 12 — элементы залегания (а), точки геохронологических определений с указанием абсолютного возраста (млн лет) или номера пробы (б); А—Б — местоположение профиля стратиграфического разреза (см. рис. 2). На врезке прямоугольником показано местоположение рассматриваемого района в структуре Забайкалья, буквами обозначены реликты неопротерозойских островных дуг: НРД — Нюрнудуканская, МТШ — Метешихинская, КЛН — Келянская, КТВ — Катаевская; кратонные блоки: СК — Сибирский, МС — Муйско-Становой.

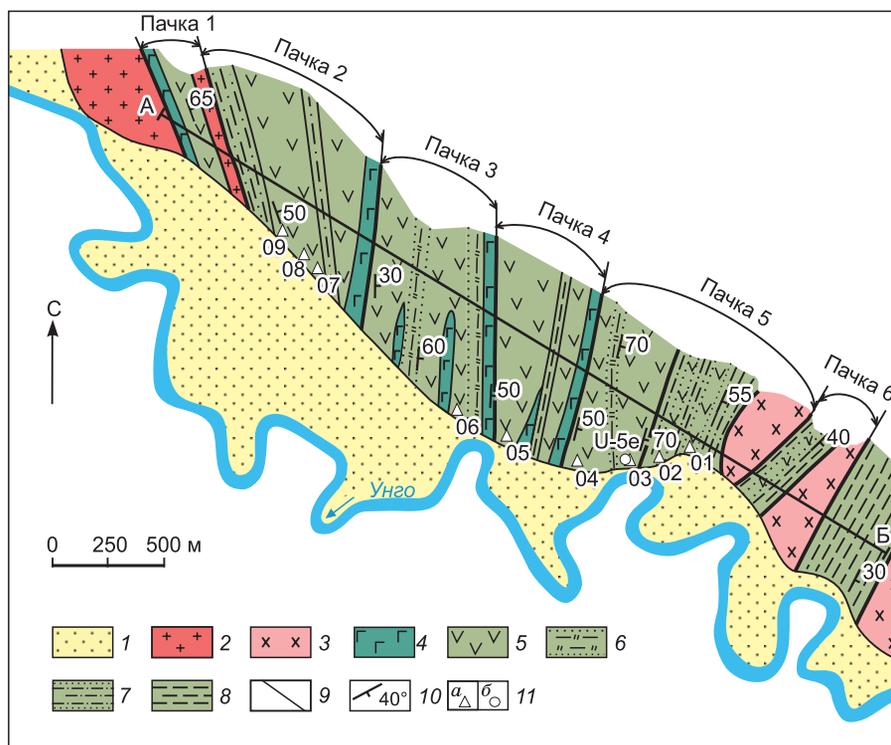
**Пачка 1.** Метаандезитовые и metabазальтовые порфириды в ассоциации с биотитовыми, биотит-хлоритовыми и биотит-амфиболовыми сланцами — 300 м. На этом интервале отмечаются многочисленные мелкие преимущественно субсогласные тела габбро, а также значительные по размерам фрагменты, сложенные гранитоидами бичурского комплекса.

**Пачка 2.** Переменяемость метаандезитовых и metabазальтовых порфиритов с прослоями кварц-углеродисто-серицитовых и карбонат-хлорит-серицитовых сланцев — 750 м. В конце интервала в зоне разлома вскрывается силл мелкозернистого габбро мощностью до 100 м.

**Пачка 3.** Metабазальтовые порфириды — 600 м. Конец этого интервала подчеркнут субсогласным телом мелкозернистого габбро мощностью более 50 м.

**Пачка 4.** Переменяемость андезибазальтовых порфиритов, биотит-эпидотовых и биотит-хлорит-серицитовых сланцев — 500 м. Встречаются субсогласные и пологосекущие тела мелко- до среднезернистого габбро и габбро-диоритов. В конце интервала находится зона рассланцевания, приуроченная к взбросу с падением плоскости сместителя на юго-восток под углом около 50°.

**Пачка 5.** Пластина метаандезитов, metabазальтов и метаандезибазальтов, ограниченная зонами рассланцевания, сложенными биотитовыми, биотит-эпидотовыми, биотит-хлорит-серицитовыми и



**Рис. 2. Геологический план стратотипического разреза катаевской свиты по профилю А—Б.**

1 — четвертичные отложения; 2 — гранитоиды бичурского комплекса; 3 — гнейсированные гранитоиды малханского комплекса; 4 — габброиды шарагольского комплекса; 5—8 — катаевская свита: 5 — метабазалты, метаандезиты и метаандезиты, 6 — кварц-серцитовые, серцит-кварцевые и кварц-хлорит-серцитовые сланцы с прослоями кварц-углеродисто-серцитовых сланцев, 7 — мусковит-кварцевые, кварц-мусковитовые, кварц-двуслюдяные и кварц-биотитовые сланцы с прослоями кремнистых пород и кварц-хлорит-двуслюдяных сланцев, 8 — кварц-биотитовые и кварц-двуслюдяные сланцы с прослоями мусковитовых сланцев; 9 — разрывные нарушения; 10 — элементы залегания слоистости, сланцеватости; 11 — место отбора геохронологической пр. U-5e (а) и точки палеомагнитного опробования 16КТ\* (б).

кварц-биотитовыми сланцами с прослоями кремнистых пород. Общая мощность 750 м. В конце интервала в зоне разломов вскрывается фрагмент гнейсогранитов малханского комплекса.

**Пачка 6.** Переменяемость метаандезитов, метабазалтов, кварц-мусковитовых, хлорит-биотитовых, биотит-эпидотовых сланцев в ассоциации с метаандезитобазальтами, а также блоком гнейсогранитов малханского комплекса — 350 м.

Выше по разрезу на протяжении около 800 м вскрывается мощная зона тектонических нарушений с интенсивным расланцеванием и меланжированием катаевских метавулканитов, инъецированных гнейсогранитами, гранодиоритами, диоритами малханского интрузивного комплекса. На контакте с гнейсогранитами в разломных зонах породы интенсивно метаморфизованы и превращены в бластокатаклазиты и бластомилониты с реликтами первичных вулканических структур. Установлено, что расположение ксенолитов метавулканитов, их сланцеватость и гнейсовидность имеет ориентировку, сходную с общим залеганием по разрезу. Насыщенность гранитоидов ксенолитами катаевских метавулканитов в юго-восточном направлении (вверх по разрезу) постепенно уменьшается.

Таким образом, общая видимая мощность разреза не менее 3250 м. Имеющиеся тектонические нарушения, очевидно, не привели к дуплексированию разреза, тектонической повторяемости его отдельных интервалов. Скорее наоборот, возможно выпадение некоторых его частей из общей последовательности и истинная мощность вулканического комплекса, по-видимому, больше.

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы метавулканитов катаевской свиты проанализированы на содержание петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов в ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Исследования минерального состава пород проводились электронно-зондовым методом на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430 VP (аналитики Е.А. Хромова, Е.В. Ходырева). Определение основных петрогенных оксидов выполнены химико-спектральными методами анализа (аналитики А.А. Цыренова,

В.А. Иванова, Б.Б. Лыгденова, Л.В. Митрофанова). Определение редких элементов (Rb, Ba, Sr, Nb, Zr и Y) проведено рентгенофлуоресцентным методом (аналитики Б.Ж. Жалсараев, Р.Ж. Ринчинова). Содержание редкоземельных элементов в этих же пробах определено методом ICP AES на OPTIMA 2000 DV (аналитики Л.А. Левантуева, Т.И. Казанцева). Определение содержания редких и редкоземельных элементов в пяти представительных образцах было выполнено методом ICP-MS в ЦКП изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН (г. Иркутск, аналитик О.В. Зарубина).

Классификация метавулканитов катаевской свиты проводилась с использованием диаграммы Nb/Y—Zr/TiO<sub>2</sub> [Winchester, Floyd, 1977] и TAS-диаграммы SiO<sub>2</sub>—(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) [Le Maitre, 1989] с учетом рекомендаций [Петрографический..., 2009].

Определение возраста выполнено U-Pb методом по единичным зернам циркона с использованием ионного микроанализатора SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) и методом ID-TIMS (аналитик Т.Б. Баянова) в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (г. Апатиты). Там же проведены аналитические исследования изотопов Sm и Nd.

Палеомагнитный анализ проведен по стандартной методике [Butler, 1992] на аппаратуре Новосибирского палеомагнитного центра. Для выяснения компонентного состава естественной остаточной намагниченности (NRM) в силу преобладания магнитомягких носителей применялось размагничивание переменным магнитным полем (AF-размагничивание) с использованием установки, интегрированной в криогенный магнитометр 755 SRM (2G Enterprises, США).

### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

По вещественному составу среди изученных вулканических пород катаевской свиты преобладают metabазальты и метаандезибаазальты, реже встречаются метаандезиты. Степень преобразования пород в основном отвечает зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. При этом не редким является присутствие в разрезе разнообразных сланцев в виде ортопород с реликтовой порфириковой структурой, иногда с миндалекаменной текстурой. Эпидот-хлоритовые, эпидот-роговообманковые, биотит-хлоритовые, кварц-эпидот-хлорит-альбитовые и биотитовые сланцы представляют темно-зеленые плотные породы с лепидогранобластовой структурой, слагающие в разрезе отдельные пластовые тела различной мощности. Также встречаются амфибол-эпидотовые сланцы. Доля амфибола, который обычно представлен роговой обманкой и образует шестоватые зерна, достигает 30—35 %. В основной массе также встречаются мелкие неправильные зерна альбита, их объем может достигать 20 %.

В metabазальтах и метаандезибаазальтах порфириковые выделения представлены плагиоклазом (от битовнита до андезина) и магнезиальной роговой обманкой. Основная масса сложена эпидотом, хлоритом, титанитом, мелкими лейстами плагиоклаза, роговой обманкой, кварцем. Из акцессорных минералов встречаются апатит, циркон, рудные минералы (ильменит и магнетит). В метаандезитах также наблюдаются мелкие лейсты биотита. Плагиоклаз чаще всего серицитизирован и сосюритизирован. Роговая обманка замещается актинолитом. Вторичные изменения также связаны с появлением кальцита, альбита, хлорита и эпидота (рис. 3).

Метабазиты имеют сланцеватые, реже массивные текстуры. Структуры пород в отдельных случаях микропорфириковые, а в основной массе нематолепидогранобластовые и лепидогранобластовые. Порфириковые вкрапленники представлены амфиболом и плагиоклазом (см. рис. 3). Амфибол присутствует в шестоватых зернах и является магнезиальной роговой обманкой, которая, в свою очередь, замещается актинолитом. Плагиоклаз представлен таблитчатыми зернами и мелкими лейстами (до 0.5—1.0 мм), реже довольно крупными (до 2—4 мм) незональными кристаллами от лабрадора (50—65 % мол. An) до олигоклаза (11—26 % мол. An). Зерна плагиоклаза альбитизированы и замещаются эпидотом и хлоритом. Мелкозернистая основная масса перекристаллизована и замещена альбитом, биотитом, хлоритом, кварцем, кальцитом. Рудные минералы присутствуют в виде редких вкрапленников и мелких ксеноморфных зерен в основной массе, отвечающих по составу магнетиту. Для некоторых вкрапленников магнетита характерно наличие структур распада твердых растворов, фиксируемых вростками ильменита. Акцессорные минералы представлены кристаллами титанита, апатита и циркона.

Изученные породы подверглись метаморфическим изменениям, в результате содержания некоторых петрогенных оксидов и легких литофильных элементов могли измениться по сравнению с их первоначальным составом. Поэтому для петро- и геохимической классификации нами использованы главным образом элементы, считающиеся инертными в процессах выветривания, метаморфизма, метасоматоза. К ним отнесены Zr, Hf, Nb, Ta, Ti, Th, редкоземельные элементы (за исключением Eu) [Winchester, Floyd, 1977; Rollinson, 1993; Складов и др., 2001]. Общий химический состав катаевских метавулканитов представлен в табл. 1.

Фигуративные точки состава пород на диаграмме SiO<sub>2</sub>—(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) из-за повышенного содержания Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O и изменения состава некоторых оксидов при метаморфизме попадают в субщелоч-

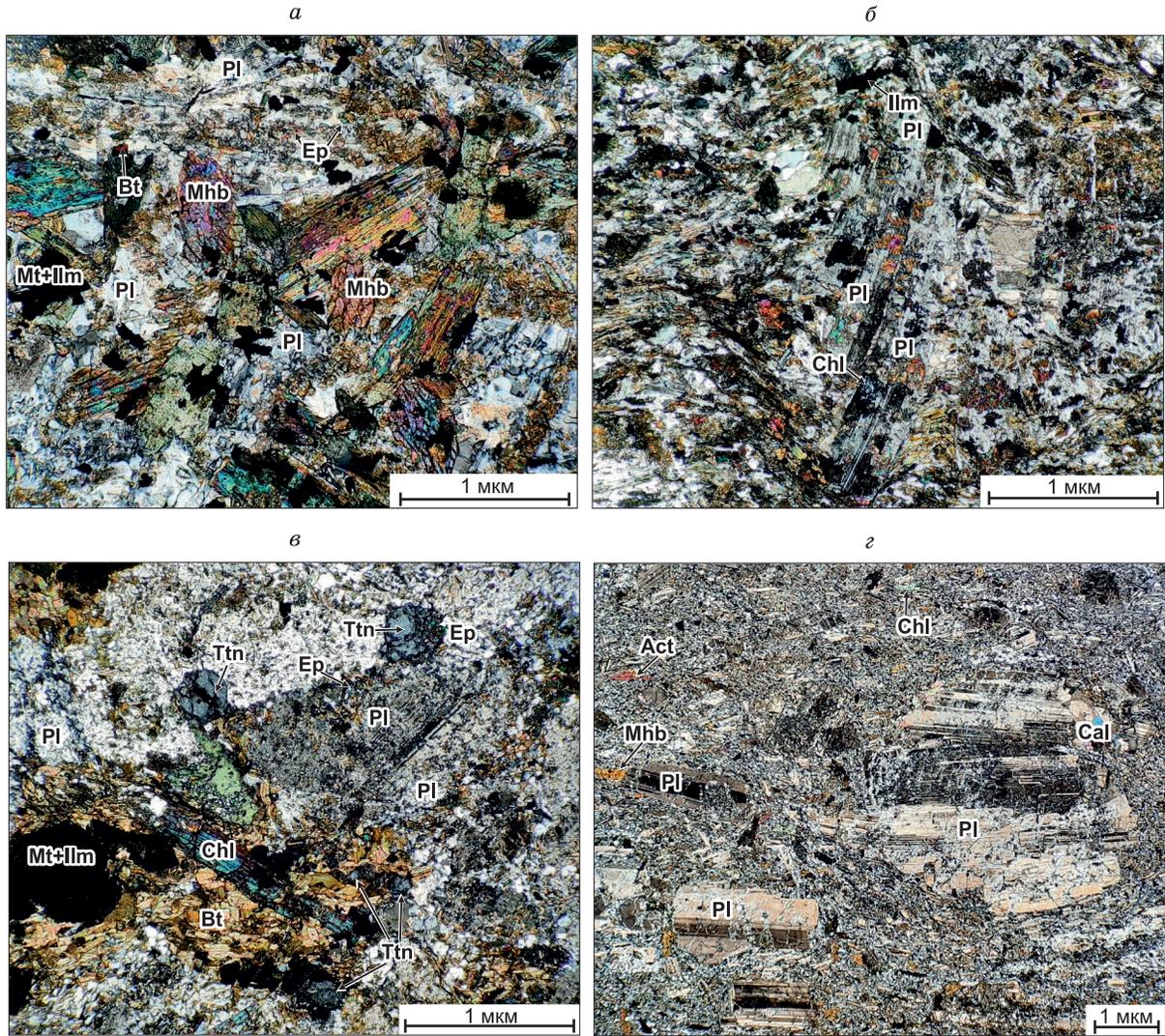


Рис. 3. Микрофотографии метабазальта (*а, б*), метаандезитбазальта (*в*), метаандезита (*з*) катаевской свиты в скрещенных поляризаторах микроскопа.

Pl — плагиоклаз, Mhb — магниальная роговая обманка, Act — актинолит, Mt — магнетит, Ilm ильменит, Bt — биотит, Ep — эпидот, Ttn — титанит, Chl — хлорит, Cal — кальцит.

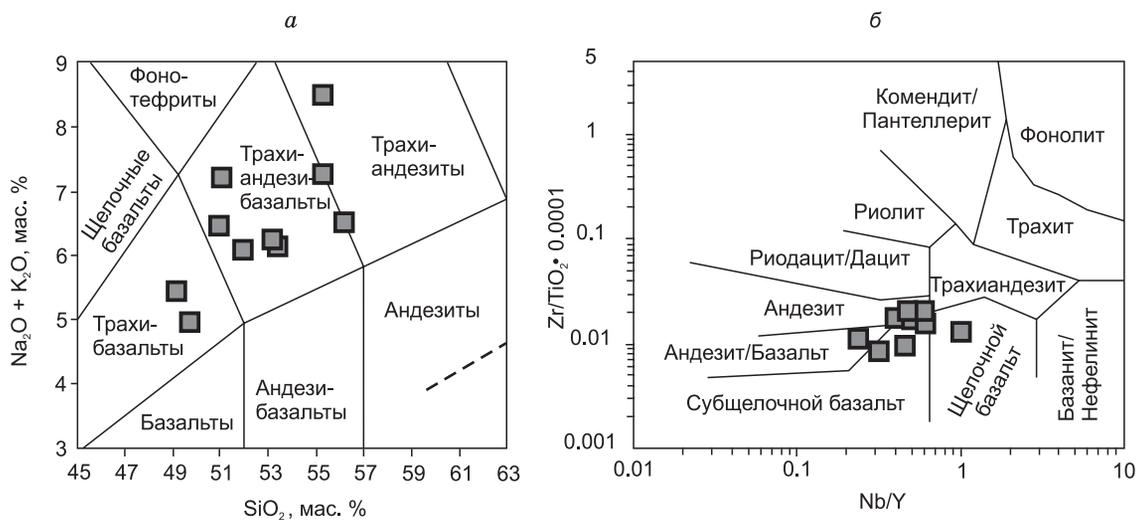


Рис. 4. Классификационные диаграммы  $\text{SiO}_2$ — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  [Le Maitre, 1989] (*а*) и  $\text{Nb}/\text{Y}$  —  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  [Winchester, Floyd, 1977] (*б*) для метавулканитов катаевской свиты.

Таблица 1. Химический состав представительных проб метавулканитов катаевской свиты

Компонент	16КТ-01	16КТ-02	16КТ-03	16КТ-04	16КТ-05	16КТ-06	16КТ-07	16КТ-08	16КТ-09	16КТ-10
SiO <sub>2</sub>	48.70	50.90	53.40	55.30	56.20	51.00	53.20	51.90	55.30	49.20
TiO <sub>2</sub>	2.07	1.90	1.18	1.19	1.58	1.56	1.55	1.76	1.21	2.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.00	18.70	18.70	19.90	17.30	16.80	17.20	16.80	17.90	17.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.48	3.73	3.15	1.80	3.78	3.77	3.90	5.15	3.04	3.38
FeO	6.38	5.12	3.84	3.60	3.44	5.12	4.32	4.68	3.88	6.32
MnO	0.17	0.14	0.10	0.10	0.12	0.15	0.15	0.16	0.12	0.16
MgO	6.23	3.41	3.14	3.08	2.90	4.70	3.59	3.87	3.60	5.69
CaO	7.74	6.67	7.55	4.99	5.36	7.17	6.68	6.66	5.34	7.85
Na <sub>2</sub> O	3.67	4.28	4.76	6.23	5.81	4.72	4.09	4.23	4.64	3.84
K <sub>2</sub> O	1.29	2.19	1.38	2.29	0.71	2.49	2.17	1.85	2.61	1.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.55	0.97	0.45	0.46	0.73	0.83	0.61	0.40	0.33	0.66
П.п.п	1.44	1.33	2.33	1.12	1.82	1.55	1.80	1.84	1.77	1.92
Сумма	99.70	99.34	99.98	100.06	99.75	99.86	99.26	99.30	99.74	99.61
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2.84	1.95	3.44	2.72	8.18	1.89	1.88	2.28	1.77	2.43
Ti	12410	11391	7074	7134	9472	9352	9292	10551	7254	12050
Rb	24	43	27	35	8.3	53	40	35	10	28
Ba	465	1050	812	840	649	1060	1023	839	920	630
Sr	985	1193	1494	1057	1156	1048	1064	1158	893	1074
Nb	28	7	7.2	10	15	15.3	10.8	5.2	8.2	11.8
Zr	272	163	209	204	326	246	272	195	247	193
Y	28	22.1	18	19.9	25	25.2	27	22	17.4	25.7
La	28	41	37	36.1	45	48.6	40	26	33.8	25.7
Ce	59	81.6	74	73	94	98.4	80	57	68.2	57.2
Pr	7.8	9.5	9.1	7.77	11.5	11	10.1	7.7	7.74	6.91
Nd	33	39.8	37	32.4	47	42	42	34	30	30.9
Sm	7.2	9.48	6.8	7.58	8.5	10.2	7.9	7.3	7.15	8.2
Eu	2.26	2.27	1.84	1.81	2.44	2.42	2.27	2.18	1.64	2.29
Gd	7.1	7.95	5.8	6	7.8	8.1	7.3	6.4	6	7.23
Tb	0.94	<1	0.72	<1	0.95	<1	0.96	0.84	<1	<1
Dy	5.7	5.07	3.98	4.43	5.6	5.54	5.4	5	4.5	5.63
Ho	1.08	1	0.7	0.84	1	1.05	1.03	0.86	0.85	1.06
Er	3.36	2.58	1.99	2.12	2.74	2.81	2.96	2.32	2	2.7
Tm	0.45	0.3	0.26	<0.3	0.38	0.33	0.39	0.31	<0.3	0.34
Yb	2.67	1.95	1.65	1.61	2.32	2.32	2.5	1.91	1.72	2.34
Lu	0.41	0.31	0.26	0.25	0.36	0.36	0.36	0.29	0.28	0.36
Hf	6.1	—	5.1	—	7.4	—	6.2	5.0	—	—
Ta	—	—	0.42	—	0.93	—	0.65	0.32	—	—
Th	2.29	2.7	5.2	5.5	4.18	5.2	3.55	2.96	7.8	2.8
U	0.92	—	1.43	—	1.15	2.2	3.8	0.81	3.1	2
∑ REE	158.97	202.81	181.1	173.91	229.59	233.13	203.17	152.11	163.88	150.86
La/Yb	7.52	15.08	16.08	16.08	13.91	15.02	11.47	9.76	14.09	7.87
Eu/Eu*	0.95	0.77	0.87	0.79	0.9	0.78	0.89	0.95	0.75	0.88

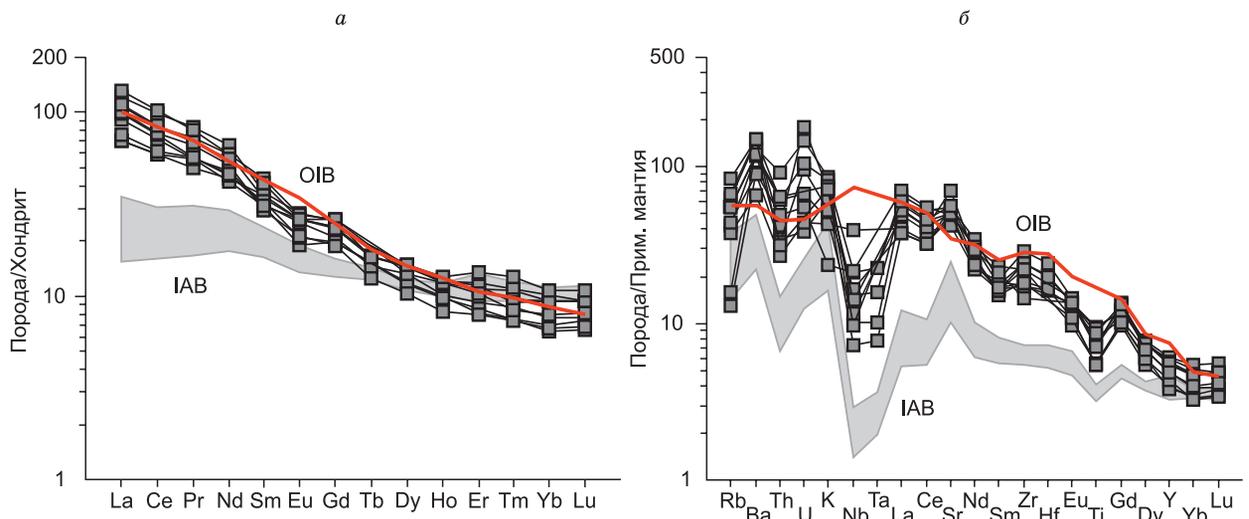
Примечание. Оксиды даны в мас.%, элементы-примеси – в г/т, прочерк — не определялось.

ные поля трахибазальтов, трахиандезибазальтов и трахиандезитов (рис. 4, а). При этом на диаграмме Nb/Y—Zr/TiO<sub>2</sub> фигуративные точки находятся в поле нормальных андезитов, андезибазальтов с отклонением в субщелочные базальты и одной пробы в щелочные базальты (см. рис. 4, б).

По содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O метавулканиты катаевской свиты можно отнести к калиево-натриевой высокоглиноземистой андезит-андезибазальт-базальтовой вулканической серии. Спектры распределения редкоземельных элементов и мультиэлементные спектры точно соответствуют породам островодужного генезиса (рис. 5). Отмечаемые минимумы по Nb, Ta, Ti, Eu, Rb и максимумы по Ba, U, K, Sr, La сближают их с развитыми дугами курило-камчатского типа [Авдейко и др., 2006]. Это подтверждают представленные диаграммы Zr/Y—Nb/Y и Th/Nb—Ce/Nb, на которых фигуративные точки попадают в поля энсиалических островных дуг и плюмовых источников (рис. 6).

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для обоснования возраста метавулканитов стратотипического разреза катаевской свиты по р. Унго из коренного обнажения 5-й пачки описанного разреза отобрана крупная (20 кг) пр. U-5е метаандезиба-

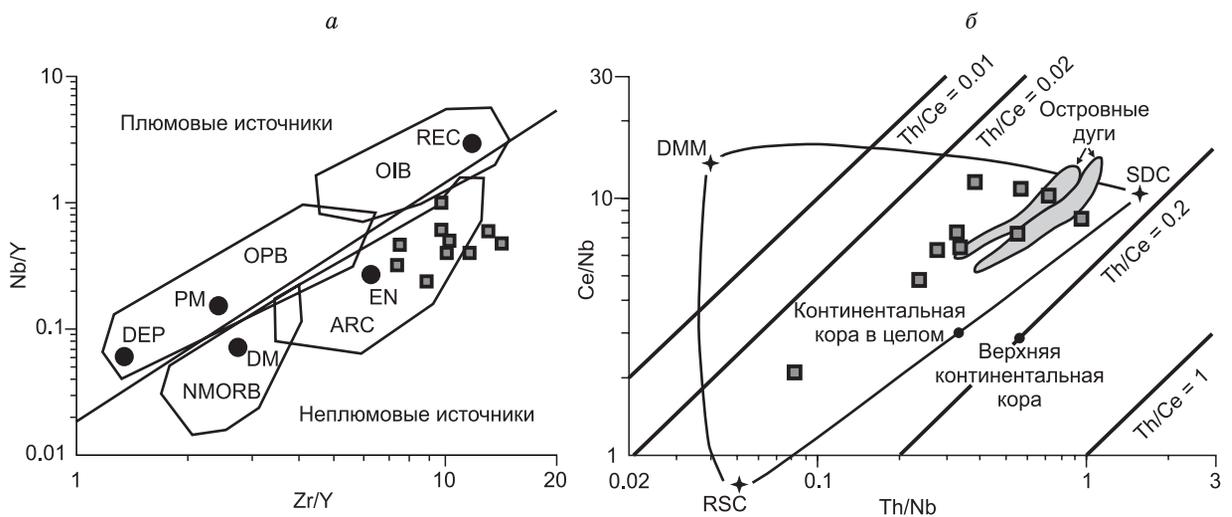


**Рис. 5.** Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту (а), и мультиэлементные спектры, нормализованные к составу примитивной мантии (б) для метавулканигов катаевской свиты.

Составы хондрита и примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989], красные линии — спектры для базальтов океанических островов (OIB), по [Sun, McDonough, 1989], серые поля — характеристики островодужных базальтов (IAB) Центральной Камчатской депрессии, по [Churikova et al., 2001].

зальта (см. рис. 2). Из этого объема стандартными методами удалось выделить 10 обломков кристаллов циркона размером от 80 до 150 мкм (рис. 7). Все зерна прозрачные, бесцветные или желтоватые. На катодолуминесцентных изображениях видна тонкая магматическая зональность и секториальность. Морфология всех зерен очень сходная, тем не менее возрастные оценки разделились на два кластера.

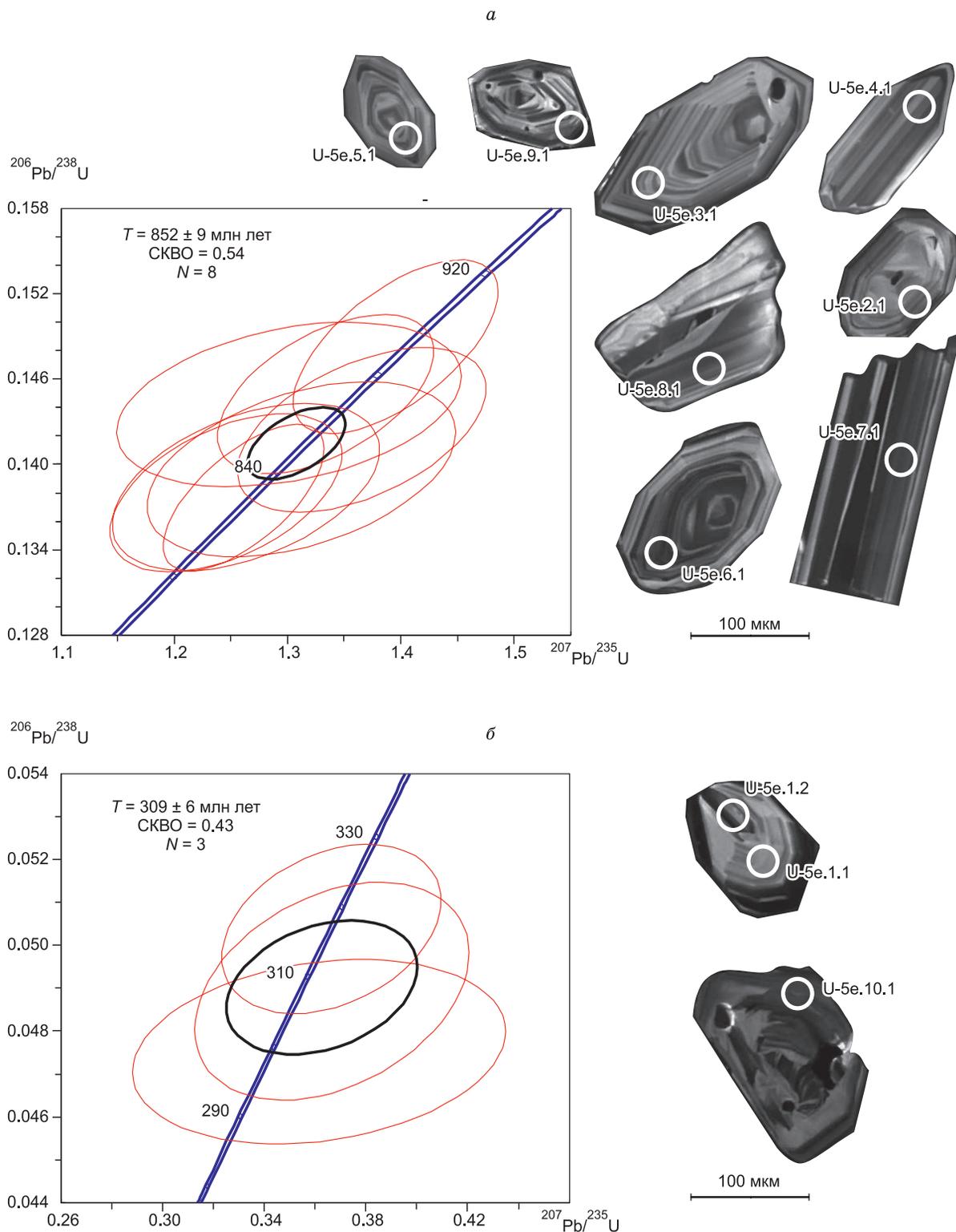
По восьми точкам (8 зерен) получен возраст в интервале от  $832 \pm 12$  до  $891 \pm 14$  млн лет (см. рис. 7, а; табл. 2). На стандартной диаграмме они образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает времени кристаллизации магмы и соответствует возрасту  $852 \pm 9$  млн лет (см. рис. 7, а). Зерна двух цирконов (3 точки) дали заметно более молодой возраст в среднем  $309 \pm 6$  млн лет (см. рис. 7, б). Но эти цифры, очевидно, отвечают времени термального воздействия, которое наилуч-



**Рис. 6.** Классификационные диаграммы, по [Condie et al., 2005] (а) и [Saunders et al., 1988] (б).

ARC — островодужные базальты, NMORB — нормальные базальты океанического хребта, OIB — базальты океанических островов, PM — примитивная мантия, DM — неглубокая обедненная мантия, DEP — глубоко истощенная мантия, EN — обогащенный компонент, REC — переработанный компонент, DMM — деплетированная MORB мантия, RSC — остаточный компонент слэба, SDC — субдукционный компонент. Точки состава верхней континентальной коры, среднего состава всей коры и поля базальтов островных дуг, по [Dampare et al., 2008].

шим образом соответствует внедрению габброидов шарогольского комплекса [Гордиенко, 2021]. Все изученные метавулканиды характеризуются низкими величинами  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7031$  и высокими положительными величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(852) = +9.29$  со значениями Nd модельного возраста  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  от 800 до 700 млн лет, что свидетельствует о формировании исходных для них расплавов за счет преимуществен-



**Рис. 7.** Катодолуминесцентные изображения кристаллов циркона из пр. U-5e с указанием точек определения U-Pb отношений (см. табл. 2) и соответствующие диаграммы (а, б) с конкордией.

Эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности  $2\sigma$ .

Таблица 2. Результаты U-Pb SHRIMP-II исследования цирконов из пр. U-5е метаандезибазальта катаевской свиты

Образец, кристалл, кратер	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , г/г	Изотопные отношения								Rho	Возраст, млн лет
		г/г				$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*(1)$	± %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*(1)$	± %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}(1)$	± %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}(1)$	± %		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}(1)$
U-5е.1.1	0.00	91	76	0.87	3.83	20.44	2.1	0.0543	5.6	0.367	6	0.0489	2.1	0.353	308 ± 6
U-5е.1.2	0.74	205	421	2.13	8.41	21.04	1.8	0.0552	8.1	0.362	8.3	0.04752	1.8	0.222	299 ± 5
U-5е.2.1	0.32	106	83	0.81	12.6	7.22	1.7	0.0662	3.4	1.263	3.8	0.1384	1.7	0.454	836 ± 14
U-5е.3.1	0.50	125	56	0.46	15.1	7.16	1.8	0.0681	3.8	1.312	4.2	0.1397	1.8	0.424	843 ± 14
U-5е.4.1	0.26	128	76	0.61	15.8	7.02	1.7	0.0695	2.8	1.365	3.3	0.1424	1.7	0.504	858 ± 13
U-5е.5.1	0.27	146	83	0.59	17.3	7.25	1.6	0.0655	2.9	1.246	3.4	0.138	1.6	0.489	833 ± 13
U-5е.6.1	0.00	278	151	0.56	32.8	7.26	1.5	0.0664	1.7	1.261	2.3	0.1377	1.5	0.665	832 ± 12
U-5е.7.1	0.19	238	147	0.64	29.8	6.9	1.6	0.0667	2.5	1.334	2.9	0.145	1.6	0.537	873 ± 13
U-5е.8.1	0.00	202	268	1.37	25.7	6.74	1.7	0.0683	2	1.395	2.6	0.1483	1.7	0.637	891 ± 14
U-5е.9.1	0.53	189	105	0.57	23.6	6.93	1.6	0.0655	4.5	1.301	4.8	0.1442	1.6	0.342	868 ± 13
U-5е.10.1	0.36	390	246	0.65	16.9	19.85	1.6	0.0528	4.5	0.366	4.8	0.05038	1.6	0.335	317 ± 5

Примечание. Погрешности приводятся на уровне 1σ. Pb<sub>c</sub> и Pb\* обозначают обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка в калибровке стандарта составляла 0.57 % (не включена в вышеприведенные ошибки, но требуется при сравнении данных, полученных при измерениях разных групп цирконов). (1) – внесена поправка на обыкновенный свинец по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ . Rho – коэффициент корреляции ошибок определения изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ .

но неопротерозойских ювенильных источников при ограниченном вкладе древнего корового материала [Гордиенко, 2021].

Аналогичный неопротерозойский (845 ± 5 млн лет) U-Pb возраст получен также для гальки лейкократовых гранитов из базальных конгломератов перекрывающей черной ровской свиты (рис. 8). Соответствующая пр. КТ13-1 отобрана у с. Катаево (см. рис. 1). В ряде обнажений отмечено, что подобные лейкограниты инъецируют метаандезибазальты, имеют схожую положительную величину  $\epsilon_{\text{Nd}}(845) = +0.99$  с Nd модельным возрастом протолитов  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  910—753 млн лет, т. е. могут рассматриваться как комагматичные катаевскому вулканическому комплексу. В пробе КТ13-1 обнаружены зональные призматические кристаллы циркона светло-желтого цвета. Зерна полупрозрачные, поверхность корродирована, блеск стеклянный. Средние размеры — 0.210 × 0.140 мм,  $K_y$  — 1.5, масса среднего кристалла — 16.4 × 10<sup>-6</sup> г. Соответствующие изотопные данные представлены в табл. 3.

### ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Для палеомагнитного анализа также выбраны метавулканы описанного стратотипического разреза по р. Унго (см. рис. 2). По результатам AF-размагничивания достоверно установлено наличие характеристической компоненты (ChRM) исключительно прямой полярности (табл. 4; рис. 9). Фиксируемая ChRM, как правило, либо единственная в составе NRM компонента, либо может быть осложнена естественной/лабораторной вязкой составляющей, которая легко удаляется на первых ступенях размагничивания. Величина NRM в пределах 10<sup>-1</sup>—10<sup>-2</sup> А/м и связана с магнитомягким носителем. Типичными являются два сценария размагничивания (см. рис. 9, а). В первом полное размагничивание достигается при воздействии переменного магнитного поля малой (40—60 мТл) амплитуды, а величина медианного разрушающего поля (MDF) не более 6 мТл. Второй сценарий предполагает относительно высокую (80—120 мТл) величину деблокирующего поля и MDF до 20 мТл.

Рис. 8. Диаграмма с конкордией по результатам U-Pb ID-TIMS исследования циркона из гальки лейкократовых гранитов (пр. КТ13-1).

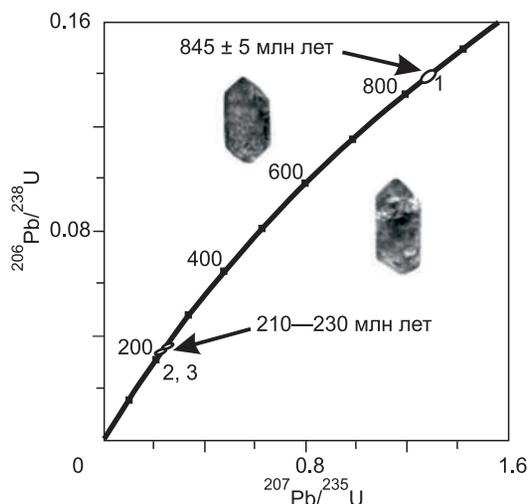


Таблица 3. Результаты U-Pb ID-TIMS исследования цирконов из гальки лейкократовых гранитов (пр. КТ13-1)

№ п/п	Навеска, мг	Содержание, г/т		Изотопный состав свинца			Изотопные отношения и возраст, млн лет			Rho
		Pb	U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>207</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>208</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	
1	0.40	16.9	96.3	578	10.864	3.0218	1.286370	0.1388750	843	0.75
2	0.40	9.5	213.6	562	11.179	3.1007	0.250529	0.0353070	735	0.56
3	0.40	11.0	301.8	1822	15.687	4.7484	0.232676	0.0328762	442	0.60

Примечание. Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию  $0.12 \pm 0.04$  %. Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели [Stacey, Kramers, 1975].

Таблица 4. Палеомагнитные направления в породах катаевской свиты и сравнение установленного палеомагнитного полюса с раннемеловыми полюсами для Сибири

Порода	Точка опробования	$n/N$	$D_g$	$I_g$	$D_s$	$I_s$	$k$	$\alpha_{95}$
Метабазальт	16КТ01	8/10	52.7	70.2	103.7	45.5	55.7	7.5
Метаандезибазальт	16КТ02	9/9	27.6	62.2	87.5	37.0	64.2	6.5
Метаандезит	16КТ03	8/8	22.1	66.3	76.2	40.5	45.9	8.3
Метабазальт	16КТ04	10/10	19.3	73.5	114.1	55.9	119.7	4.4
Метаандезибазальт	16КТ05	10/10	27.5	63.0	80.3	28.0	40.6	7.7
Метабазальт	16КТ06	11/12	33.2	56.4	85.6	24.5	79.8	5.1
»	16КТ07	5/6	46.5	57.3	89.1	27.8	46.6	11.3
»	16КТ08	10/10	54.8	71.4	104.7	19.0	53.9	6.6
»	16КТ09	10/10	14.7	71.9	69.3	56.9	64.5	6.1
Среднее		9/9	33.5	66.3			91.3	5.4
					89.9	37.9	22.1	11.2

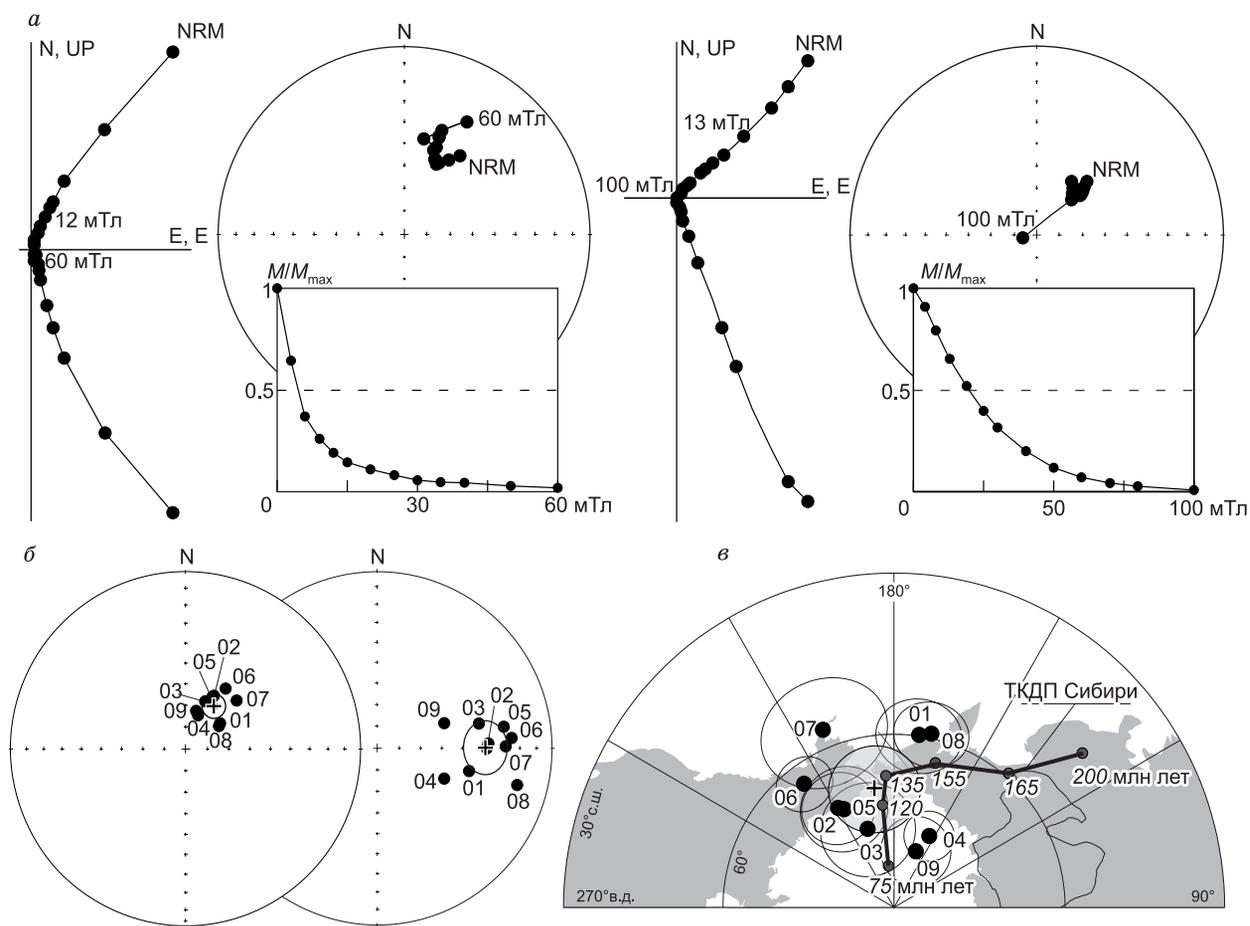
  

Объект, возраст намагниченности	$n$	Plat	Plong	$A_{95}$	Ang
Катаевская толща, метахронная компонента, [наст. раб.]	9	68.8	189.4	8.0	—
Хилокская свита, Забайкалье, 120 млн лет [Метелкин и др., 2004]	25	72.3	186.4	6.0	$3.6 \pm 7.3$
Осадочные серии, Приверхоянье, 135 млн лет [Метелкин и др., 2008]	11	67.2	183.8	7.8	$2.6 \pm 8.1$

Примечание:  $n/N$  — количество образцов (объектов для среднего направления и палеомагнитного полюса), использованных в статистике к общему количеству изученных образцов (объектов для среднего направления);  $D_g$  и  $I_g$  — склонение и наклонение вектора намагниченности в географической системе координат;  $D_s$  и  $I_s$  — то же, в стратиграфической системе координат;  $k$  — параметр кучности;  $\alpha_{95}$  — радиус 95 %-го овала доверия; Plat и Plong — широта и долгота палеомагнитного полюса;  $A_{95}$  — радиус 95 %-го овала доверия для полюса; Ang — угловое расстояние по отношению к полюсу метахронной компоненты катаевской толщи.

Средние по точкам опробования направления ChRM имеют заметно более высокую кучность распределения в географической системе координат (см. табл. 4; рис. 9, б). Классический тест складки [McElhinny, 1964] однозначно свидетельствует о послескладчатой природе установленной компоненты. Отношение  $ks/kg = 0.24$  меньше критического значения  $f_{05} = 2.33$  на порядок.

Породы, очевидно, испытали несколько этапов деформаций, в том числе на этапе аккреции к Сибирскому кратону и в результате дальнейших тектонических преобразований в составе его окраины. Последний этап, вероятно, следует связать с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана, который, по разным данным, можно отнести к юре или началу мела [Метелкин, 2012; Sorokin et al., 2020; Гордиенко, 2021]. Виртуальные геомагнитные полюсы, рассчитанные по направлению вектора ChRM в географической системе координат, как раз располагаются в области позднеюрских-раннемеловых палеомагнитных полюсов Сибири (см. рис. 9, в). Координаты среднего по данной выборке палеомагнитного полюса в пределах ошибки определения наилучшим образом согласуются с полюсом по хилокской свите [Ме-



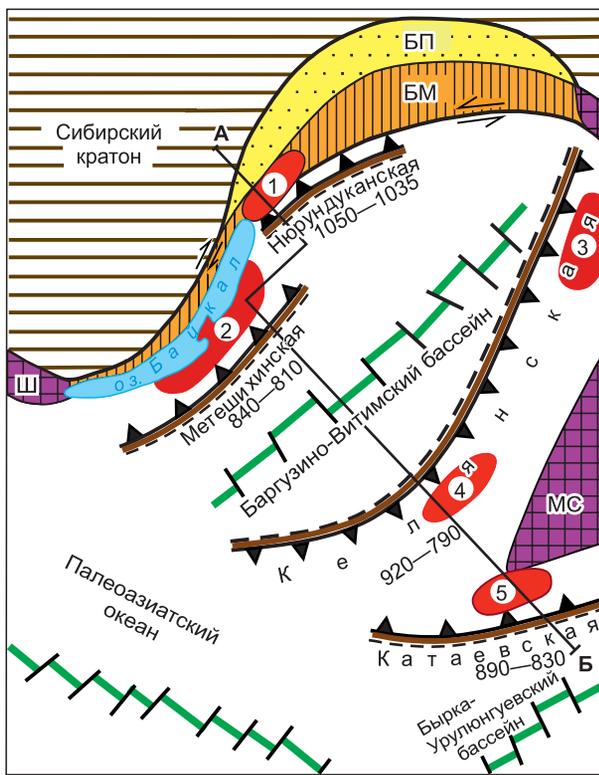
**Рис. 9. Результаты палеомагнитного анализа метавулканитов катаевской свиты.**

*a* — типичные ортогональные диаграммы, стереограммы и графики изменения величины NRM по результатам AF-размагничивания; *б* — распределение средних по точкам опробования 16КТ\* направлений компоненты ChRM (см. табл. 4) в географической (слева) и стратиграфической (справа) системах координат, крестом показано среднее по представленной выборке; *в* — распределение виртуальных геомагнитных полюсов, рассчитанных по средним для точек опробования 16КТ\* направлениям ChRM в географических координатах, и положение среднего палеомагнитного полюса (показано крестом) в сравнении с мезозойским интервалом траектории кажущегося движения полюса ТКДП Сибири, по [Метелкин и др., 2012], включая референтные определения (см. табл. 4).

телкин и др., 2004], возраст которого оценивается в 120 млн лет, и полюсом раннемеловых осадочных пород Приверхоанского прогиба [Метелкин и др., 2008], возраст которого принимается равным 135 млн лет (см. табл. 4). На этом основании, принимая во внимание исключительную прямую полярность намагниченности, а также региональную позицию, мы предполагаем, что установленная метакронная компонента соответствует суперхрону С34N и была приобретена породами около 120 млн л. н., гораздо позже их аккреции к Сибири. Основной причиной перемагничивания мог быть широко проявленный магматизм коллизионного и постколлизионного этапов эволюции МОСП, типичным представителем которого в изученном районе является хилокская свита [Гордиенко, Кузьмин, 1999; Гордиенко и др., 2000; Метелкин и др., 2003; Metelkin et al., 2010].

### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Известно, что среди плейт- и плюмтектонических обстановок эволюции литосферы Земли главное место занимают процессы субдукционного (островодужного) и мантийного (плюмового) магмообразования. Зоны субдукции и связанный с ними островодужный магматизм являются важнейшими структурными элементами окраин как современных, так и древних океанов. Согласно новейшей геологической парадигме, все складчатые пояса возникли в результате закрытия палеоокеанических бассейнов и, прежде всего, отражают эволюцию их активных окраин с преобразованием океанической лито-



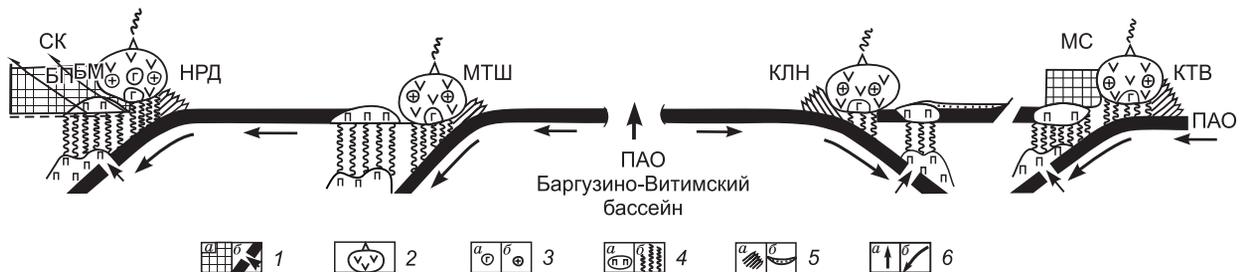
**Рис. 10. Принципиальная палеотектоническая схема (вне масштаба) Баргузино-Витимского бассейна ПАО для первой половины неопротерозоя (~850 млн л. н.), по [Гордиенко, 2019] с изменениями и дополнениями.**

1 — Сибирский палеоконтинент; 2 — выступы кратонных блоков: Ш — Шарьжалгайский, МС — Муйско-Становой; 3 — пассивная континентальная окраина: БП — Байкало-Патомская; 4 — окраино-континентальный вулканоплутонический пояс: БМ — Байкало-Муйский; 5 — ареалы внутриплитного магматизма: 1 — Олоkitский, 2 — Тажеран-Урбиканский, 3 — Кедровско-Ирокидинский, 4 — Амалат-Верхневитимский, 5 — Малхано-Яблоньский; 6 — предполагаемые зоны спрединга; 7 — островодужные системы с указанием возраста (млн лет) субдукционного магматизма; 8 — крупные сдвиговые зоны. Линией А—Б показано место положение палеогеодинамического профиля (см. рис. 11).

ПАО, их взаимное палеогеографическое положение из-за недостатка прежде всего количественных данных до сих пор являются сложной проблемой. Тем не менее сопоставление петролого-геохимических характеристик и возраста надсубдукционного магматизма является важной предпосылкой для качественных палеотектонических реконструкций.

Согласно представленной модели, заложение и формирование Катаевской островной дуги тесно связано с тектономагматическими процессами, происходящими в пределах Баргузино-Витимского океанического фрагмента северной части Забайкальской котловины ПАО (рис. 10, 11). Главным событием наиболее раннего этапа (более 1050—850 млн л. н.) было формирование его спрединговой системы. Однако наличие субдукционных магматических комплексов на фоне преобладающего спрединга и связанного с ним плюмового магматизма отмечается уже в это время. К ним относится Нюрундуканская дуга с возрастом 1050—1035 млн лет [Гордиенко, 2021; Орсов и др., 2022]. Прямых данных о палеогеографическом местоположении нет, но древнейший возраст дает основание разместить ее на нашей реконструкции непосредственно на окраине Сибирского кратона. Древнейшим надсубдукционным комплексом с другой стороны активного спредингового хребта, вероятно, были вулканы Келянской дуги (см. рис. 10, 11). Доказанный U-Pb возраст офиолитов около 970 млн лет [Некрасов и др., 2007; Горди-

сферы в континентальную [Зоненшайн, 1972; Добрецов, 1981; Хаин, 2001]. Идентификация и соотнесение древнейших островных дуг Забайкальского сегмента



**Рис. 11. Палеогеодинамический профиль через Баргузино-Витимский бассейн.**

1 — кора континентальная (а) и океаническая с разрывом слэба в зоне субдукции (б); 2 — вулканические дуги; 3 — тела надсубдукционных габброидов (а) и гранитоидов (б) в островных дугах; 4 — мантийные плюмы и связанные с ними тела ультрабазитов (а), потоки флюидов (б); 5 — аккреционная призма (а), задуговой осадочный бассейн (б); 6 — направление движения плюмов в зоне спрединга (а) и океанической коры в зонах субдукции (б). Кратонные блоки: СК — Сибирский, МС — Муйско-Становой, островодужные системы: НРД — Нюрундуканская, МТШ — Метешинская, КЛН — Келянская, КТВ — Катаевская.

енко и др., 2009], а время функционирования келянской вулканической дуги оценивается в интервале 920—790 млн лет [Гордиенко, 2019, 2021].

Наиболее активный магматизм в представленных на реконструкции Метешихинской и Катаевской дугах, согласно полученным данным, имеет возраст около 850 млн лет. Этот рубеж уже следует относить к этапу преобладающего субдукционного магматизма не только в пределах рассматриваемого океанического фрагмента, но и смежных бассейнов ПАО [Гордиенко, 2006, 2008, 2019]. В частности, к числу островодужных систем соответствующего возраста относится Сонгинская дуга (890—860 млн лет), реликты которой известны в Западной Монголии в обрамлении Сангиленского выступа Тувино-Монгольского микроконтинента [Ярмолук и др., 2017]. Близкий возраст магматизма характерен для Шишхидгольской (820—780 млн лет), Дунжугурской (1020—820 млн лет), Сархойской (805—770 млн лет) систем, многих других островодужных реликтов ПАО, в том числе в Восточном Забайкалье и Приамурье [Дриль, Голубев, 2003; Котов и др., 2013; Сорокин и др., 2015; Гордиенко и др., 2019; Козаков и др., 2021].

Соответственно, на этой стадии развития Забайкальской котловины ПАО значительная часть Сибирской окраины характеризовалась дискретным по времени субдукционным магматизмом и, вероятно, была обрамлена сложной системой разнообразных по типу магматизма островных дуг. Прямых данных о строении и взаимном положении фрагментов этой системы нет. Первичные, отвечающие времени магматизма, палеомагнитные направления в изученных нами катаевских метавулканитах, к сожалению, также не сохранились. Однако имеющиеся палеомагнитные данные по мезопротерозою—неопротерозою Сибирского кратона дают основание предполагать их сравнительно высокоширотное положение в районе 45° южной широты [Metelkin et al., 2009, 2011]. Учитывая расположение реликтов метешихинского и катаевского субдукционных комплексов в современной структуре МОСП, по аналогии с более ранним этапом эволюции бассейна, мы рассматриваем их по разные стороны спредингового хребта (см. рис. 10, 11). Поэтому мы считаем возможным заложение этой надсубдукционной зоны вдоль южной окраины Муйско-Станового блока (см. рис. 10). Реконструируемое под кратон направление падения слэба в таком случае может быть связано с субдукцией океанической литосферы не Баргузино-Витимского, а смежного бассейна, реликты которого известны к юго-востоку в Бырка-Урулунгуевской (Приаргунской) зоне ПАО. Важно, что в этой зоне обнаружены островодужные гранитоиды уртуйского комплекса возрастом (808—780 млн лет), сопоставимые с малханским комплексом Катаевской дуги [Гусев, Хаин, 1995; Гордиенко и др., 2018, 2019]. Центры плюмового магматизма этого этапа, кроме осей срединных хребтов, могли быть сконцентрированы в тыловых частях островодужных систем, над областями разрыва слэбов (см. рис. 11).

Более поздний этап преобладающего островодужного магматизма на юге Сибирского палеоконтинента соответствует вендско-кембрийскому интервалу [Гордиенко, Метелкин, 2016; Гордиенко и др., 2019]. Этот этап уже в значительной мере охарактеризован палеомагнитными данными [Диденко и др., 1994; Кунгурцев и др., 2001; Гордиенко и др., 2010; Метелкин, 2012, 2013; Метелкин и др., 2013; Gordienko et al., 2018]. Описанные дуги Баргузино-Витимского бассейна, включая Катаевскую, аккретированные и уступили место Ангино-Таланчанской, Удино-Витимской и Керуленской, которые надстраивали аналогичные структуры Алтае-Саянской области и Забайкалья, формируя протяженную систему вдоль всей Сибирской окраины ПАО [Метелкин, 2013; Гордиенко и др., 2019]. Согласно палеомагнитным данным, палеогеография этой окраины отвечает экваториальной области земного шара. Завершение этого тектонического этапа отражено в значительной перестройке, связанной с аккреционно-коллизионными событиями на рубеже кембрия—ордовика. В итоге были сформированы грандиозные складчатые сооружения, образование которых внесло значительный вклад в становление мощной (50—70 км) континентальной коры Байкальского региона [Гордиенко, 2021].

Дальнейшая позднепалеозойско-мезозойская история аккретированных структур Катаевской палеоостровной дуги, как и всего складчатого обрамления окраины Сибирского кратона, связана с тектономагматической переработкой, вызванной процессами в смежном Монголо-Охотского океане при оформлении структуры МОСП. Закрытие океанического бассейна в юрское время сопровождалось стрессовыми деформациями континентальной окраины, которые продолжились вплоть до раннего мела и привели к формированию серии присдвиговых зон растяжения с характерным базальтоидным магматизмом плюмового типа [Гордиенко и др., 2000; Metelkin et al., 2010]. Эти процессы, в частности, привели к полной перезаписи палеомагнитной информации. В итоге неопротерозойские метавулканические породы островодужного генезиса фиксируют только раннемеловую компоненту геомагнитного поля, отвечающую процессам внутриплитного (плюмового) магнообразования.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований метавулканических пород катаевской свиты позволяют сделать следующие выводы.

1. В составе свиты преобладают андезибазальты и базальты калиево-натриевой высокоглиноземистой серии, претерпевшие зеленокаменные метаморфические преобразования. Стандартные квалификационные диаграммы, характерные минимумы по Nb, Ta, Ti, Eu, Rb и максимумы по Ba, U, K, Sr, La отчетливо фиксируют надсубдукционную природу и возможность сопоставления их составов с энсиалическими островными дугами курило-камчатского типа.

2. Метаандезибазальты в стратотипическом разрезе имеют U-Pb изотопный возраст  $852 \pm 5$  млн лет, характеризуются низкими величинами  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7031$  и высокими положительными величинами  $\varepsilon_{\text{Nd}}(852) = +9.29$  со значениями Nd модельного возраста  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 800\text{—}700$  млн лет, что свидетельствует о формировании исходных для них расплавов за счет преимущественно неопротерозойских ювенильных источников при ограниченном вкладе древнего корового материала.

3. В составе естественной остаточной намагниченности установлена только одна регулярная компонента. Комплекс стандартных приемов палеомагнитного анализа свидетельствует о ее метакронной природе и позволяет датировать баррем-аптским интервалом  $\sim 120$  млн лет, синхронным проявлению внутриплитного базальтоидного магматизма, типичным представителем которого в изученном районе является хилокская свита. Соответственно, первичная неопротерозойская палеомагнитная информация не сохранилась, а перемагничивание связано с тектонотермальной переработкой заключительного этапа преобразования континентальной коры МОСП.

Таким образом, комплекс новых и полученных ранее петрогеохимических, изотопно-геохронологических, палеомагнитных данных, обзор существующих сведений о проявлении неопротерозойского магматизма в Забайкальском регионе позволяют предложить палеогеодинамическую реконструкцию, согласно которой заложение Катаевской островной дуги  $\sim 850$  млн л. н. произошло вдоль южной окраины Муйско-Станового блока и связано с субдукцией океанической литосферы Бырка-Урулюнгуевского (Приаргунского) бассейна ПАО. На заключительном юрско-меловом этапе формирования структуры МОСП аккрецированные реликты катаевского вулканического комплекса подверглись перемагничиванию и утратили палеомагнитную информацию о их первоначальном палеогеографическом положении.

Авторы искренне признательны чл.-кор. РАН А.Н. Диденко и д.г.-м.н. А.Б. Перепелову за полезные замечания и комментарии к материалам настоящей статьи.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН по разделу фундаментальных и поисковых исследований: 1.5.2.3. «Строение и история формирования глобальных и региональных тектонических структур», по бюджетной теме лаборатории геодинамики Геологического института им. Н.Л. Дубрецова СО РАН (гос. номер АААА-А21-121011890029-4), грантов РФФИ и РНФ (проекты № 19-05-00312, 21-17-00052, 22-27-20141).

## ЛИТЕРАТУРА

**Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А.** Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // *Петрология*, 2006, т. 14, № 3, с. 248—266.

**Анашкина К.К., Бутин К.С., Еникеев Ф.И., Кинякин А.В., Краснов В.П., Кривенко В.А., Олексив Б.И., Пинаева Т.А., Рутштейн И.Г., Семенов В.Н., Старухина Л.П., Чабан Н.Н., Шулика Е.В.** Геологическое строение Читинской области. Объясн. зап. к геол. карте м-ба 1:500 000 / Под ред. И.Г. Рутштейна, Н.Н. Чабана. Чита, ГГУП «Читагеолсъёмка», 1997, 239 с.

**Антонов А.Ю., Травин А.В.** К вопросу о масштабах палеозойского и мезозойского гранитоидного магматизма и составах его продуктов в пределах Хилок-Витимского складчатого пояса Центрального Забайкалья // *Тихоокеанская геология*, 2016, т. 35, № 2, с. 29—48.

**Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР / Ред. А.Л. Яншин.** М-б 1:1500 000. Л., Ленинградская картфабрика ВСЕГЕИ, 1981, 4 л.

**Гордиенко И.В.** Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // *Геология и геофизика*, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

**Гордиенко И.В.** История развития Земли. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2008, 293 с.

**Гордиенко И.В.** Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // *Геодинамика и тектонофизика*, 2019, т. 10, № 2, с. 405—457, <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-2-0420>.

**Гордиенко И.В.** Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и Sm-Nd изотопным данным // *Геодинамика и тектонофизика*, 2021, т. 12, № 1, с. 1—47.

**Гордиенко И.В., Кузьмин М.И.** Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40 (11), с. 1545—1562.

**Гордиенко И.В., Метелкин Д.В.** Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 91—108.

**Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н.** Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области / Ред. Ю.А. Кузнецов. М., Наука, 1978, 220 с.

**Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Климук В.С., Пономарчук В.А., Травин А.В.** Состав и возраст  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  вулканогенных пород Чикой-Хилокской рифтогенной впадины (Забайкалье) // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (4), с. 583—591.

**Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень.** Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии (строение, состав, геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1655—1669.

**Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С.** Состав, U-Pb изотопный возраст (SHRIMP-II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспредионной зоны и условия ее формирования (Северное Забайкалье) // ДАН, 2009, т. 429, № 3, с. 359—364.

**Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н.** История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее—палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 589—614.

**Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Медведев А.Я., Одгэрэл Д.** Хэнтей-Даурская складчатая система Монголо-Охотского пояса (магматизм, седиментогенез, геодинамика) // Геодинамика и тектонофизика, 2018, т. 9, № 3, с. 1063—1097, doi: 10.5800/GT-2018-9-3-0384.

**Гордиенко И.В., Метелкин Д.В., Ветлужских Л.И.** Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения Амурского микроконтинента // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (3), с. 318—341, doi: 10.15372/GiG2019018.

**Гусев Г.С., Хаин В.Е.** О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника, 1995, № 5, с. 68—82.

**Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.** Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 59—75.

**Добрецов Н.Л.** Глобальные петрологические процессы. М., Недра, 1981, 236 с.

**Дриль С.И., Голубев В.Н.** Изотопная Nd-Sm систематика и редкоземельная характеристика пород аккреционных комплексов восточно-забайкальской части Монголо-Охотского пояса // ДАН, 2003, т. 389, № 3, с. 369—373.

**Зоненшайн Л.П.** Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., Недра, 1972, 240 с.

**Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В.** Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде—кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (7), с. 1042—1051.

**Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М.** Формирование неопротерозойской континентальной коры в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2021, т. 29, № 2, с. 195—224.

**Козубова Л.А.** Интрузивный магматизм юго-западной части Хилокско-Олекминской зоны раннепалеозойской складчатости (Западное Забайкалье): Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Л., 1967, 22 с.

**Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сквитина Т.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П.** Структурная эволюция и геодинамическая позиция Гонжинского блока (Верхнее Приамурье) // Геотектоника, 2013, № 5, с. 48—60.

**Метелкин Д.В.** Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным / Ред. В.А. Верниковский. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2012, 460 с.

**Метелкин Д.В.** Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), с. 500—522.

**Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Жао Х., Климук В.С.** Раннемеловая геодинамика Забайкалья: палеомагнитный аспект // ДАН, 2003, т. 393, № 4, с. 515—520.

**Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Жао Х.** Палеомагнетизм нижнемеловых вулканитов Забайкалья: свидетельство в пользу мезозойских сдвиговых перемещений в структуре Центральной Азии // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1404—1417.

**Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 42—59.

**Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Каширцев В.А., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В.** Мезозойский интервал траектории кажущегося движения полюса Сибирского домена Евразийской плиты // ДАН, 2008, т. 418, № 4, с. 500—505.

**Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.

**Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Ветлужских Л.И., Михальцов Н.Э.** Геологическое строение и палеомагнетизм вендских и нижнекембрийских отложений Аргунского террейна (Восточное Забайкалье) // ДАН, 2013, т. 449, № 2, с. 189—195.

**Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Сергеев С.А., Руженцев С.В., Минина О.Р., Голионко Б.Г.** U-Pb возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // ДАН, 2007, т. 412, № 5, с. 661—664.

**Орсов Д.А., Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Бадмацыренова Р.А., Дриль С.И., Посохов В.Ф.** Неопротерозойские метабазалты тыйского комплекса Олоkitского рифтогенного прогиба (Байкало-Муйский пояс): состав, U-Pb возраст, изотопно-геохимическая характеристика, геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2022, т. 63 (7), с. 915—934.

**Петрографический кодекс России.** Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.

**Пехтерев С.Н., Неченаев Е.В., Артамонова Н.А., Вологдин М.А., Духовский А.А., Еникев Ф.И., Кожунова С.В., Круткина О.Н., Ступина Т.А., Четвериков М.Е., Шор Г. М.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-49 — Петровск-Забайкальский. Объяснительная записка. СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012, 438 с.

**Сизых В.И.** Геологическое строение и история развития Малханского антиклинория (Западное Забайкалье): Автореф. дис... к. г.-м. н., Иркутск, 1967, 25 с.

**Сизых В.И., Сапожников В.П.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Западно-Забайкальская. Лист М-49-VII. Объяснительная записка. М., 1967, 90 с.

**Склярв Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И.** Интерпретация геохимических данных. М., Интернет Инжиниринг, 2001, 288 с.

**Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П.** Первые свидетельства проявления эдиаркарского магматизма в истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тихоокеанская геология, 2015, т. 34, № 6, с. 3—15.

**Хаин В.Е.** Крупномасштабная цикличность, ее возможные причины и общая направленность тектонической истории Земли // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М., Научный мир, 2001, с. 403—424.

**Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.** Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2010, № 1, с. 5—28.

**Ярмлюк В.В., Козловский А.М., Лебедев В.И.** Неопротерозойские магматические комплексы Сонгинского блока (Монголия): к проблеме образования и корреляции докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса // Петрология, 2017, т. 25, № 4, с. 362—394.

**Butler R.F.** Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Oxford, Blackwell, 1992, 319 p.

**Churikova T., Dorendorf F., Wörner G.** Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrol., 2001, v. 42 (8), p. 1567—1593.

**Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos, 2005, v. 79, p. 491—504.

**Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osae S., Banoeng-Yakubo B.K.** Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: Petrogenetic and tectonic setting implications // Precambrian Res., 2008, v. 162 (3—4), p. 403—423, doi:10.1016/j.precamres.2007.10.001.

**Gordienko I.V., Metelkin D.V., Vetluzhskikh L.I., Mikhailov N.E., Kulakov E.V.** New palaeomagnetic data from Argun terrane. Testing its association with Amuria and the Mongol-Okhotsk Ocean // Geophys. J. Int., 2018, v. 213, p. 1463—1477, doi: 10.1093/gji/ggy057.

**Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre M., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sørensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B.** A classification of igneous rocks and a glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.

- McElhinny M.W.** Statistical significance of the fold test in paleomagnetism // *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 1964, v. 8, p. 338—340.
- Metelkin D.V., Kazansky A.Yu., Vernikovskiy V.A.** Paleomagnetic evidence for Siberian Plate tectonics from Rodinia through Pangaea to Eurasia // *Geomorphology and Plate Tectonics* / Eds. D.M. Ferrari, A.R. Guiseppi. New York, Nova Sci. Publ., 2009, p. 159—238.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D.** Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // *Gondwana Res.*, 2010, v. 18 (2—3), p. 400—419.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu.** Siberia — from Rodinia to Eurasia // *Tectonics* / Ed. D. Closson. Rijeka, Croatia, InTech, 2011, p. 103—136.
- Rollinson H.** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, 1993, 352 p.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.** Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol. Spec. Vol.*, 1988, p. 415—455.
- Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B, Xu W.L., Yang H.** Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk Ocean: Constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // *Gondwana Res.*, 2020, v. 81, p. 58—78.
- Stacey J.S., Kramers J.D.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26 (2), p. 207—221.
- Sun S.-S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 1989, v. 42, p. 313—345.
- Winchester J.A., Floyd P.A.** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.*, 1977, v. 20, p. 325—343.