

УДК 551.24+552.31

СОСТАВ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ ТАТАРСКО-ИШИМБИНСКОЙ СУТУРНОЙ ЗОНЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Е.А. Богданов^{1,2}, Н.Ю. Матушкин^{1,2}, А.Е. Верниковская^{1,2}, А.В. Травин³

¹Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

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

В статье приводятся результаты геолого-структурных, минералого-петрографических, геохимических и геохронологических (⁴⁰Ar/³⁹Ar) исследований офиолитов северного и юго-восточного фрагментов Татарско-Ишимбинской сутурной зоны Енисейского кряжа, объединенных в Рыбинско-Панимбинский пояс. Они состоят из массивных и подушечных метабазальтов, массивных и расслоенных метагаббро и метадолеритов, представляя верхние фрагменты океанской коры. Их образование происходило из деплетированных мантийных источников, отвечающих компонентам N-MORB и E-MORB геохимических типов, в обстановке срединно-океанского хребта или окраинного моря. Создана модель тектонической истории размещения офиолитов на окраине Сибирского кратона в неопротерозойское время. На границе мезо- и неопротерозоя (1051–916 млн лет, Stenian–Tonian) происходило формирование надвиговой структуры и аккреция коры океанского типа (офиолитов) к пассивной окраине Центрально-Ангарского террейна (микроконтинента). Позднее, в связи со сближением и косой коллизией этого микроконтинента с Сибирским кратоном (786–749 млн лет назад), в породах Татарско-Ишимбинской сутурной зоны, включая офиолиты, проявились сдвиго-надвиговые деформации. В криогении (708–700 млн лет назад), в связи с новым этапом тектонической активности в период трансформации конвергентных обстановок – завершения коллизии и начала активной континентальной окраины, в породах этой зоны происходили сдвиговые и взбросовые деформации.

Офиолиты, ⁴⁰Ar/³⁹Ar геохронологические данные, аккреция, поздний мезопротерозой, неопротерозой, косая коллизия, Татарско-Ишимбинская сутурная зона, Енисейский кряж

COMPOSITION AND TECTONIC FORMATION HISTORY OF OPHIOLITES IN THE TATARKA-ISHIMBA SUTURE ZONE OF THE YENISEI RIDGE

E.A. Bogdanov^{1,2}, N.Yu. Matushkin^{1,2}, A.E. Vernikovskaya^{1,2}, A.V. Travin³

¹Novosibirsk State University, 630090, Novosibirsk, ul. Pirogova, 1, Russia

²Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, 630090, Novosibirsk, pr. Akademika Koptuyuga, 3, Russia

³V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, 630090, Novosibirsk, pr. Akademika Koptuyuga, 3, Russia

We report results of geostructural, mineralogical, petrographic, geochemical and geochronological (⁴⁰Ar/³⁹Ar) investigations of ophiolites in the northern and southeastern fragments of the Tatarka-Ishimba suture zone of the Yenisei Ridge combined into the Rybnyi-Panimba belt. They consist of massive and pillow-lava metabasalt, massive and layered metagabbro and metadolerite, and represent fragments of the upper part of the oceanic crust. They formed in a mid-ocean ridge or marginal sea setting from depleted mantle sources corresponding to components of N-MORB and E-MORB geochemical types. We propose a model for the tectonic history of emplacement of ophiolites on the margin of the Siberian craton in the Neoproterozoic time. At the Mesoproterozoic boundary (Stenian–Tonian), 1051–916 Ma, the thrust structure was formed and the oceanic crust fragments (ophiolites) were accreted to the passive margin of the Central Angara Terrane (microcontinent). The subsequent convergence and collision of this microcontinent with the Siberian craton (786–749 Ma) caused the formation of strike-slip/thrust deformation in the rocks of the Tatarka-Ishimba suture zone including ophiolites. In the Cryogenian (708–700 Ma), strike-slip and

reverse fault deformations occurred in these rocks due to a new episode of tectonic activity caused by the transition between convergent settings – end of the collision and start of the active continental margin.

Ophiolite, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological data, accretion, late Mesoproterozoic, Neoproterozoic, oblique collision, Tatarka-Ishimba suture zone, Yenisei Ridge

ВВЕДЕНИЕ

Офиолиты представляют собой фрагменты древней океанской коры (литосферы), состоящие из характерной ассоциации ультрамафитовых и мафитовых пород [Coleman, 1977]. Исследование этих пород имеет важное значение для понимания тектонической эволюции аккреционно-коллизийных орогенов, при этом в ряде публикаций [Coleman; 1971; Dewey, 1976; Moores, 1982; Богданов, 1986; Колман, 1996; Searle, Cox, 1999; Wakabayashi, Dilek, 2003], наряду с геодинамическими условиями образования офиолитов рассматривается их тектоническая история размещения в структуре орогена. Одними из наиболее сложных в изучении являются офиолиты докембрийских комплексов. В структурах юго-восточного и юго-западного обрамлений Сибирского кратона выявлены мезо-неопротерозойские офиолиты, U–Pb возраст цирконов которых варьирует от ~1020 млн лет в плагиограните из Дунжугурской офиолитовой ассоциации Восточного Саяна [Khain et al., 2002] до ~970 млн лет в плагиограните [Некрасов и др., 2007] и ~940 млн лет [Гордиенко и др., 2009] в кумулятивном габбро из Шаманской ассоциации Забайкалья. В пределах заангарской части орогена Енисейского кряжа, структуры юго-западного обрамления Сибирского кратона, находятся офиолиты рыбинского комплекса, имеющие аллохтонное налегание на древние породы Сибирского кратона [Постельников, Хераскова, 1997; Хераскова, 1999]. Вопросы о составе ассоциаций, тектонической позиции и распространенности офиолитов рыбинского комплекса относятся к дискуссионным. Из этого комплекса Т.Н. Херасковой были выделены и отнесены к автохтону высокомагнезиальные породы попутнинского комплекса [Хераскова, 1999], среди которых выделялись высокомагнезиальные базальты, пикритоиды и коматииты [Ножкин и др., 1980; Корнев и др., 1998]. На основании приуроченности офиолитов к Ишимбинскому разлому был выделен Рыбинско-Панимбинский офиолитовый пояс, который в современной тектонической модели находится в пределах Татарско-Ишимбинской сутурной зоны (ТИСЗ), отделяющей ороген от структур Сибирского кратона [Vernikovskiy et al., 2003; Верниковский и др., 2009] (рис. 1). Наиболее надежные мезопротерозойско-неопротерозойские геохронологические данные по амфиболу и плагиоклазу из гранатовых амфиболитов этого пояса были получены на основании оценки $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста ~1051 млн лет и ~916 млн лет соответственно [Vernikovskiy et al., 2000]. В случае амфибола доля плато в спектре составила 41% выделенного ^{39}Ar , а в случае плагиоклаза – 56 %, что повышает степень их надежности. Тогда как мезопротерозойские $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценки возраста по амфиболу из метагабброидов, изменяющиеся от ~1183 до ~1087 млн лет, были рассчитаны по единичным ступеням в спектре, что снижает их достоверность [Лиханов, Ревурдатто, 2015].

В настоящей статье представлены новые комплексные геологические, структурно-кинематические, минералого-петрографические, геохимические и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические исследования офиолитов как Рыбинского участка, так и впервые установленных на Оллоноконском участке, объединенных в Рыбинско-Панимбинский пояс. Изучение направлено на выявление состава офиолитов ТИСЗ Енисейского кряжа, а также их геологической позиции в структуре орогена и геодинамической обстановки образования. В работе представлены мезо-неопротерозойские этапы тектонотермальных событий, отраженных в деформациях офиолитов ТИСЗ и подтвержденных геохронологическими данными.

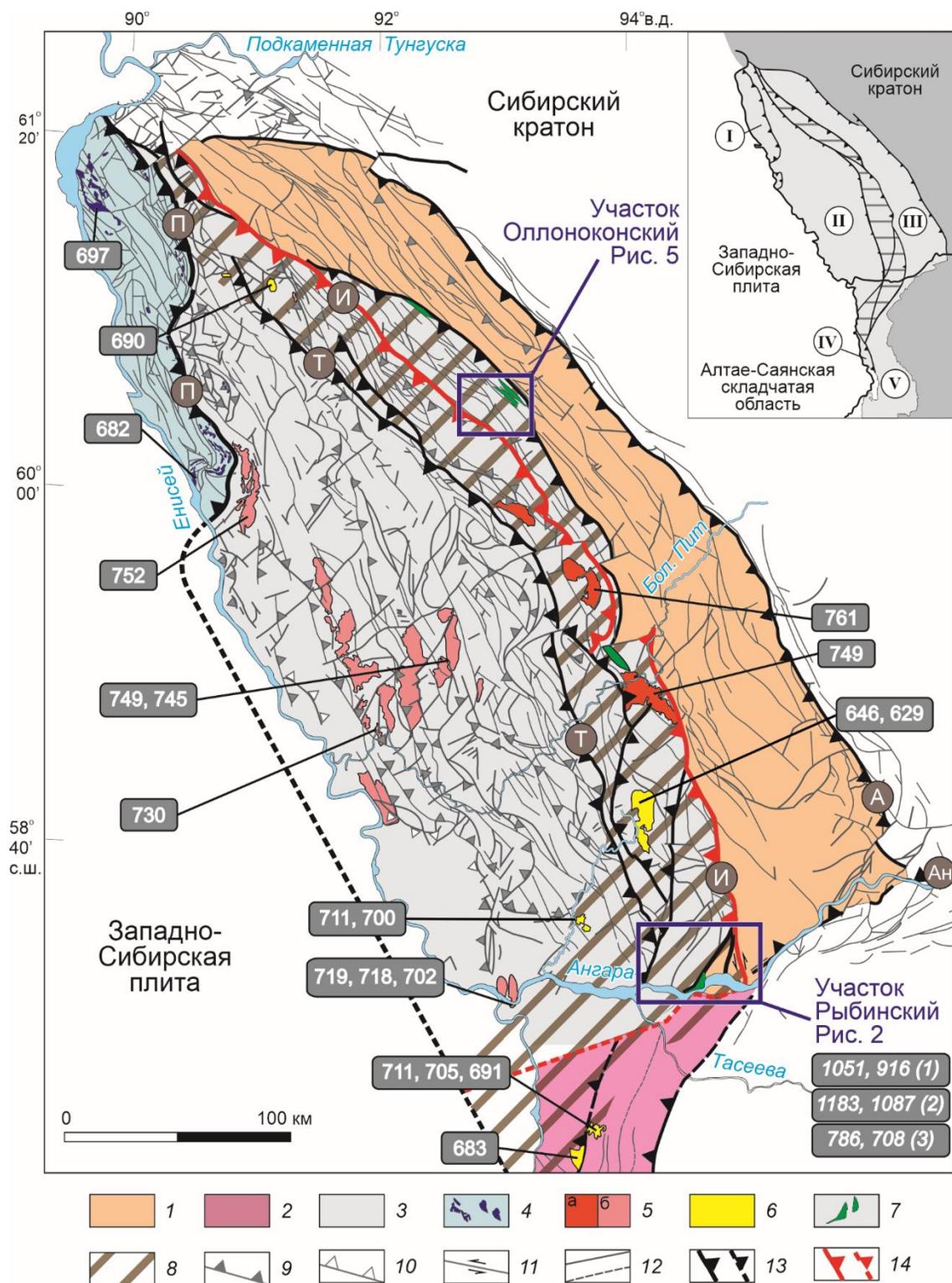


Рис. 1. Тектоническая схема заангарской части Енисейского кряжа, составленная с использованием [Качевский и др., 1998; Vernikovskiy et al., 2003; Верниковский и др., 2008, 2016; Vernikovskaya et al., 2020; Верниковская и др., 2023]. 1 – терригенно-карбонатные отложения чехла Сибирского кратона (NP₁–Є₁); 2 – породы Ангаро-Канского террейна (PP); 3 – терригенно-карбонатные отложения Центрально-Ангарского террейна (MP–NP₂); 4 – плагиограниты и габбро островодужного Исаковского террейна (697–682 млн лет); 5 – гранитоиды синколлизийного аятинского комплекса (761–749 млн лет) (а), гранитоиды постколлизийного глушихинского комплекса (752–702 млн лет) (б); 6 – нефелиновые сиениты, карбонатиты, граниты татарского

комплекса активной континентальной окраины (711–630 млн лет); 7 – офиолиты Рыбинско-Панимбинского пояса (MP₃–NP₁ (?)); 8 – Татарско-Ишимбинская сутурная зона; 9–12 – кинематика дизъюнктивной тектоники: 9 – взбросы и надвиги; 10 – сбросы; 11 – установленные левосторонние сдвиги; 12 – разломы неустановленной кинематики; 13 – крупнейшие разломы; 14 – граница Ишимбинского шва. Числа в рамках прямым шрифтом – опубликованные данные U–Pb возраста из магматических пород гранитоидных комплексов, наклонным шрифтом – значения ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраста офиолитов участка Рыбинский из источников: 1 – [Vernikovskiy et al., 2000], 2 – [Лиханов, Ревердатто, 2015], 3 – эта работа. Тектонические границы: А – Анкиновский надвиг, Ан – Ангарский разлом, И – Ишимбинский шов, Т – Татарский разлом, П – Приенисейский шов. На врезке – террейны: I – Исаковский (островодужный), II – Центрально-Ангарский (гранитно-метаморфический), III – Восточной-Ангарский (пассивной континентальной окраины), IV – Предивинский (островодужный), V – Ангаро-Канский (кратонный).

МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геолого-структурные исследования включают геометрический анализ (со статистикой залегания структурных элементов по методике, описанной в [Gay, Weiss, 1974]), кинематический (на уровне обнажений), а также микроструктурный анализ с использованием ориентированных шлифов, согласно методике, приведенной, например, в [Родыгин, 2001]. Построение стереографических проекций, визуализирующих ориентировку плоскостных и линейных структурных элементов, проводились с помощью пакета прикладных программ открытого доступа GEORient и GeoCalculator (HCOV GLOBAL, США).

Петрографические характеристики магматических пород изучены на поляризационном микроскопе Olympus BX51 (Япония), минералогический состав пород определен с помощью сканирующего электронного микроскопа MIRA 3 LMU («Tescan», Чехия) в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) в соответствии с методикой, охарактеризованной в [Лаврентьев и др., 2015]. Расчеты формульных коэффициентов и минеральных компонентов полевых шпатов, клинопироксенов и амфиболов проведены с помощью петрологического калькулятора «MineralCalc», гранатов и термодинамических параметров условий формирования последних – при помощи пакета прикладных программ, реализованных в приложении «Petroexplorer v.3.2» [Кориневский, 2015].

Валовый химический состав пород определен с помощью рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на масс-спектрометрах S4 Pioneer и S8 Tiger (Bruker AXS, Германия) в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (ИГХ СО РАН, г. Иркутск) по методике, опубликованной в работе [Амосова и др., 2015]. Содержания редкоземельных и других трэйс элементов в породах определяли методом ICP-MS с помощью масс-спектрометров — квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7500ce (Япония) и масс-спектрометра высокого разрешения с двойной фокусировкой Element2 (Thermo Fisher Scientific, Германия) в ИГХ СО РАН по методике, опубликованной в [Smirnova et al., 2010].

Измерения изотопного состава аргона для ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования проводились на масс-спектрометре Noble Gas 5400 в лаборатории изотопно-аналитических методов ИГМ СО РАН по стандартной методике, описанной, например, в [Верниковская и др., 2010]. Все измерения и представления графических материалов проведены в соответствии с методическими рекомендациями по [Fleck et al., 1977] с использованием пакета макросов Ms Office Excel [Шевченко и др., 2000]. Ошибки измерений, приведенные в тексте, таблицах и на иллюстрациях, соответствуют интервалу ±1σ.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Офиолиты Рыбинско-Панимбинского пояса проявлены в северном и юго-восточном фрагментах ТИСЗ, слагая серии узких тектонических пластин, приуроченных к восточной границе этой зоны (рис. 1). Эта сутурная зона имеет СВ–СЗ простирание, ширину 50–70 км и протяженность до 400 км. Основными тектоническими границами ТИСЗ в заангарской части Енисейского кряжа являются

разломы, имеющие взбросо-надвиговую природу, с востока – Ишимбинский (шов) и сопровождающие его структуры, а с запада – Татарский [Vernikovsky et al., 2003]. Формирование ТИСЗ происходило в результате косой коллизии Центрально-Ангарского террейна (микроконтинента) с Сибирским кратоном 761–749 млн лет назад, согласно U–Pb данным, полученным по циркону из синколлизийных гранитов аяхтинского комплекса, локализованных в этой зоне [Vernikovsky et al., 2003]. Тогда как гранитоиды тейского коллизийного комплекса образовались 883–861 млн лет назад в пределах этого микроконтинента, на удалении от Сибирского кратона, согласно палеомагнитным данным [Верниковский и др., 2016]. Образование постколлизийных гранитоидов глушихинского комплекса, имеющих широкое распространение в Центрально-Ангарском гранитно-метаморфическом террейне, согласно U–Pb данным по циркону, происходило от 752 до 702 млн лет назад [Верниковский и др., 2002; Верниковская и др., 2023]. Вслед за коллизийным событием со стороны западной окраины Сибирского кратона образовались плагиограниты и габбро островодужного Исаковского террейна, согласно U–Pb данным по циркону, в интервале 697–682 млн лет [Верниковский и др., 2001; Кузьмичев и др., 2008]. Синхронно с ними формировались разнообразные по составу магматические породы (от ультраосновных до кислых, от нормальной щелочности до щелочных) татарского комплекса активной континентальной окраины с U–Pb возрастом циркона и титанита в интервале 711–629 млн лет, локализованные в ТИСЗ [Верниковский и др., 2008]. Интрузии и вулканы этого комплекса, локализованные в северной части Южно-Енисейского кряжа, прорывают породы Ангаро-Канского кратонного террейна. Наиболее отчетливо в породах этой сутурной зоны отражена кинематика деформаций коллизийного события. Магматические породы аяхтинского и татарского комплексов прорывают смятые в складки и интенсивно расщепленные крутопадающие метатерригенные породы сухопитской серии (MP), по составу соответствующие отложениям пассивных континентальных окраин. В последних, преобладающих в составе этой зоны, установлены два этапа деформаций продольного сжатия преимущественно субширотного направления (в современных координатах) с левосторонней сдвиговой компонентой [Забродин, 1974; Матушкин, 2010].

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Офиолиты участка Рыбинский исследованы в коренных выходах протяженностью около 10 км, находящихся на правом берегу р. Ангары. На этом участке (ЮВ фрагмент ТИСЗ) пластины офиолитов (ширина от 100 до 1500 м), состоящие из массивных метагаббро с переходами к расслоенным, характеризующиеся чередованием лейкократовых и меланократовых слоев мощностью от первых сантиметров до десятков метров, а также подушечных и массивных metabазальтов и метадолеритов, совместно с находящимися на западе и северо-западе от них кварц-биотит-мусковит-хлоритовыми и углеродистыми сланцами сухопитской серии (MP), образуют единую сдвиго-надвиговую структуру ССЗ–ССВ простирания (рис. 2, 3). В метатерригенных породах наблюдается реликтовая разнонаправленная слоистость S_0 . Сланцы смяты в линейные закрытые складки с изменением направления падения крыльев от СВ–СЗ до ЮЗ и нарушены сланцеватостью S_1 , субсогласной осевым поверхностям складок. Сдвиго-надвиговые нарушения в них подчеркиваются мелкими изоклиналильными складками ВЮВ–ВСВ вергентности с крутым до субвертикальным погружением шарниров ($\angle 57\text{--}85^\circ$), а также тонкой сланцеватостью S_2 и кливажом плейчатости, субсогласными осевым поверхностям этих складок. На юго-востоке пластины офиолитов совместно с породами Ангаро-Канского террейна (PP–MP₁(?)), фрагменты которых исследованы на левом берегу р. Ангары в районе м. Скородумский, образуют сдвиго-взбросовую структуру СВ простирания. Кинематика этих деформаций хорошо прослеживается в мигматитах по мигматитам, с преимущественно крутым погружением минеральной линейности по сланцеватости, субпараллельной S_2 (азимут $20\text{--}60^\circ$). Субсогласно этой сланцеватости мигматиты прорываются субщелочными мафитовыми дайками, рассматриваемыми в составе татарского комплекса. Кроме

того, здесь присутствуют тела мусковитовых пегматоидов (MP_1) мощностью до 50 м с узкими ореолами турмалинизации, субсогласных с вмещающими их кристаллическими сланцами и кварцитами (азимут падения $300\text{--}345^\circ$, $\angle 44\text{--}75^\circ$). Полоса гранитных пегматоидов, ортогнейсов и амфиболитов, а также Кондаковское месторождение мусковита, протягивается на протяжении 20 км в ЮЗ направлении [Якжин, 1937], вглубь Ангаро-Канского террейна. В северо-восточной части породы сухопитской серии надвинуты на терригенно-карбонатные отложения тунгусикской серии (NP_1) и перекрыты кайнозойскими отложениями чехла Сибирского кратона. Последние также перекрывают восточный и юго-восточный контакт офиолитов.

Пластины офиолитов образуют надвиговую структуру ЗЮЗ vergentности (рис. 2, б), в подошве которой, на востоке участка, устанавливаются гранатовые амфиболиты (ширина выхода 150 м). Они сопровождаются субмеридиональной сланцеватостью S_1 (азимут падения $265\text{--}290^\circ$, $\angle 55\text{--}80^\circ$) и субсогласными тонкими кварцевыми прожилками, нарушающими первичную разноориентированную полосчатость S_0 в расслоенных метагабброидах (рис. 4, а). В центральной и восточной части участка надвиги и взбросы нарушены деформациями левосторонней сдвиго-взбросовой кинематики, проявленной в зонах катаклаза и милонитизации СВ простирания шириной от 2 м до 1 км (азимут падения $275\text{--}330^\circ$, $\angle 65\text{--}75^\circ$) (рис. 4, б). Взбросовая компонента отражена мелкими складками по S_1 в милонитах, смещенными вдоль плоскостей скалывания, субсогласных сланцеватости S_2 (рис. 4, в), а также кливажом плейчатости (рис. 4, г) и полифазными складками с отрывами замковых частей (рис. 4, д). Левосторонняя сдвиговая компонента выражена SC-структурами (рис. 4, е) и будинированными порфирокластами кварца (рис. 4, ж), развитыми вдоль линейности растяжения СВ погружения (азимут $65\text{--}80^\circ$, $\angle 15\text{--}25^\circ$).

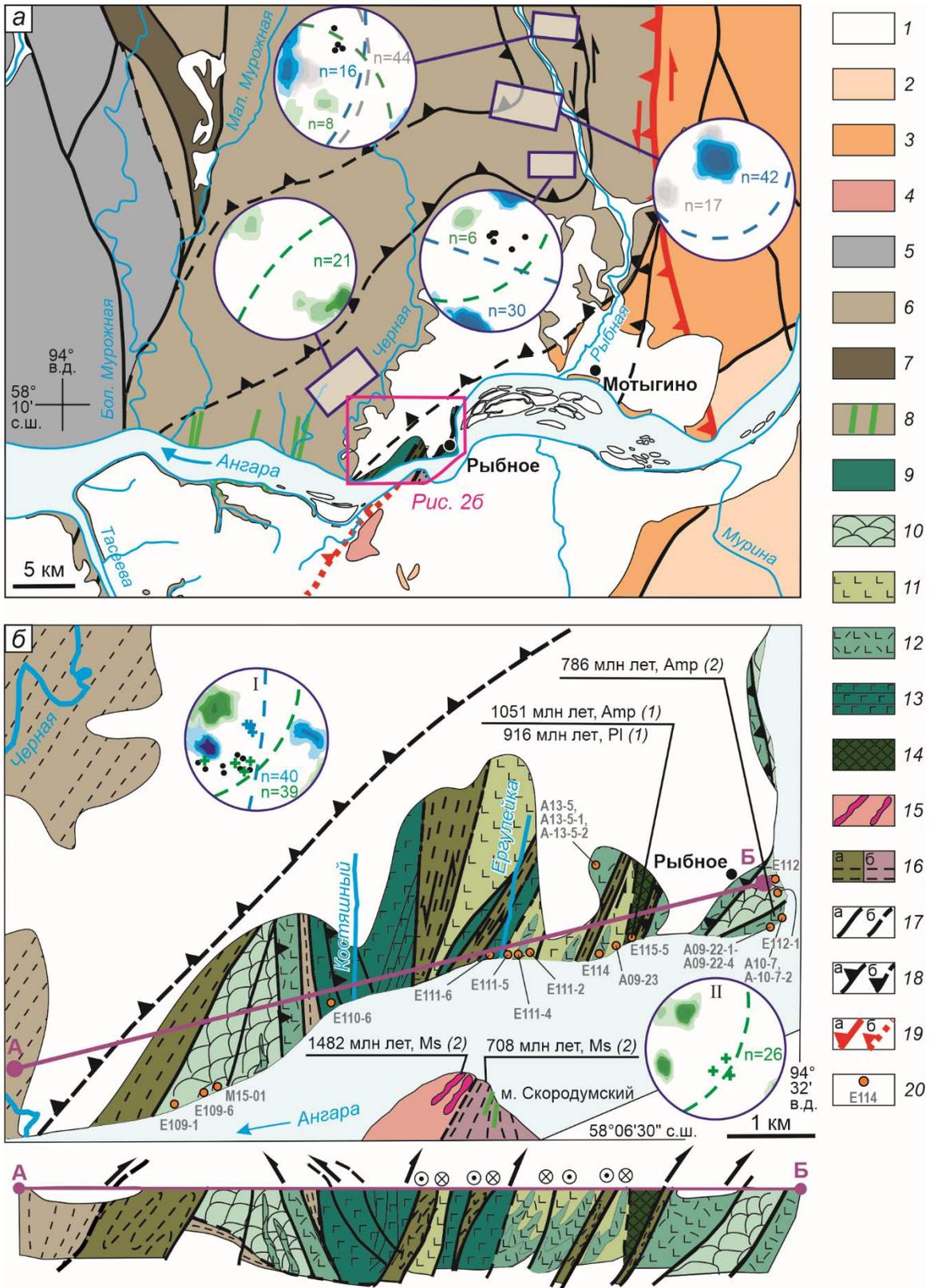


Рис. 2. Геологическая схема юго-восточной части ТИСЗ, с использованием [Вызу, Яркаев, 1964; Качевский и др., 1998] (а); геологическая схема офиолитов участка Рыбинский, включая данные из [Черных, 2000; Магушкин, 2010] (б). 1 – кайнозойский чехол, 2–3 – отложения пассивной окраины Сибирского крата: 2 – песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои доломитов, конгломератов тасеевской серии (NP₂₋₃), песчаники

редколесной свиты (NP₃), доломиты, мергели, аргиллиты и песчаники островной свиты (NP₃-Є₁), известняки, аргиллиты и песчаники иркинеевской свиты (Є₁); 3 – известняки, глинистые и известковистые сланцы, алевролиты, аргиллиты тунгусикской серии (NP₁); 4 – гнейсо-граниты, мигматиты, кристаллические сланцы и кварциты фундамента Сибирского кратона (PP); 5–7 – Центрально-Ангарский террейн: 5 – кварц-хлорит-серицитовые сланцы, гравелиты, туфы, базальты, глинистые сланцы, известняки широкинской серии (NP₁); 6 – кварц-биотит-мусковит-хлоритовые, углеродистые сланцы, метапесчаники, метаалевролиты сухопитской серии (MP), пунктирная линия – направление простираения сланцеватости; 7 – кристаллические сланцы, мраморы тейской серии (PP-MP(?)); 8 – дайки мафитовых пород нормального и субщелочного ряда татарского комплекса активной континентальной окраины (NP₂); 9 – офиолиты Рыбинско-Панимбинского пояса (MP₃-NP₁); 10 – подушечные metabазальты, 11 – массивные metabазальты, 12 – метадолериты, 13 – массивные и расслоенные метагаббро, 14 – гранатовые амфиболиты; 15 – линзы мусковитовых пегматоидов (MP₁(?)); 16 – зоны милонитов: а) по мафитовым породам, б) по мигматитам; 17 – разломы: а) достоверные, б) предполагаемые; 18 – надвиги: а) достоверные, б) предполагаемые под вышележащими отложениями; 19 – граница Ишимбинского шва: а) достоверная, б) предполагаемая под вышележащими отложениями; 20 – точки отбора проб. На стереографических проекциях для верхней полусферы изолиниями показаны полюса залегания структурных элементов пород (шаг 5%), пунктирными линиями – аппроксимирующие дуги: серый цвет – слоистость S₀, синий цвет – сланцеватость S₁, зеленый цвет – сланцеватость S₂; синие кресты – минеральная линейность на S₁; зеленые кресты – минеральная линейность на S₂, точки – шарниры складок; n – количество замеров; I – район междуречья Черной и Рыбной, II – район м. Скородумский. В выносках показаны значения ⁴⁰Ag/³⁹Ag возраста из источников: 1 — [Vernikovsky et al., 2000], 2 – эта работа.

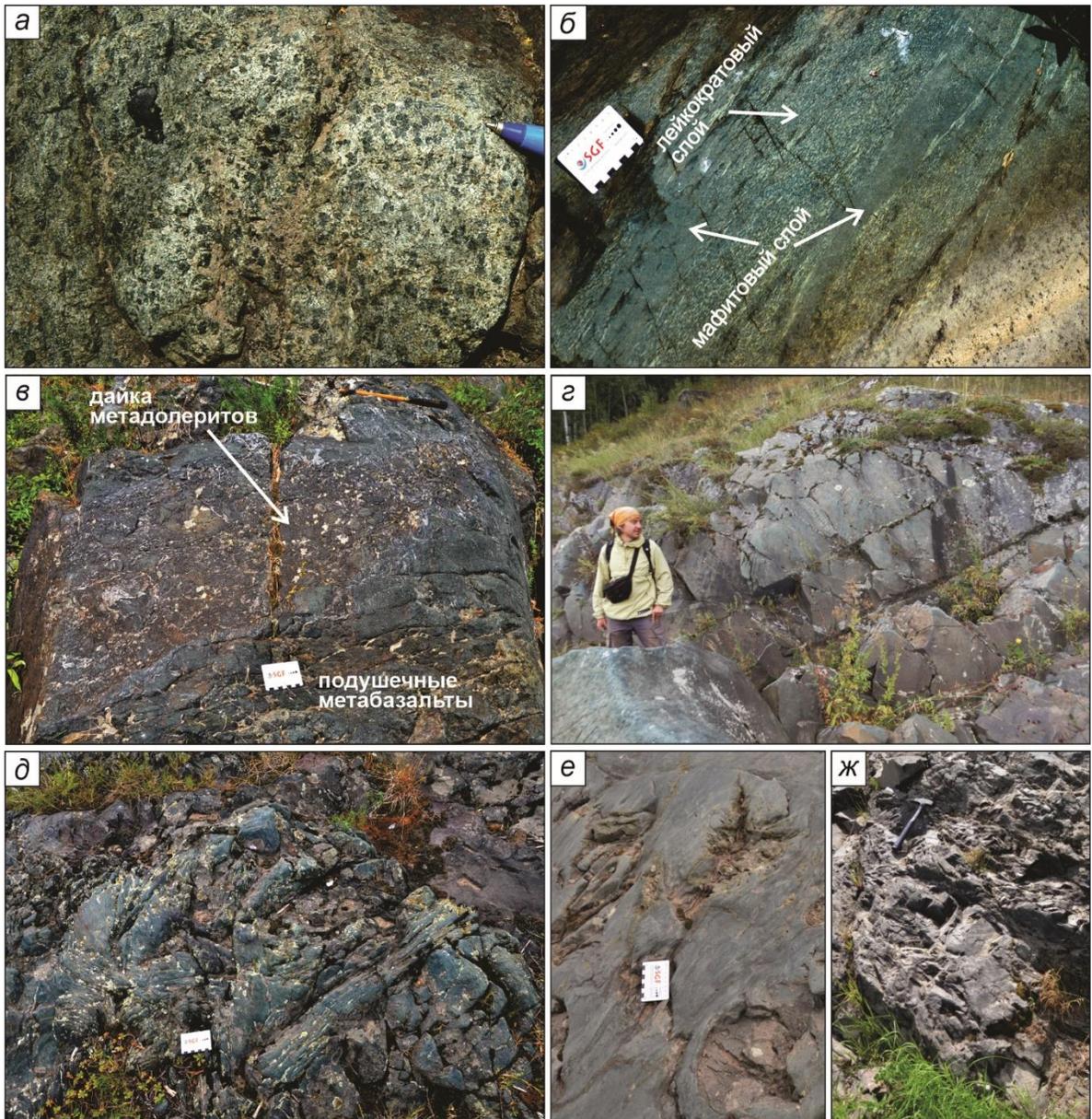


Рис. 3. Фотографии офиолитов участка Рыбинский. *а* – массивные метагаббро, р-н устья р. Ергулейки; *б* – расслоенные метагаббро, 500 м выше устья руч. Костяшного; *в* – дайка метадолеритов, секущая подушечные метабаазальты, 1 км ниже устья руч. Костяшного; *г* – массивные метабаазальты, вблизи с. Рыбное; *д* – подушечные метабаазальты, нарушенные сланцеватостью, вблизи с. Рыбное; *е* – полости во внутренних частях подушек, заполненные эпидотом, вблизи с. Рыбное; *ж* – межподушечное пространство подушечных метабаазальтов, выполненное вулканическими брекчиями, вблизи с. Рыбное.

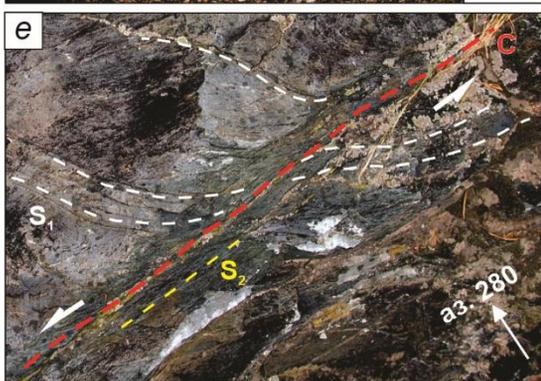
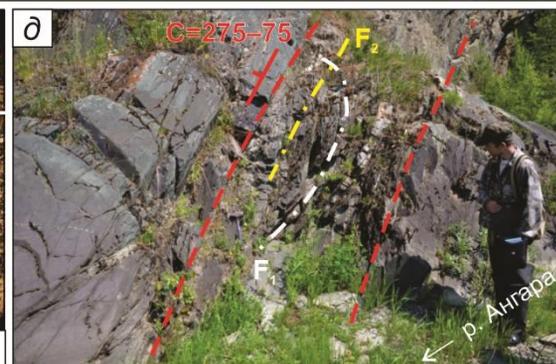
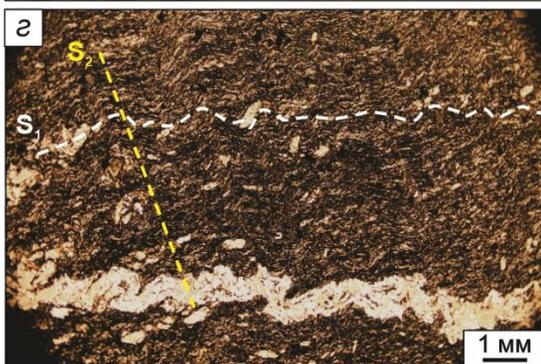
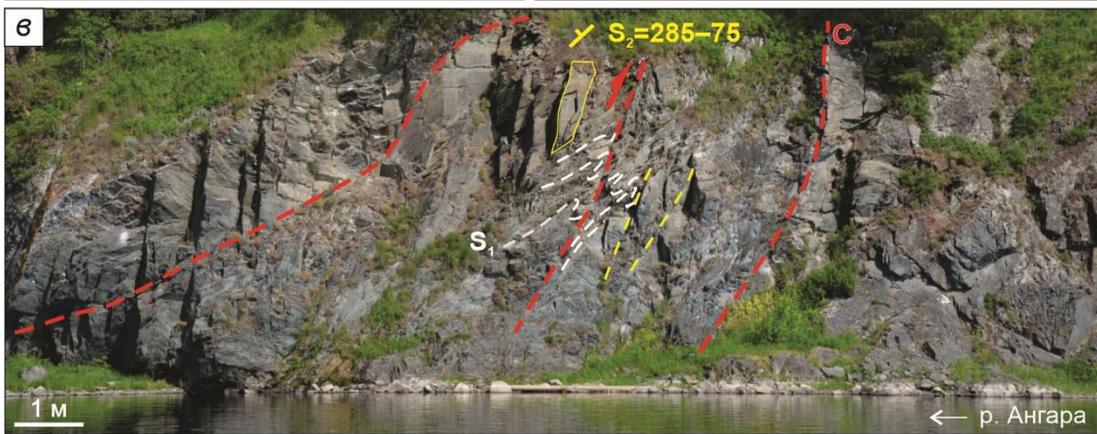
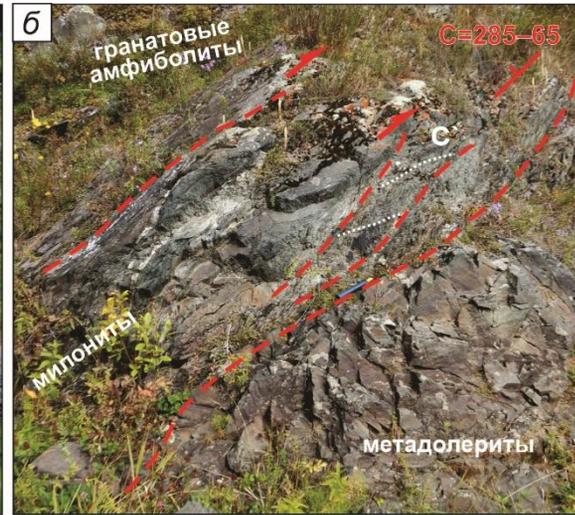
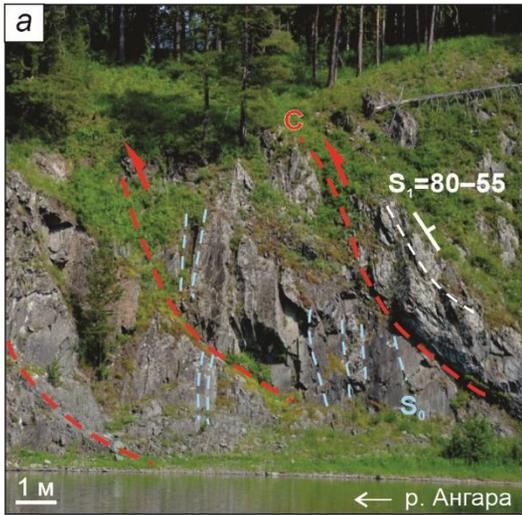
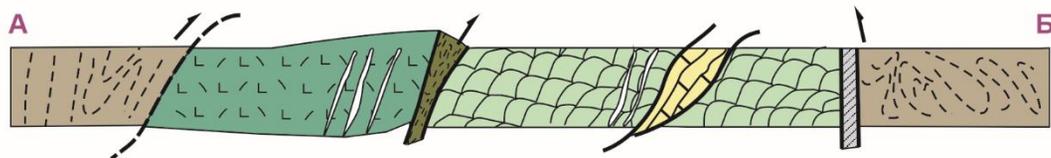
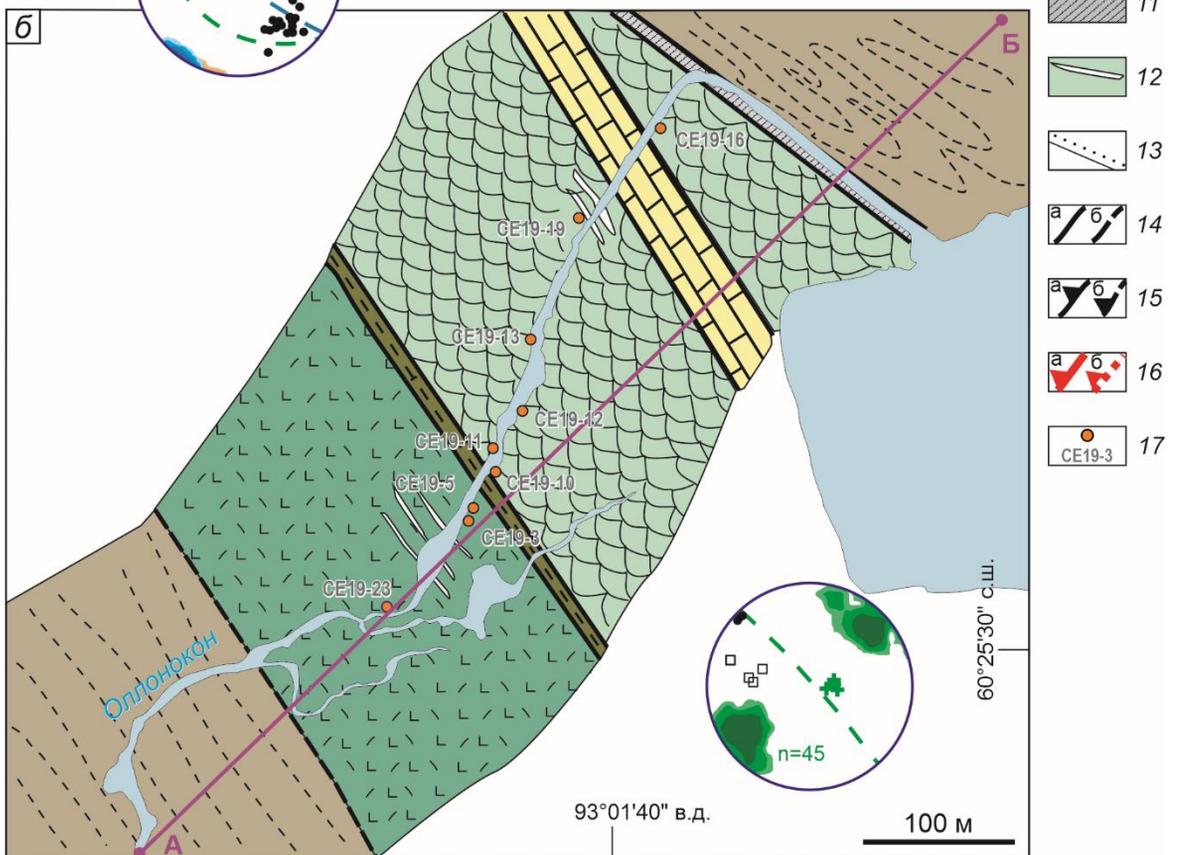
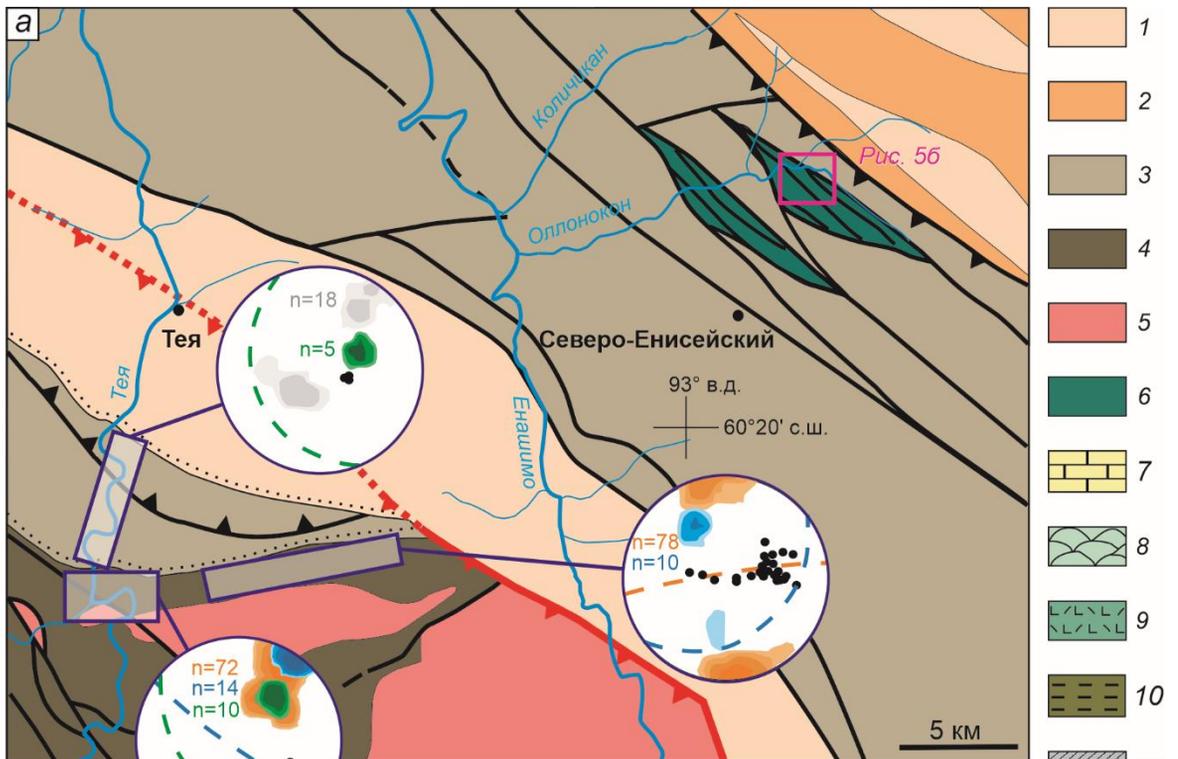


Рис. 4. Фотографии надвиговых (*a*), взбросовых (*б–д*) и взбросо-сдвиговых (*e, жс*) деформаций в офиолитах участка Рыбинский. *a* – надвиги в западном направлении, сопровождающиеся сланцеватостью S_1 и нарушающие метагаббро с полосчатостью S_0 , р-н устья руч. Костяшного; *б* – подошва надвига, маркируемая гранатовыми амфиболитами и нарушенная зоной милонитов взбросовой кинематики, вблизи с. Рыбное; *в* – взбросы в милонитах по мафитовым породам, сопровождающиеся складками по S_1 , 1.1 км ниже устья р. Ергулейки; *г* – кливаж плейчатости S_2 , нарушающий сланцеватость S_1 и кварцевые прожилки, микрофотография шлифа в скрещенных николях из милонитов в р-не устья р. Ергулейки; *д* – складки F_1 и F_2 в милонитах по мафитовым породам, 1 км ниже устья р. Ергулейки; *e* – SC-структуры в милонитах по мафитовым породам с левосторонней сдвиговой кинематикой, S_1 – ранняя сланцеватость, S_2 – наложенный кливаж, р-н устья р. Ергулейки; *жс* – будинированные порфиороклеты кварца в милонитах по мафитовым породам с вращением против часовой стрелки, р-н устья р. Ергулейки. C – плоскость скальвания, C' – оперяющие сколы. Здесь и на рис. 7 – запись элементов залегания: азимут падения — угол падения.

Офиолиты участка Оллоноконский изучены в береговых и русловых обнажениях (протяженность 600 м) р. Оллонокон, в 12 км выше ее устья. Они локализованы в северном фрагменте ТИСЗ и представлены двумя сериями пластин СЗ простирания (площадь до 2×7 км²). Изучение проводилось в пределах северо-восточной серии пластин офиолитов, состоящих из метадолеритов и подушечных метабазальтов с линзами карбонатных пород (рис. 5, 6). Они совместно с кварц-биотитовыми, хлорит-серицитовыми и углеродистыми сланцами сухопитской серии (MP), подобно участку Рыбинский, образуют сдвиго-надвиговую структуру и надвинуты на метатерригенные породы тунгусикской серии (NP_{1-2}), перекрытые отложениями чехла Сибирского кратона. В западном фрагменте ТИСЗ породы сухопитской серии налегают несогласно на кристаллические сланцы и мраморы тейской серии (PP–MP(?)), прорываемые гранитоидами тейского комплекса (883–861 млн лет) и перекрытые недеформированными терригенными отложениями чехла (NP_{2-3}) Сибирского кратона. Породы тейской серии смяты в изоклинальные, шевронные складки по метаморфической полосчатости с крутопадающими на СВ осевыми поверхностями и полого погружающимися на СЗ шарнирами (аз. пад. 335° – 352° , $\angle 12^\circ$ – 14°), а также крутопадающей на СЗ и СВ сланцеватостью S_1 , отражающими обстановку сжатия. Эти породы так же, как и породы сухопитской серии, нарушены деформациями сдвиго-надвиговой кинематики. В породах тейской серии эти деформации выражены складками с крутыми (до субвертикальных) углами погружения шарниров на запад и сланцеватостью S_2 СВ падения.

В офиолитах, подобно участку Рыбинский, устанавливаются как сдвиго-надвиговые, так и взбросовые и сдвиго-взбросовые деформации. Последние выражены зонами милонитизации и катаклаза (мощность до 20 м) ЮЗ падения (азимут падения 225 – 235° , $\angle 80^\circ$ до субвертикального) (рис. 7). Взбросовая компонента в милонитах по мафитовым породам отражена субвертикальной ориентировкой минеральной линейности и мелкими складками течения. Сдвиго-взбросовая компонента маркируется бороздами скольжения по сланцеватости на границе с катаклазитами, погружающимися на ЮВ (азимут 120 – 125° , $\angle 20^\circ$ – 45°), и приразломной разноэтапной складчатостью углеродистых сланцев с деформированными фрагментами кварцевых жил.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17

Рис. 5. Геологическая схема северо-восточной части ТИСЗ, с использованием [Богачица и др., 1990; Стороженко, Васильев, 2018] (а), геологическая схема офиолитов участка Оллоноконский (б). 1 – чехол Сибирского кратона: алевролиты, песчаники, гравелиты, известняки чингасанской и чапской серий (NP₂₋₃); 2 – отложения пассивной окраины Сибирского кратона: глинистые сланцы, алевролиты, кварцитовидные песчаники тунгусикской серии (NP₁₋₂); 3–5 – Центрально-Ангарский террейн: 3 – биотит-хлорит-серицит-кварцевые сланцы, углеродистые сланцы, метапесчаники, метаалевролиты сухопитской серии (MP), штрихпунктирная линия – направление простирания сланцеватости; 4 – кварц-биотитовые, гранат-биотитовые кристаллические сланцы, мраморы тейской серии (PP–MP(?)); 5 – граниты тейского комплекса (883–861 млн лет); 6 – офиолиты Рыбинско-Панимбинского пояса (MP₃–NP₁(?)); 7 – линзы карбонатных пород, 8 – подушечные metabазальты, 9 – метадолериты; 10 – милониты по мафитовым и карбонатным породам; 11 – катаклазиты; 12 – кальцитовые жилы; 13 – полные структурные несогласия, 14 – разломы: достоверные (а), предполагаемые (б); 15 – надвиги; 16 – граница Ишимбинского шва: достоверная (а), предполагаемая под вышележащими отложениями (б); 17 – точки отбора проб. На стереографических проекциях для верхней полусферы изолиниями показаны полюса залегания структурных элементов пород (шаг 5%), пунктирными линиями – аппроксимирующие дуги: серый цвет – слоистость S₀, оранжевый цвет – метаморфическая полосчатость, синий цвет – сланцеватость S₁; зеленый цвет – сланцеватость S₂; зеленые кресты – минеральная линейность на S₂, точки – шарниры складок, квадраты – борозды скольжения; n – количество замеров.

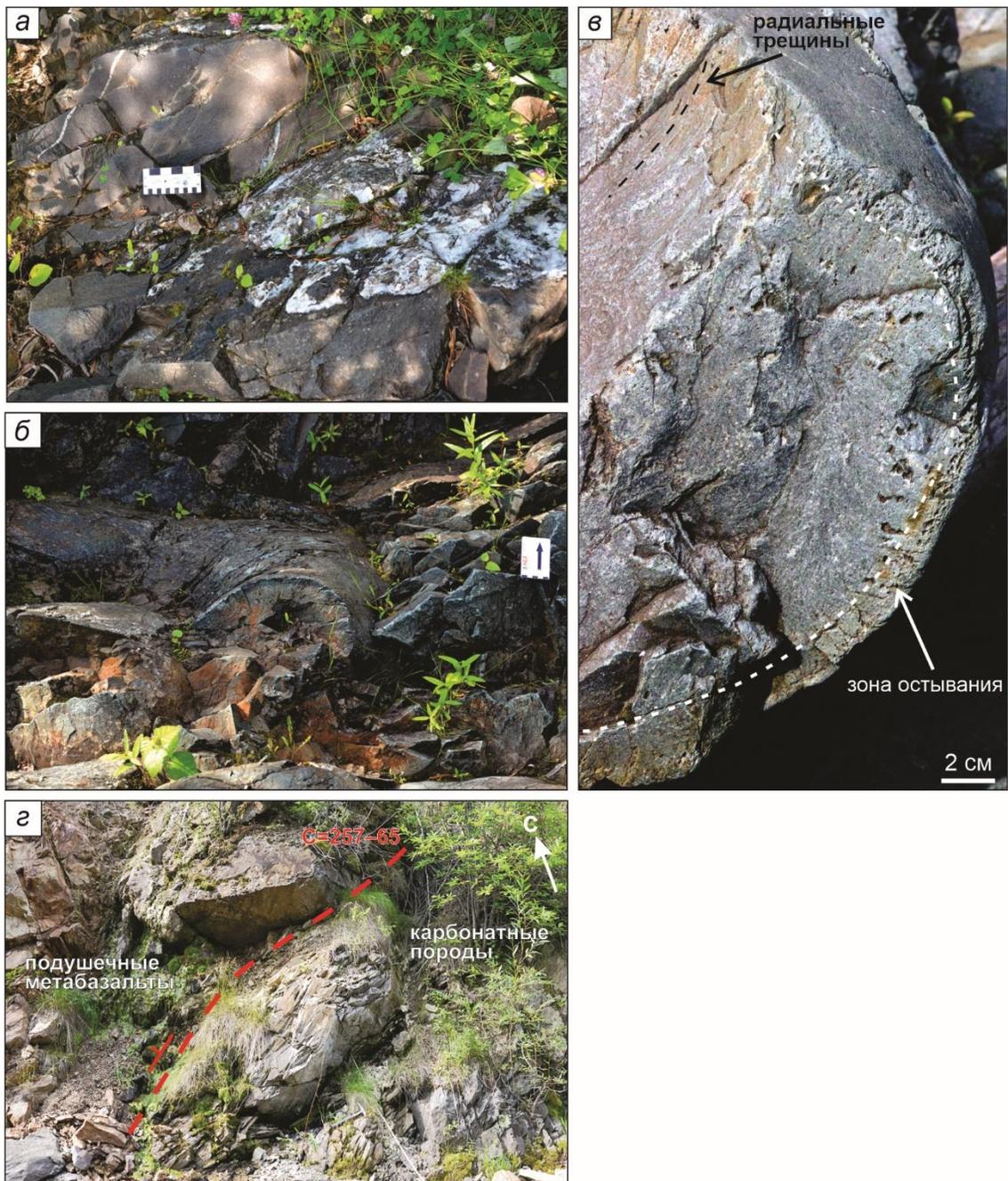


Рис. 6. Фотографии офиолитов участка Оллоноконский. *а* – метадолериты с секущей кальцитовой жиллой; *б* – подушечные metabазальты с тубулярной формой отдельности; *в* – мелкие пустоты, маркирующие зону остывания во внешней части подушки и радиальные трещины в ее внутренней части; *г* – тектоническая линза карбонатных пород в подушечных metabазальтах.

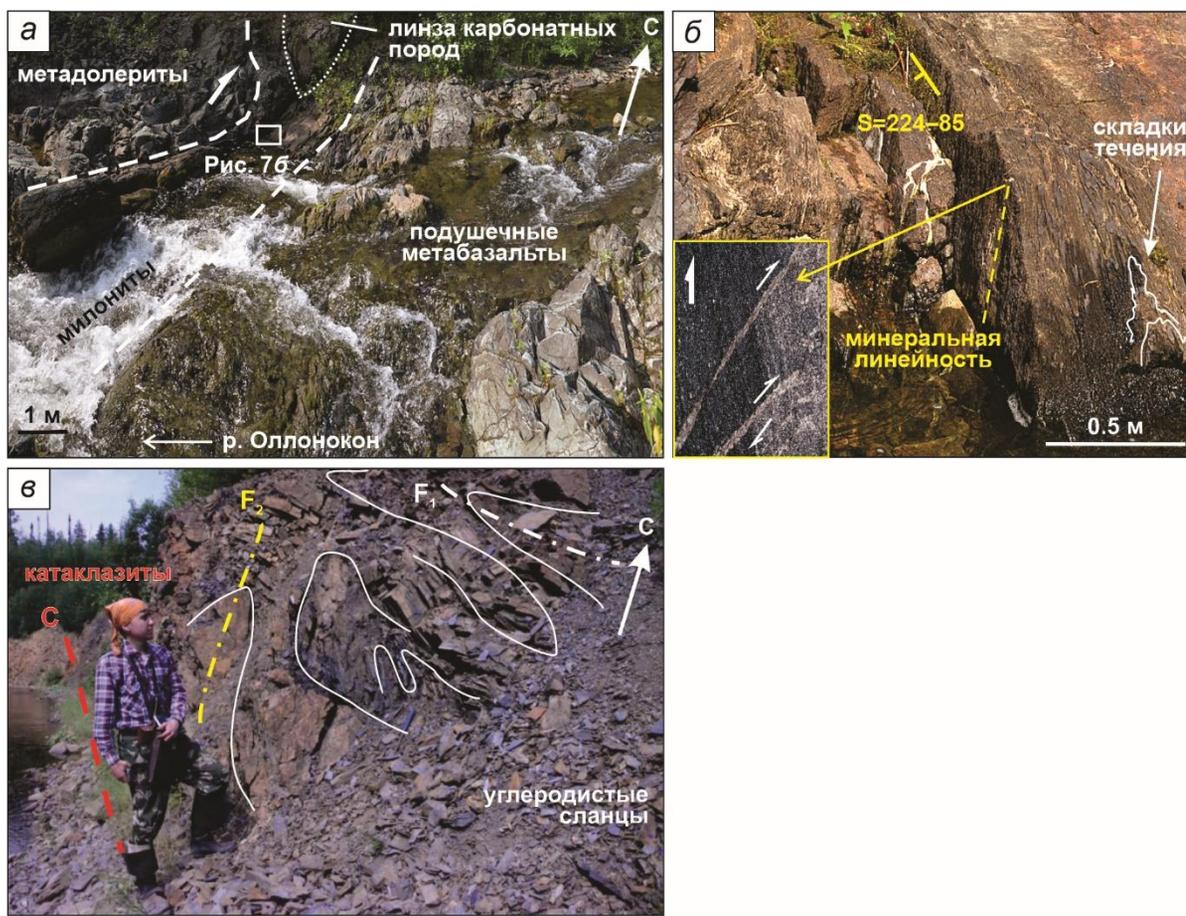


Рис. 7. Фотографии взбросовых (*a, б*) и свдиго-взбросовых (*в*) деформаций в офиолитах участка Оллоноконский. *a* – перемещение по взбросу пластины метадолеритов на подушечные metabазальты; *б* – микроструктурные индикаторы взброса в зоне милонитов по мафитовым и карбонатным породам, *S* – сланцеватость, в выделенной рамке – микрофотография шлифа, ориентированного параллельно минеральной линейности; *в* – складки F_1 и F_2 по углеродистым сланцам в зоне свдиго-взброса, маркируемого зоной катаклазитов.

ПЕТРОГРАФИЯ

Химические составы породообразующих и вторичных минералов для мафитовых пород участков Рыбинский и Оллоноконский приведены в дополнительных материалах, табл. S1–S4, химические составы гранатов из гранатовых амфиболитов участка Рыбинский – в табл. S5.

Рыбинский участок

На участке Рыбинский изучены метагаббро, метадолериты, массивные metabазальты, подушечные metabазальты и гранатовые амфиболиты. Эти породы, измененные от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма, сохраняют реликтовые магматические структуры, а также фрагменты первичных минералов.

Метагаббро – среднезернистые породы (размер зерен до 5 мм) (рис. 8, *a*). Массивные габбро содержат преимущественно плагиоклаз (45–55 об. %) и амфибол (45 об. %), тогда как в расслоенных разностях наблюдаются более широкие изменения содержаний плагиоклаза (от 35 до 60 об. %) и амфибола (от 35 до 50 об. %). В породах проявлены интенсивные вторичные изменения. Плагиоклаз в центральной части замещен соссюритом и по краям альбитом. Отмечаются реликтовые формы зерен пироксена, замещенного амфиболом. По амфиболу развивается актинолит, хлорит и лейкоксен. В небольших количествах в породе присутствуют эпидот и пирит.

Метадолериты – мелкозернистые породы с офитовой структурой (рис. 8, б). Состоят из идиоморфных зерен плагиоклаза (до 40 об. %) и клинопироксена (до 60 об. %). Плагиоклаз замещается олигоклазом, альбитом (рис. 9, а) и участками – сосюритом. Клинопироксен присутствует в виде реликтовых зерен, соответствующих составу авгита, с невысоким значением Mg# (до 0.4) и небольшой примесью TiO₂ (до 0.9 мас. %) (рис. 9, б). Авгит замещен амфиболом, который имеет неравномерную диффузную зональность, выраженную составами от феррочермакита, железистой и магнезиальной роговой обманки до актинолита (Mg# = 0.4–0.6) (рис. 9, в). Последние замещаются хлоритом, отвечающим по составу рипидолиту с умеренным содержанием FeO (до 28.3 мас. %) и Fe# (до 0.5) (рис. 9, г). Среди аксессуарных минералов и агрегатов присутствуют циркон и лейкоксен, и иногда апатит. В восточной части разреза устанавливаются метадолериты (рис. 8, в), в которых присутствуют мелкие единичные зерна биотита.

Подушечные метабазалты – в краевых частях подушек имеют афировую и мелкопорфировую структуры (рис. 8, г). Тонкозернистая основная масса (размер зерен до 0.2 мм) состоит из актинолита, альбита, а также кальцита, кварца, эпидота, цоизита и хлорита. Редкие вкрапленники (размер до 1 мм) сложены плагиоклазом, замещенным андезином и олигоклазом, и амфиболом. Амфибол является вторичным минералом, имеет неравномерную зональность, с составами от чермакита и магнезиальной роговой обманки до актинолита (Mg# = 0.5–0.7) (рис. 9, в). Аксессуарные и рудные минералы представлены ильменитом с примесями MnO (до 1.4 мас. %) и MgO (до 0.5 мас. %), содержащего нередко включения титанита и рутила, а также пиритом, пирротинном и цирконом. Внутренние части подушек имеют неоднородную структуру, выраженную скоплениями зерен эпидота (размер до 1 мм).

Массивные метабазалты имеют порфировую структуру (рис. 8, д). Основная масса породы значительно изменена и сложена альбитизированным плагиоклазом и амфиболом. Реликтовые формы вкрапленников оливина (размером до 2 мм), полностью замещены хлоритом, карбонатом и эпидотом. В небольших количествах в породе устанавливается эпидот и кварц. В этих породах присутствуют мелкие единичные зерна биотита и единичные зерна монацита. Аксессуарные и рудные минералы представлены цирконом и ильменитом.

Гранатовые амфиболиты имеют гранонематобластовую структуру (рис. 8, е). Порода состоит из амфибола (железистой роговой обманки и ферроэднита) (рис. 9, в), альбитизированного плагиоклаза (рис. 9, а) и небольшого количества зерен граната. В породе находятся единичные реликтовые зерна авгита (рис. 9, б). В зернах железистой роговой обманки содержание Al₂O₃ повышается от центра к краю (от 10.7 до 13.1 мас. %). Железистая роговая обманка и ферроэднит замещаются актинолитом, хлоритом и менее биотитом. Идиоморфные зерна граната (размер до 0.7 мм) имеют гроссуляр-альмандин-спессартиновый состав и незначительное содержание пиропового компонента (MgO до 0.6 мас. %). В одном анализе обнаруживается примесь TiO₂ (0.5 мас. %). От центра к краю зерен наблюдается снижение концентрации MnO (от 17.4 мас. % до 14.8 мас. %) и рост содержания FeO (от 12.5 мас. % до 17.3 мас. %) и CaO (от 8.6 мас. % до 11.4 мас. %) (рис. 10). Состав и характер зональности зерен граната соответствует их росту при прогрессивном метаморфизме в условиях эпидот-амфиболитовой фации умеренных или повышенных давлений [Грасу, 1976; Лепезин, Королюк, 1985]. Оценка P-T условий метаморфизма по гранат-амфиболовым геотермометрам [Graham, Powell, 1984; Ravna, 2000] соответствует умеренным температурам (480–550 °C) и, согласно Al-роговообманковому геобарометру [Hammarstrom, Zen, 1986], повышенным давлениям (6–8 кбар). Отдельные участки зерен граната замещаются хлоритом рипидолит-диабантинового состава (рис. 9, г) и эпидотом. В небольших количествах присутствуют кварц и лейкоксен. Среди аксессуарных минералов в породе в единичных зернах находится циркон.

Оллоноконский участок

На участке Оллоноконский изучены метадолериты и подушечные metabазальты, степень метаморфизма которых не превышает зеленосланцевой фации. В этих породах сохраняются магматические структуры и редкие реликты зерен первичных минералов.

Метадолериты – мелкозернистые породы с офитовой структурой, сложенные плагиоклазом, замещенным альбитом (до 50 об. %), и вторичными минералами – хлоритом и актинолитом, развивающимися по темноцветным минералам (рис. 8, ж). В породе присутствуют в небольших количествах лейкоксен и халькопирит.

Подушечные metabазальты – в краевых частях подушек имеют афиртовую и, в меньшей степени, мелкопорфировую структуру (рис. 8, з). Основная масса (размер зерен до 0.2 мм) сложена альбитом, андезином с примесью K_2O (1 мас. %), анортоклазом с примесью CaO (до 0.5 мас. %) и Na_2O (до 6.8 мас. %) (рис. 9, а), авгитом (рис. 9, б), замещенным актинолитом (рис. 9, в) и хлоритом. Последние характеризуются близкими составами с таковыми из метадолеритов и гранатовых амфиболитов участка Рыбинский (рис. 9, г). В породе отмечается небольшое количество вторичного кварца. Редкие вкрапленники (размер зерен до 0.6 мм) сложены альбитизированным плагиоклазом с реликтовыми фрагментами лабрадора, а также авгитом, замещенным хлоритом. Акцессорные минералы и агрегаты – титанит, лейкоксен, в единичных случаях – ортит. Внутренние части подушек состоят из мелкозернистого агрегата кальцит-эпидотового состава.

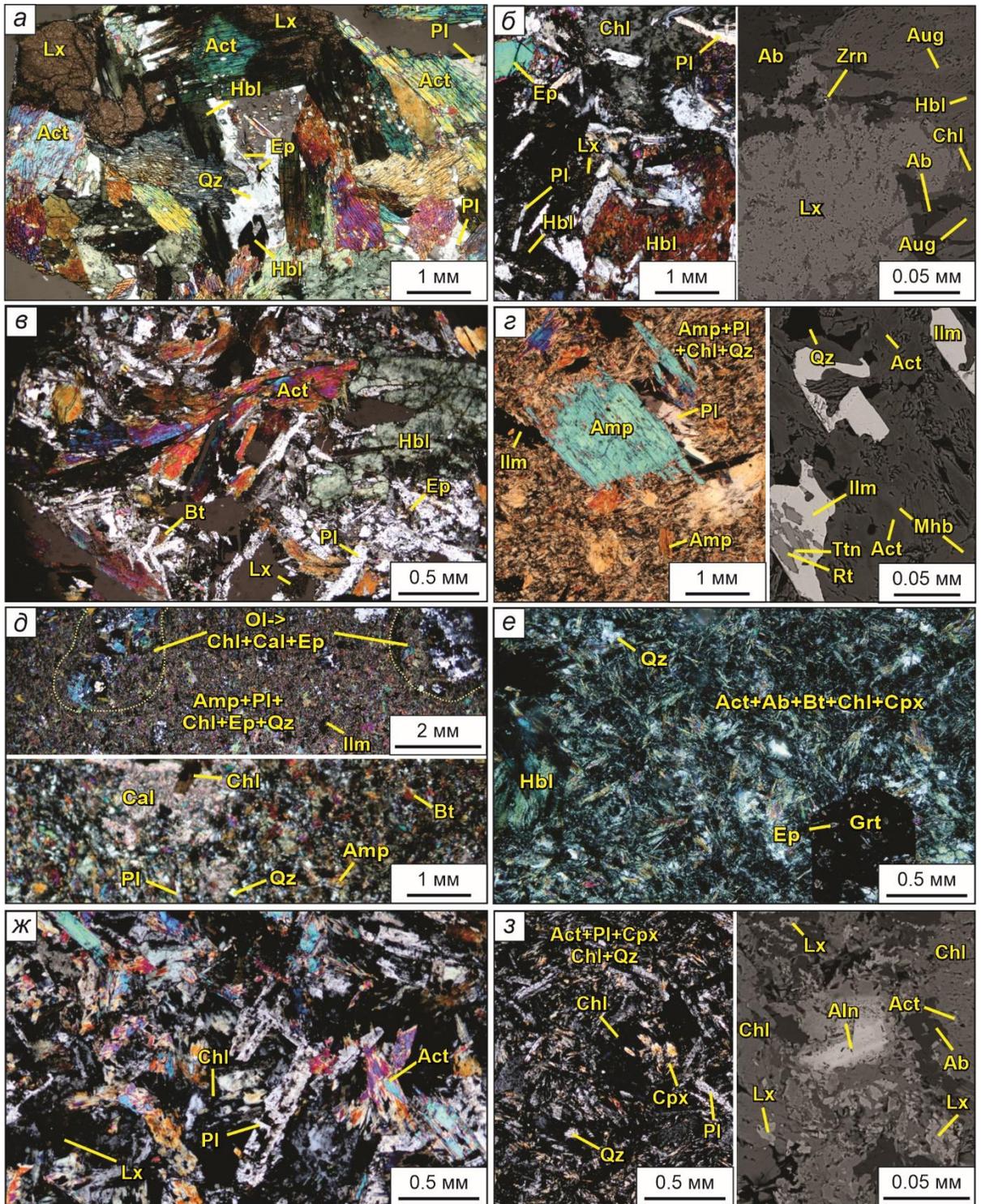


Рис. 8. Микрофотографии шлифов мафитовых пород участков Рыбинский (а-е) и Оллоноконский (ж, з) в скрещенных николях (слева) и обратно-рассеянных электронах (справа). Метагаббро, пр. E110-6 (а); метадолерит, пр. A13-5 (б); метадолерит, пр. E114 (в); подушечный метабаза́лт, пр. M15-1 (г); массивный метабаза́лт, пр. A09-23 (д); гранатовый амфиболит, пр. E115-5 (е), метадолерит, пр. CE19-5 (ж), подушечный метабаза́лт, пр. CE19-10 (з). Сокращения названий минералов по [Whitney, Evans, 2010]: Ol – оливин, Срх – клинопироксен, Aug – авгит, Amp – амфибол, Hbl – роговая обманка, Mhb – магнезиальная роговая обманка, Act – актинолит, Bt – биотит, Pl – плагиоклаз, Ab – альбит, Qz – кварц, Grt – гранат, Chl

– хлорит, Ep – эпидот, Cal – кальцит, Ttn – титанит, Ilm – ильменит, Rt – рутил, Lx – лейкоксен, Zrn – циркон, Ap – апатит, Aln – алланит (ортит).

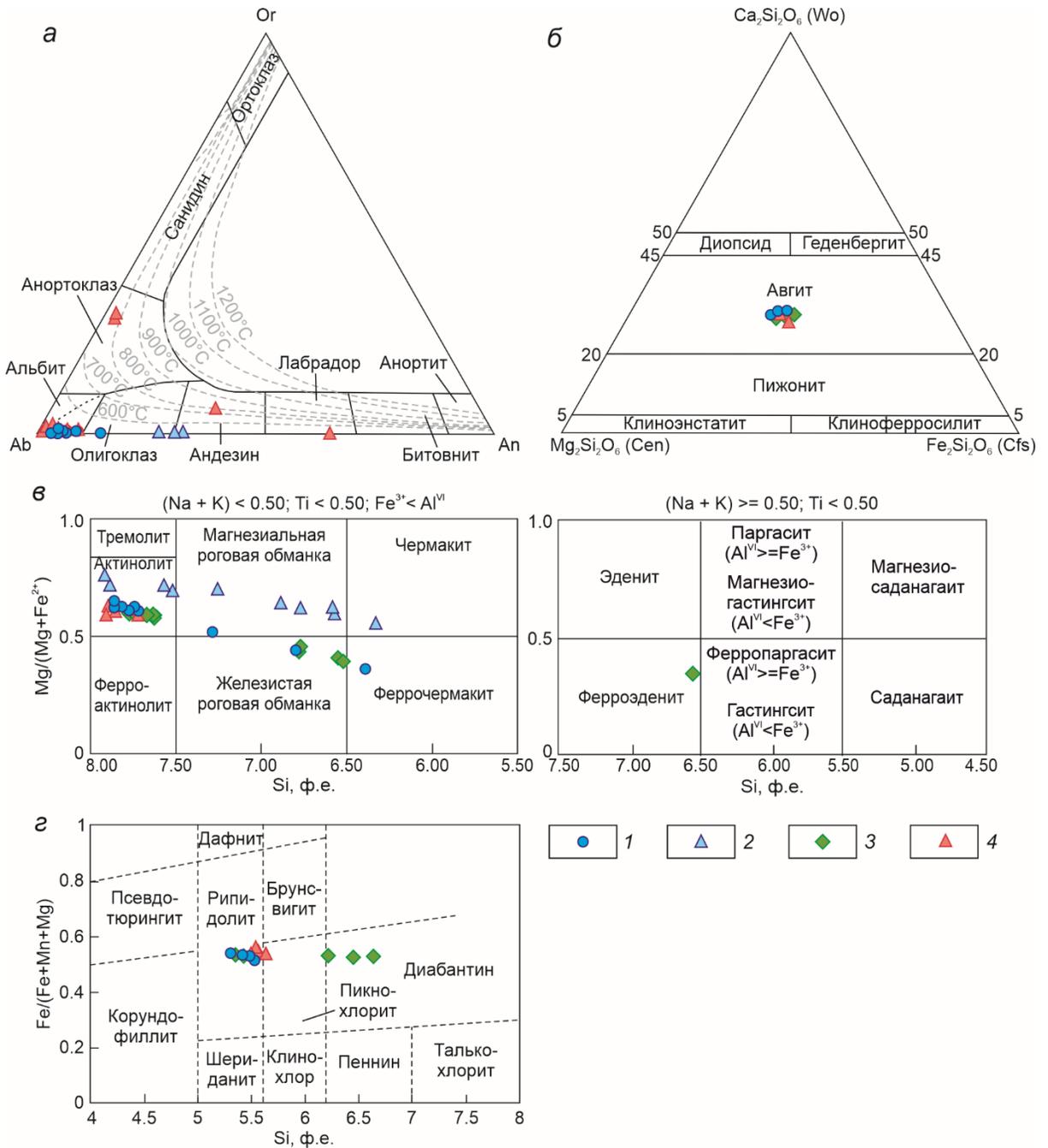


Рис. 9. Состав минералов мафитовых пород участков Рыбинский (усл. 1–3) и Оллоноконский (усл. 4) на классификационных диаграммах полевых шпатов (а) по [Deer et al., 1992], клинопироксенов (б) по [Morimoto, 1988], Са амфиболов (в) по [Leake et al., 1997; 2004], хлоритов (г) по [Hey, 1954; Denhavi et al., 2019]. 1 – метадолерит, пр. А13-5; 2 – подушечный метабазальт, пр. М15-1; 3 – гранатовый амфиболит, пр. Е115-5; 4 – подушечный метабазальт, пр. СЕ19-10. Cen – клиноэнстатит, Wo – волластонит, Cfs – клиноферросиллит.

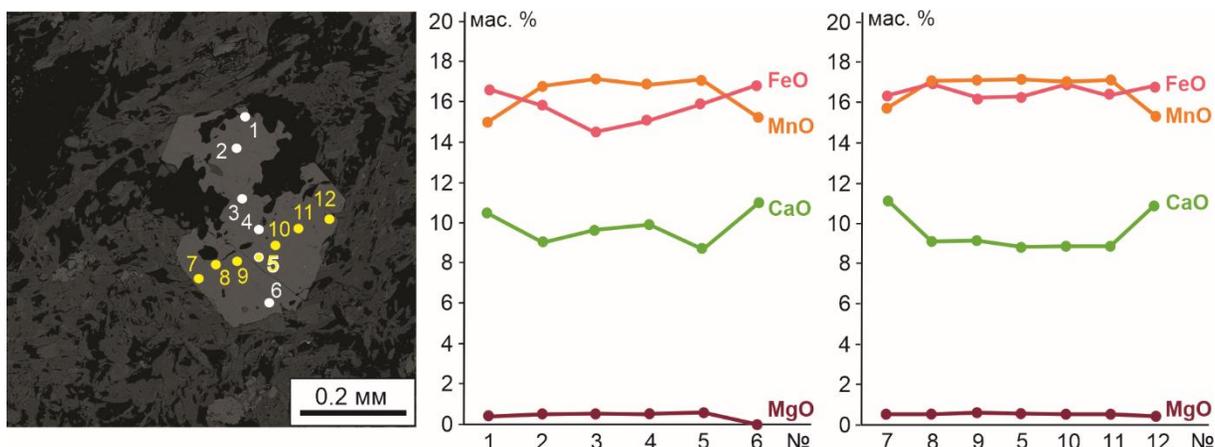


Рис. 10. Профиль состава граната в обратно-рассеянных электронах из гранатовых амфиболитов участка Рыбинский (пр. E115-5).

ГЕОХИМИЯ

Офиолиты участков Рыбинский и Оллоноконский представлены интрузивными и вулканическими породами основного состава, измененными в условиях зеленосланцевой и менее – эпидот-амфиболитовой фаций. Содержания главных и трэйс элементов в офиолитах даны в табл. 1.

Исследуемые мафитовые породы соответствуют двум геохимическим типам – N-MORB и E-MORB. Они имеют повышенные содержания FeO* относительно MgO, соответствуя породам толеитовой серии (рис. 11, а, б). На участке Рыбинский породы N-MORB типа имеют низкие значения ΣK_2O+Na_2O (2.2–3.9 мас. %), содержания K_2O (0.1–0.2, в единичных случаях, в метадолеритах составляет 0.3) и P_2O_5 (0.04–0.1 мас. %), а также высокие величины отношений Na_2O/K_2O (9–47). Тогда как в породах E-MORB типа, при близких с породами N-MORB типа содержаниями K_2O , слегка повышаются значения ΣK_2O+Na_2O (в метадолеритах до 4.5 мас. %) и содержания P_2O_5 (0.09–0.14 мас. %). Для пород N-MORB типа устанавливаются характерные низкие значения $\Sigma PЗЭ$ (25–42 г/т), отношений La_N/Sm_N (0.2–0.7) и плоские распределения тяжелых PЗЭ с отношением Gd_N/Yb_N (0.8–1.2), которые не имеют или имеют небольшие отрицательные аномалии Eu ($Eu/Eu^* = 0.8–1.0$) и, как отрицательные, так и положительные аномалии Sr (рис. 12, а). На мультиэлементной диаграмме (рис. 12, б) они показывают близкие с N-MORB типом, помимо низких концентраций PЗЭ, также Ta, Nb, Zr и Hf, и слегка повышенные содержания Th и U, Ba и часто Rb. Породы E-MORB типа отличаются более высокими концентрациями несовместимых элементов, значений $\Sigma PЗЭ$ (53–80 г/т), отношений La_N/Sm_N (до 1.2), и в них устанавливается присутствие или отсутствие отрицательных аномалий Eu и Sr (рис. 12, а, б).

На участке Оллоноконский породы E-MORB типа имеют однотипные с таковыми из участка Рыбинский характер распределений несовместимых элементов (рис. 12, а, б). У них устанавливаются близкие с последними значения ΣK_2O+Na_2O (до 4.5 мас. %), отношений Na_2O/K_2O (9–22, в единичном случае 57) и также наблюдается присутствие или отсутствие отрицательных аномалий Eu и Sr. Они слегка отличаются повышенными величинами $\Sigma PЗЭ$ (66–90 г/т), отношений La_N/Sm_N (1.3–1.9) и Gd_N/Yb_N (1.4–1.8).

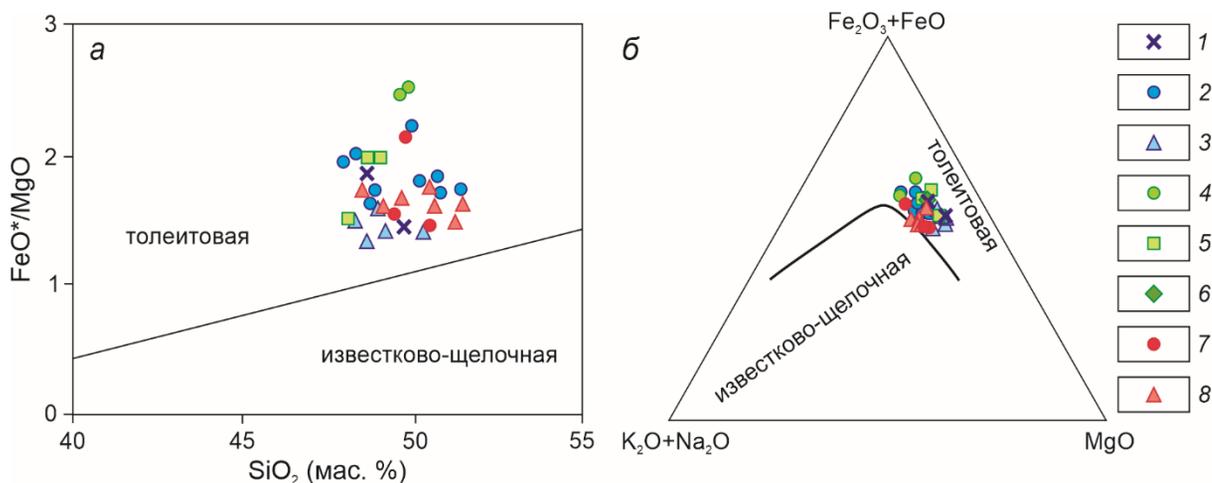


Рис. 11. Диаграммы $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$, по [Miyashiro, 1974] (а) и AFM, с границей между толеитовой и известково-щелочной серией по [Irvine, Baragar, 1971] (б) для мафитовых пород участков Рыбинский (усл. 1–6) и Оллоноконский (усл. 7–8). 1–3 – породы N-MORB типа, участок Рыбинский: 1 – метагаббро, 2 – метадолериты, 3 – подушечные метабазалты, 4–6 – породы E-MORB типа, участок Рыбинский: 4 – метадолериты; 5 – массивные метабазалты; 6 – гранатовые амфиболиты; 7–8 – породы E-MORB типа, участок Оллоноконский: 7 – метадолериты, 8 – подушечные метабазалты.

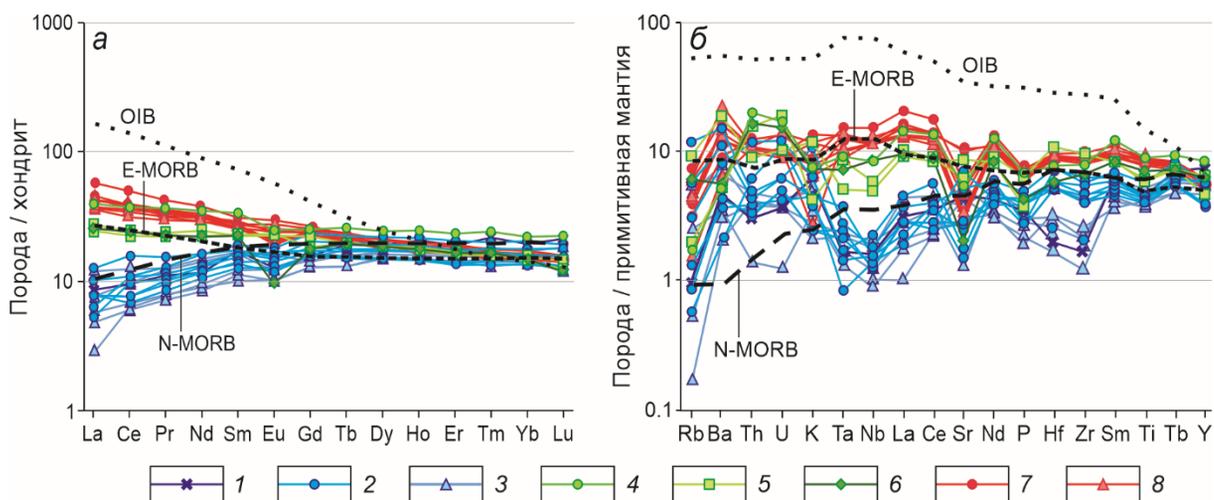


Рис. 12. Диаграммы распределений РЗЭ (а) и мультиэлементная (б) для мафитовых пород участков Рыбинский (усл. 1–6) и Оллоноконский (усл. 7–8). 1–3 – породы N-MORB типа, участок Рыбинский: 1 – метагаббро, 2 – метадолериты, 3 – подушечные базальты; 4–6 – породы E-MORB типа, участок Рыбинский: 4 – метадолериты; 5 – массивные метабазалты; 6 – гранатовый амфиболит; 7–8 – породы E-MORB типа, участок Оллоноконский: 7 – метадолериты, 8 – подушечные метабазалты. Содержания элементов нормированы к хондриту по [Evensen et al., 1978] и к примитивной мантии по [McDonough, Sun, 1995].

Таблица 1. Химический состав мафитовых пород участков Рыбинский и Оллоноконский

Компонент	E111-6	E110-6	A10-7-2	A09-22-2	A13-5-2	A13-5	A09-22-3	A09-22-4	A09-22-1	A13-5-1	A10-7	E111-5	E-109-1	E112-1	E109-6
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	Г	Г	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	Д	МБ	ПБ	ПБ	ПБ
SiO ₂ , мас. %	48.56	49.50	47.84	48.21	48.67	48.81	49.82	50.03	50.50	50.69	51.23	48.64	48.47	48.23	48.78
TiO ₂	0.97	0.91	1.01	0.96	0.90	0.90	1.31	0.93	0.95	0.91	0.87	1.15	0.75	0.95	0.83
Al ₂ O ₃	13.98	14.29	14.46	14.39	14.61	13.64	13.12	13.84	13.79	13.68	12.13	13.50	15.51	13.91	14.98
Fe ₂ O ₃ *	14.10	12.70	14.74	12.31	13.33	13.38	14.77	13.37	14.08	12.68	13.41	15.92	12.37	13.74	13.79
MnO	0.22	0.24	0.20	0.17	0.18	0.21	0.21	0.18	0.20	0.20	0.19	0.32	0.20	0.22	0.26
MgO	6.86	7.87	6.74	5.50	7.27	6.93	5.98	6.57	6.84	6.67	6.91	7.21	8.30	8.42	7.81
CaO	11.53	11.63	9.35	14.23	10.11	10.40	9.81	10.54	7.63	9.32	10.76	8.22	10.14	9.60	10.16
Na ₂ O	2.61	2.00	3.31	2.41	2.85	2.90	2.77	2.94	3.72	3.45	3.22	3.11	2.39	2.60	2.40
K ₂ O	0.15	0.18	0.13	0.07	0.13	0.11	0.31	0.07	0.13	0.18	0.19	0.14	0.10	0.06	0.16
P ₂ O ₅	0.06	0.07	0.08	0.09	0.06	0.08	0.10	0.08	0.09	0.06	0.07	0.08	0.05	0.06	0.04
п.п.п.	1.26	0.80	2.11	1.63	1.63	1.53	2.01	1.65	2.24	1.40	1.20	1.94	1.26	2.30	0.86
Сумма	100.3	100.2	99.97	99.99	99.73	98.88	100.2	100.2	100.2	99.22	100.2	100.2	99.53	100.1	100.1
V, г/т	–	272	–	366	406	421	403	308	327	361	–	–	275	316	341
Cr	–	54.7	–	31.0	66.0	82.0	52.0	41.0	43.0	86.0	–	–	105	113	126
Co	–	47.1	–	–	48.0	49.0	–	–	–	48.0	–	–	54.5	42.6	64.0
Ni	–	65.9	–	–	78.0	70.0	–	–	–	80.0	–	–	92.4	77.2	100
Cu	–	74.6	–	–	151	110	–	–	–	51.0	–	–	58.0	47.9	80.8
Zn	–	69.5	–	–	78.0	72.0	–	–	–	69.0	–	–	76.2	62.6	96.8
Ga	–	13.8	–	23.0	17.0	19.0	15.0	14.6	13.6	15.0	–	–	13.4	14.7	21.5
Rb	–	0.57	–	0.64	0.80	1.73	7.10	0.52	3.43	1.88	–	–	1.50	<0.10	2.83
Sr	–	89.7	–	140	50.0	0.60	103	55.0	57.0	35.0	–	–	85.8	74.0	58.9
Y	–	32.0	–	17.0	25.0	0.35	24.0	16.0	17.0	27.0	–	–	24.2	23.4	20.0
Zr	–	17.4	–	43.0	48.0	58.0	60.0	42.0	49.0	67.0	–	–	12.7	22.4	26.5
Nb	–	1.05	–	0.86	0.94	1.04	1.19	0.81	1.02	1.51	–	–	0.58	1.17	0.79
Ba	–	30.9	–	–	24.0	13.4	100	28.0	73.0	53.0	–	–	23.3	13.5	52.4
La	–	2.03	–	1.84	1.25	1.50	2.42	1.86	1.85	2.98	–	–	1.13	2.83	1.35
Ce	–	5.85	–	4.69	6.00	6.60	6.70	4.19	4.68	9.70	–	–	3.67	7.58	4.11
Pr	–	1.03	–	0.88	0.97	1.06	1.20	0.79	0.94	1.43	–	–	0.66	1.17	0.73
Nd	–	5.35	–	5.30	5.90	6.10	7.40	4.84	5.50	7.50	–	–	3.80	6.78	4.08
Sm	–	2.54	–	2.10	2.30	2.45	2.83	1.88	2.03	2.58	–	–	1.66	2.49	1.48
Eu	–	0.72	–	0.81	0.95	0.84	1.02	0.72	0.66	0.87	–	–	0.57	0.90	0.58
Gd	–	3.14	–	3.32	3.44	3.64	4.69	3.13	3.23	4.05	–	–	2.56	2.82	2.53
Tb	–	0.70	–	0.56	0.61	0.64	0.82	0.54	0.55	0.72	–	–	0.47	0.57	0.47
Dy	–	4.67	–	3.73	4.24	4.36	5.40	3.64	3.73	4.78	–	–	3.77	3.98	3.66
Ho	–	1.13	–	0.81	0.93	0.92	1.18	0.79	0.81	1.03	–	–	0.82	0.87	0.80
Er	–	3.05	–	2.15	2.67	2.78	3.31	2.15	2.23	2.79	–	–	2.27	2.47	2.27
Tm	–	0.54	–	0.33	0.39	0.41	0.50	0.33	0.35	0.44	–	–	0.36	0.38	0.32
Yb	–	3.14	–	2.17	2.54	2.60	3.30	2.19	2.29	2.87	–	–	2.50	2.50	2.21
Lu	–	0.53	–	0.31	0.39	0.38	0.47	0.32	0.32	0.44	–	–	0.35	0.29	0.32
Hf	–	0.57	–	1.49	1.49	1.66	2.12	1.47	1.65	2.09	–	–	0.47	0.88	0.80
Ta	–	0.06	–	0.08	0.03	0.05	0.10	0.09	0.14	0.06	–	–	0.05	0.08	0.06
Pb	–	2.21	–	–	3.45	3.07	–	–	–	1.93	–	–	1.04	0.95	1.37
Th	–	0.24	–	0.25	0.31	0.50	0.38	0.26	0.34	0.95	–	–	0.11	0.33	0.30
U	–	0.07	–	0.10	0.09	0.23	0.13	0.10	0.13	0.25	–	–	0.03	0.08	0.09
Na ₂ O+K ₂ O	2.76	2.18	3.43	2.48	2.98	3.01	3.08	3.01	3.85	3.64	3.41	3.25	2.49	2.66	2.56
Na ₂ O/K ₂ O	17.4	11.1	25.5	32.6	21.8	26.2	9.05	42.6	28.4	18.8	17.4	22.2	23.9	43.3	15.0
(La/Yb) _N	–	0.44	–	0.57	0.33	0.39	0.50	0.58	0.55	0.71	–	–	0.31	0.77	0.41
(La/Sm) _N	–	0.50	–	0.55	0.34	0.38	0.53	0.62	0.57	0.72	–	–	0.43	0.71	0.57
(Gd/Yb) _N	–	0.81	–	1.23	1.09	1.13	1.15	1.16	1.14	1.14	–	–	0.83	0.91	0.93
Eu/Eu*	–	0.77	–	0.93	1.03	0.86	0.85	0.90	0.79	0.82	–	–	0.84	1.03	0.90
Σ PЗЭ, г/т	–	34.4	–	29.1	32.6	34.3	41.3	27.4	29.2	42.1	–	–	24.6	35.6	24.9

Компонент	E112	M15-01	E111-4	E114	A09-23	E115-5	CE19-5	CE19-23	CE19-3	CE19-11	CE19-16	CE19-10	CE19-12	CE19-13	CE19-19
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
	ПБ	ПБ	Д	Д	МБ	ГА	Д	Д	Д	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ	ПБ
SiO ₂ , мас. %	49.14	50.06	49.40	49.62	48.79	49.92	49.36	49.69	50.40	48.45	48.98	49.59	50.45	50.56	51.37
TiO ₂	1.04	0.74	1.71	1.82	1.48	1.41	1.64	1.84	1.60	1.71	1.71	1.82	1.83	1.83	1.73
Al ₂ O ₃	13.27	14.73	12.70	12.78	13.88	12.75	13.92	13.34	13.37	13.54	14.04	13.39	13.25	12.99	12.48
Fe ₂ O ₃ *	14.15	12.52	16.53	16.80	14.43	15.84	13.35	15.54	12.98	15.98	14.13	14.76	14.28	14.24	13.51
MnO	0.24	0.20	0.28	0.25	0.43	0.59	0.16	0.20	0.16	0.24	0.18	0.20	0.18	0.20	0.20
MgO	9.15	8.05	5.99	5.98	6.52	7.49	7.71	6.45	7.96	8.24	7.87	7.94	7.29	7.89	7.46
CaO	6.28	10.34	7.66	8.37	10.70	6.37	7.17	6.55	7.60	6.18	5.89	6.12	5.94	6.42	7.42
Na ₂ O	3.76	2.11	4.17	2.64	2.02	2.68	3.66	4.11	3.36	3.40	4.34	3.91	4.34	3.95	3.98
K ₂ O	0.08	0.14	0.31	0.22	0.12	0.21	0.40	0.26	0.24	0.19	0.08	0.35	0.19	0.35	0.23
P ₂ O ₅	0.07	0.05	0.13	0.14	0.13	0.09	0.14	0.16	0.13	0.13	0.13	0.15	0.14	0.12	0.14
п.п.п.	2.70	0.61	1.24	1.46	1.67	2.72	3.15	2.96	3.30	3.25	3.73	2.90	2.53	2.45	2.23
Сумма	99.88	99.54	100.1	100.1	100.2	100.1	100.7	101.1	101.1	101.3	101.1	101.1	100.4	101.0	100.7
V, г/т	287	381	–	393	330	274	437	409	369	418	401	402	399	365	412
Cr	110	222	–	12.0	39.0	81.4	132	90.0	112	114	86.0	114	111	94.0	116
Co	50.8	69.0	–	46.6	–	45.8	49.0	55.0	46.0	58.0	53.0	51.0	50.0	51.0	54.0
Ni	80.3	118	–	38.8	–	106	94.0	63.0	73.0	72.0	70.0	75.0	65.0	60.0	72.0
Cu	29.4	71.0	–	132	–	5.81	160	122	144	178	175	155	137	180	198
Zn	80.4	96.0	–	100.4	–	103	103	112	100	128	108	90.0	115	119	132
Ga	11.2	16.0	–	19.1	17.0	12.6	19.0	20.0	17.0	23.0	20.0	19.0	19.0	17.0	17.0
Rb	0.31	3.27	–	1.04	1.19	3.62	4.41	1.96	2.62	2.26	0.93	3.79	2.33	3.70	2.68
Sr	24.9	110	–	107	123	40.4	205	119	213	90.0	105	68.0	59.0	64.0	103
Y	24.4	24.0	–	36.6	20.0	26.6	24.0	25.0	23.0	27.0	27.0	27.0	26.0	26.0	27.0
Zr	18.0	45.0	–	84.1	100	69.3	90.0	105	87.0	89.0	96.0	94.0	94.0	91.0	97.0
Nb	1.33	0.67	–	5.58	3.83	5.57	8.20	10.3	7.80	7.60	8.80	8.10	8.00	7.60	7.80
Ba	19.9	44.0	–	35.9	34.0	56.8	120	62.0	108	109	43.0	154	86.0	94.0	82.0
La	1.80	0.65	–	9.44	6.60	6.12	10.9	13.8	10.2	10.3	10.2	9.00	8.60	8.70	10.1
Ce	5.92	3.83	–	23.0	14.8	14.9	24.0	31.0	23.0	23.0	24.0	22.0	19.0	21.0	24.0
Pr	1.13	0.71	–	3.42	2.21	2.13	3.15	3.95	2.99	3.23	3.34	3.11	2.77	2.93	3.32
Nd	6.44	4.31	–	16.1	11.3	10.2	14.5	17.0	14.2	14.7	14.5	14.5	13.4	13.3	15.0
Sm	2.40	1.79	–	5.02	3.34	3.36	3.85	4.61	3.77	4.12	4.08	4.33	3.76	3.97	4.09
Eu	0.68	0.70	–	1.40	1.28	0.54	1.36	1.68	1.20	1.56	1.44	1.34	1.14	1.18	1.08
Gd	3.07	2.77	–	5.06	4.46	3.57	4.77	5.40	4.52	5.10	4.93	5.10	4.51	4.78	5.00
Tb	0.63	0.56	–	0.94	0.72	0.71	0.77	0.82	0.74	0.82	0.77	0.86	0.77	0.79	0.82
Dy	4.22	4.17	–	6.02	4.63	4.61	4.75	4.83	4.41	5.20	4.81	5.20	4.72	4.81	5.20
Ho	0.92	0.96	–	1.35	0.96	0.97	0.95	0.95	0.91	1.04	0.97	1.09	0.92	0.97	1.03
Er	2.56	2.86	–	3.75	2.59	2.67	2.72	2.72	2.70	2.98	2.85	3.07	2.88	2.86	3.01
Tm	0.40	0.45	–	0.60	0.39	0.41	0.38	0.36	0.36	0.42	0.40	0.44	0.38	0.40	0.41
Yb	2.25	2.76	–	3.57	2.49	2.40	2.37	2.37	2.48	2.60	2.43	2.79	2.55	2.53	2.68
Lu	0.30	0.45	–	0.56	0.36	0.29	0.35	0.36	0.34	0.38	0.36	0.39	0.36	0.39	0.38
Hf	0.60	1.45	–	2.23	3.05	1.63	2.59	2.79	2.51	2.71	2.72	2.70	2.53	2.58	2.64
Ta	0.09	–	–	0.34	0.32	0.26	0.50	0.58	0.50	0.47	0.46	0.52	0.34	0.38	0.39
Pb	0.55	1.65	–	2.05	–	2.19	1.50	1.17	1.48	1.94	0.92	1.38	2.21	1.57	2.05
Th	0.31	0.38	–	1.61	1.23	1.30	0.87	1.01	0.86	0.85	0.88	0.90	0.72	0.81	0.83
U	0.08	0.09	–	0.35	0.38	0.31	0.20	0.28	0.19	0.21	0.21	0.29	0.23	0.18	0.20
Na ₂ O+K ₂ O	3.84	2.25	4.48	2.86	2.14	2.89	4.06	4.37	3.60	3.59	4.41	4.26	4.53	4.30	4.21
Na ₂ O/K ₂ O	47.0	14.8	13.5	12.0	17.1	12.8	9.11	15.9	13.8	17.7	57.1	11.2	22.7	11.4	17.2
(La/Yb) _N	0.54	0.16	–	1.80	1.80	1.73	3.13	3.94	2.81	2.69	2.85	2.18	2.29	2.35	2.56
(La/Sm) _N	0.47	0.23	–	1.17	1.23	1.14	1.77	1.87	1.70	1.56	1.56	1.29	1.42	1.37	1.54
(Gd/Yb) _N	1.10	0.85	–	1.15	1.45	1.20	1.63	1.83	1.48	1.58	1.64	1.49	1.43	1.53	1.52
Eu/Eu*	0.76	0.93	–	0.84	1.01	0.47	0.97	1.03	0.89	1.04	0.98	0.87	0.85	0.82	0.73
Σ P3Э, г/т	32.7	27.1	–	80.2	56.2	52.9	74.7	89.8	72.1	75.5	75.4	73.3	66.0	68.8	76.2

Примечание. Г – метагаббро, Д – метадолерит, МБ – массивный метабазаальт, ПБ – подушечный метабазаальт, ГА – гранатовый амфиболит. 1–17 – участок Рыбинский, породы N-MORB типа, 18–21 – участок Рыбинский, породы E-MORB типа, 22–30 – участок Оллоноконский, породы E-MORB типа. Fe₂O₃* – общее содержание железа. Содержания элементов в отношениях нормированы на хондрит, согласно [Evensen et al., 1978]; Eu/Eu* = (Eu_N) / (Gd_N × Sm_N)^{0.5}; прочерк – нет анализа.

⁴⁰AR/³⁹AR ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полученные ранее спектры [Vernikovskiy et al., 2000] для амфибола и плагиоклаза из гранатовых амфиболитов (пр. E115-5) участка Рыбинский соответствуют промежуточным плато из 2 ступеней с долей выделенного ³⁹Ar 41 %, 57 % и значением возраста 1051 ± 22 (рис. 13, а), 916 ± 5 (рис. 13, б) млн лет соответственно.

Новые исследования были проведены для пород участка Рыбинский и Ангаро-Канского террейна (р-н м. Скородумский). Аналитические ⁴⁰Ar/³⁹Ar данные для изученных минералов (амфибола и мусковита) приведены в табл. 2.

Для амфибола из катаклазированного метадолерита восточной части разреза участка Рыбинский (пр. А6-17-1) получен дискордантный спектр, в котором выделяется промежуточное плато из 3 ступеней, характеризующееся долей выделенного ³⁹Ar 43 % и значением возраста 786 ± 16 млн лет (рис. 13, в). Следует заметить, что для 4 низкотемпературных ступеней в спектре амфибола рассчитана изохронная регрессия, характеризующаяся СКВО = 1.2, значением возраста 760 ± 85 млн лет. Таким образом, полученная методом плато датировка согласуется с изохронной, что повышает степень их достоверности.

Для мусковита из милонита по мигматитам (пр. ЕА-ЕК-1) р-на м. Скородумский выделяется промежуточное плато из 5 ступеней, характеризующееся долей выделенного ³⁹Ar 47 % и значением возраста 708 ± 8 млн лет (рис. 14, а). Для 4 высокотемпературных ступеней в спектре мусковита рассчитана изохронная регрессия, характеризующаяся СКВО = 1, значением возраста 680 ± 20 млн лет. Рассчитанные двумя способами оценки возраста также согласуются между собой, что является подтверждением их достоверности.

В спектре мусковита из пегматоида (пр. М-13-01) р-на м. Скородумский после низкотемпературной лестницы вверх выделяется кондиционное плато из 5 ступеней, характеризующееся значением возраста 1483 ± 14 млн лет и 67 % выделенного ³⁹Ar (рис. 14, б). Для точек, соответствующих ступеням возрастного плато, на изохронной диаграмме наблюдается линейная регрессия, характеризующаяся значением возраста 1480 ± 16 млн лет, СКВО = 28, что также является подтверждением достоверности рассчитанной методом плато датировки.

Таблица 2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ аналитические данные для пород участка Рыбинский и р-на м. Скородумский

Темпе- ратура прогрева, °С	Продолжи- тельность прогрева, мин	^{40}Ar , нсм ³	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}$, %	Возраст, млн лет	$\pm 1\sigma$
Амфибол А6-17-1, $J^* = 0.003655 \pm 0.000044$,														
возраст промежуточного плато 786 ± 17 млн лет (43% выделенного ^{39}Ar), GPS: 58°07'50.3" с.ш., 94°31'08.8" в.д.														
500	10	9.0* e^{-9}	201.1	9.2	0.024	0.024	495.5	37.5	0.0236	0.034	1784	5.1	1122.0	53.0
600	10	21.7* e^{-9}	132.2	1.3	0.017	0.010	134.7	7.1	0.0065	0.011	485	23.5	751.2	16.7
700	10	16.9* e^{-9}	167.6	3.4	0.084	0.015	43.8	8.3	0.0408	0.016	158	34.9	812.0	24.5
800	10	19.3* e^{-9}	162.3	2.0	0.122	0.007	53.9	12.0	0.0195	0.013	194	48.3	816.4	19.2
900	10	92.7* e^{-9}	356.8	1.9	0.023	0.004	30.4	2.5	0.0268	0.004	110	77.5	1483.2	11.7
950	10	32.8* e^{-9}	290.1	4.7	0.055	0.011	44.0	9.6	0.0474	0.014	159	90.3	1258.9	21.6
1030	10	11.9* e^{-9}	251.0	11.2	0.146	0.039	44.2	30.8	0.1384	0.027	159	95.6	1027.8	45.8
1130	10	17.7* e^{-9}	453.8	21.3	0.027	0.027	8.3	18.4	0.3013	0.025	66	100.0	1528.5	52.4
Мусковит ЕА-ЕК-1, навеска 38.39 мг, $J = 0.005449 \pm 0.000065$,														
возраст промежуточного плато 708 ± 8 млн лет (47% выделенного ^{39}Ar), GPS: 58°06'48.9" с.ш., 94°28'27.9" в.д.														
500	10	7.3* e^{-9}	106.36	5.15	0.0797	0.040	74.7	47.0	0.34794	0.031	268.8	0.2	34.5	73.0
650	10	35.2* e^{-9}	80.63	0.52	0.0241	0.005	7.3	3.9	0.05428	0.005	26.4	1.2	544.1	12.9
750	10	121.5* e^{-9}	80.76	0.36	0.0190	0.002	16.4	1.1	0.03122	0.004	58.9	5.0	593.8	10.7
850	10	251.5* e^{-9}	77.81	0.09	0.0152	0.002	0.4	1.1	0.00969	0.002	1.3	13.0	617.8	8.4
920	10	231.7* e^{-9}	79.46	0.27	0.0168	0.002	1.3	1.0	0.01378	0.002	4.6	20.2	620.9	8.9
1000	10	774.0* e^{-9}	90.65	0.06	0.0126	0.001	1.6	1.0	0.00721	0.001	5.7	41.3	710.1	8.6
1040	10	384.7* e^{-9}	85.93	0.15	0.0120	0.002	1.9	1.4	0.01189	0.001	6.8	52.3	669.2	8.3
1100	10	474.1* e^{-9}	87.17	0.13	0.0116	0.001	1.4	1.3	0.00396	0.001	5.0	65.8	693.3	8.6
1150	10	295.9* e^{-9}	92.05	0.08	0.0128	0.001	2.0	1.1	0.00526	0.001	7.3	73.7	723.2	8.6
1175	10	310.7* e^{-9}	92.15	0.14	0.0127	0.001	0.7	0.4	0.00809	0.001	2.5	82.0	718.3	8.6
1200	10	288.4* e^{-9}	92.14	0.06	0.0167	0.001	0.0	1.0	0.01202	0.001	0.1	89.8	710.6	8.5
1250	10	366.0* e^{-9}	88.55	0.09	0.0141	0.001	0.1	1.0	0.00731	0.001	0.3	100.0	696.0	8.5
Мусковит М-13-01, навеска 39.3 мг, $J = 0.005393 \pm 0.000076$,														
возраст плато 1483 ± 14 млн лет (67% выделенного ^{39}Ar), GPS: 58°06'58.4" с.ш., 94°28'01.0" в.д.														
500	10	6.2* e^{-9}	233.94	25.87	0.2410	0.124	9.5	140.7	0.7697	0.092	34.3	0.0	62.2	5.1
675	10	18.9* e^{-9}	137.82	1.85	0.0265	0.014	1.3	8.7	0.1900	0.021	4.7	0.2	658.5	8.2
775	10	79.3* e^{-9}	112.59	0.56	0.0099	0.01	6.8	6.0	0.0597	0.004	24.6	1.3	745.9	5.1
865	10	171.3* e^{-9}	101.25	0.28	0.0162	0.005	9.6	3.0	0.0340	0.002	34.6	3.8	721.6	8.2
950	10	565.4* e^{-9}	122.58	0.21	0.0122	0.001	3.9	1.6	0.0148	0.001	14.1	10.7	889.7	43.9
1000	10	829.3* e^{-9}	190.13	0.47	0.0135	0.001	1.4	1.1	0.0111	0.001	5.1	17.3	1257.4	96.6
1030	10	709.2* e^{-9}	181.30	0.55	0.0151	0.001	0.0	2.2	0.0092	0.002	0.1	23.1	1216.9	99.2
1060	10	623.9* e^{-9}	190.95	0.54	0.0179	0.001	0.2	0.8	0.0137	0.001	0.7	28.0	1257.6	99.4
1090	10	718.4* e^{-9}	222.13	0.51	0.0153	0.001	0.2	1.3	0.0122	0.002	0.7	32.9	1404.8	99.2
1130	10	1283* e^{-9}	241.99	0.23	0.0190	0.002	0.2	1.5	0.0283	0.001	0.8	40.8	1470.9	97.6
1160	10	478.2* e^{-9}	246.45	0.49	0.0137	0.001	3.4	2.1	0.0254	0.001	12.3	43.7	1493.7	43.9
1190	10	672.1* e^{-9}	243.61	0.28	0.0163	0.001	3.0	0.7	0.0185	0.002	10.9	47.9	1490.3	96.6
1200	10	7448* e^{-9}	239.00	0.47	0.0175	0.001	3.8	0.6	0.0166	0.001	13.6	94.6	1473.0	99.2
1220	10	876.6* e^{-9}	241.62	0.25	0.0172	0.001	0.2	0.6	0.0154	0.001	0.5	100.0	1485.7	99.4

Примечание. * Параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

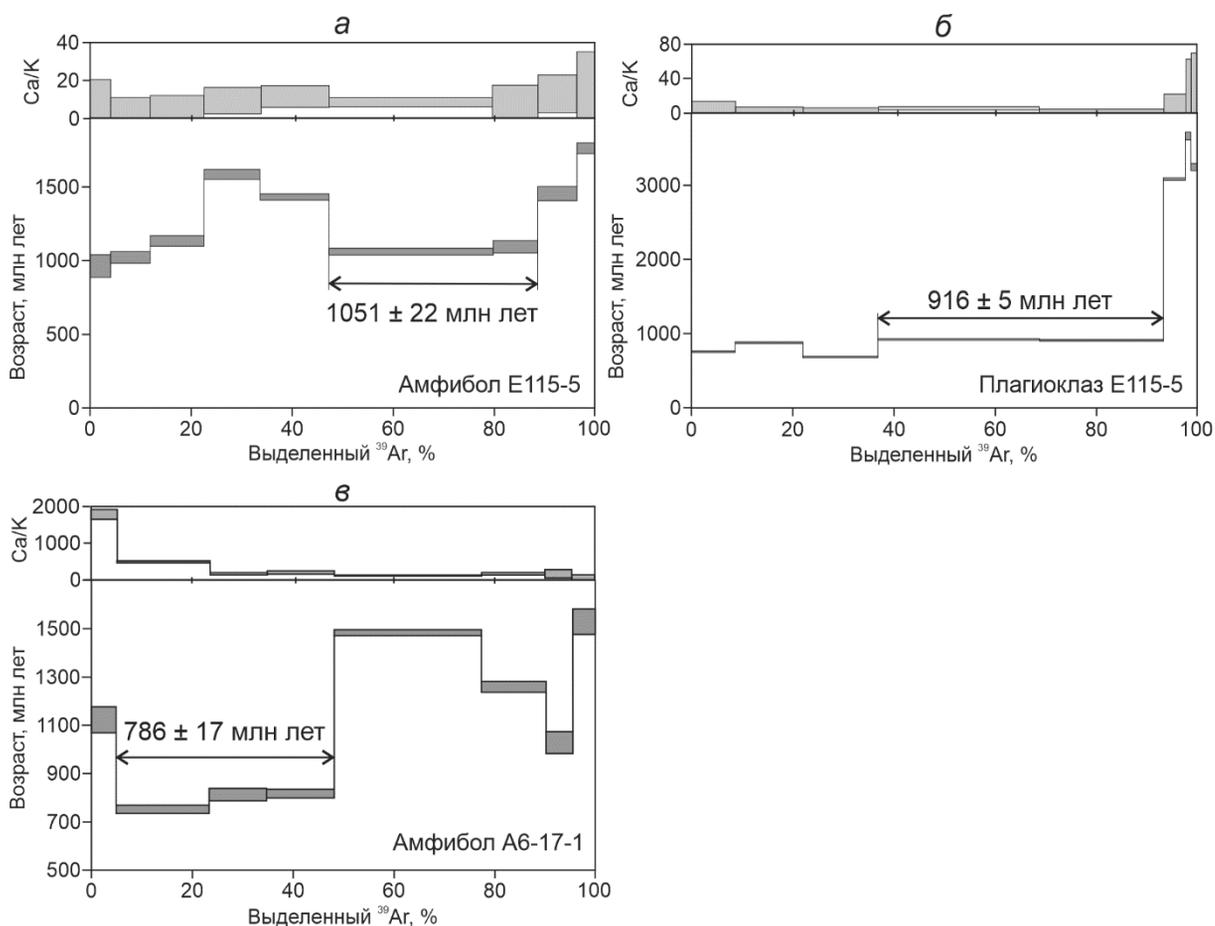


Рис. 13. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования (возрастные и Ca/K спектры) методом ступенчатого прогрева мафитовых пород участка Рыбинский: амфибола (а) и плагиоклаза (б) из гранатового амфиболита (пр. E115-5) [Vernikovsky et al., 2000]; амфибола (в) из катаклазированного метадолерита (пр. A6-17-1) (эта работа).

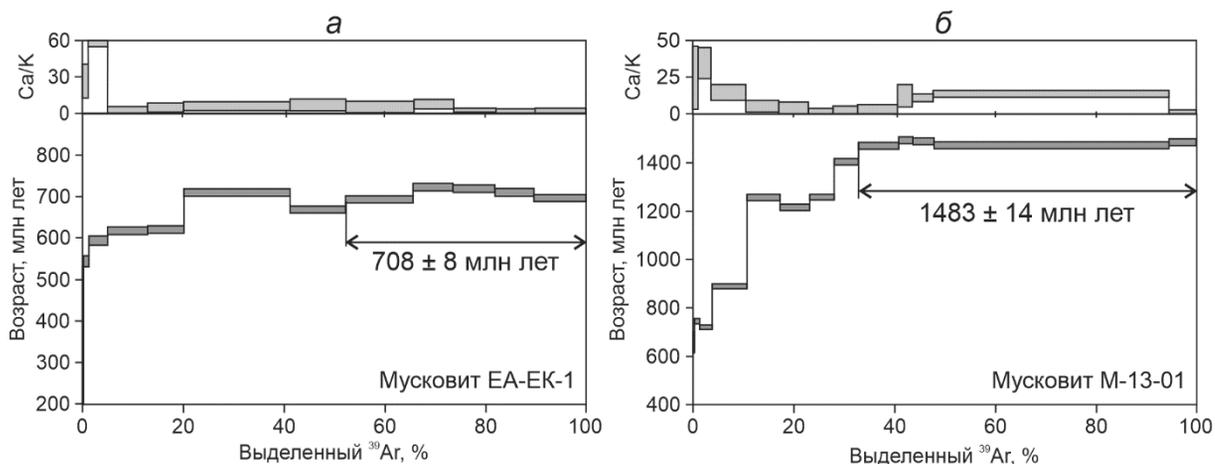


Рис. 14. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования (возрастные и Ca/K спектры) методом ступенчатого прогрева мусковита из пород р-на м. Скородумский: милонита по мигматитам (пр. EA-EK-1) (а); мусковитового пегматоида (пр. M-13-01) (б).

ДИСКУССИЯ И ВЫВОДЫ

Изучение офиолитов ТИСЗ позволяет включить в состав Рыбинско-Панимбинского пояса, помимо участка Рыбинский (юго-восточный фрагмент ТИСЗ), также участок Оллоноконский (северный фрагмент ТИСЗ). Офиолиты исследуемых участков состоят из массивных и подушечных metabasalts, массивных и расслоенных метагаббро и метадолеритов, представляя верхние фрагменты океанской коры. Они изменены в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации, сохраняя реликтовые структуры и фрагменты основных минералов (авгита и лабрадора). Устанавливаются небольшие вариации содержания наиболее мобильных несовместимых элементов, включая K, Th, U, Ba и Rb, отражающих слабые изменения этих пород. Эти мафитовые породы относятся к толеитовой серии, содержания редкоземельных элементов в которых соответствуют деплетированному мантийному источнику, отвечая компонентам N-MORB и E-MORB. В породах E-MORB геохимического типа в акцессорных количествах присутствуют биотит и ортит, а в N-MORB типе – ильменит. Образование офиолитов происходило в обстановке срединно-океанского хребта или окраинного моря.

Основываясь на результатах проведенных геолого-структурных, минералого-петрографических и геохимических исследований, а также на новых и ранее опубликованных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологических данных, показана тектоническая история формирования офиолитов, начиная с рубежа мезо- и неопротерозоя, и создана модель их размещения на окраине Сибирского кратона в неопротерозойское время. (1) 1051–916 млн – проявления надвиговых структур в офиолитах с гранатовыми амфиболитами в ее подошве. Образование гранатовых амфиболитов происходило в условиях эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений на прогрессивной стадии регионального метаморфизма. Древние оценки $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценки возраста амфибола и плагиоклаза из гранатовых амфиболитов, соответственно 1051 ± 22 и 916 ± 5 млн лет [Vernikovsky et al., 2000], отвечают верхней границе времени формирования этих метаморфических пород, в связи с аккрецией коры океанского типа к пассивной окраине Центрально-Ангарского микроконтинента. (2) 786–749 млн лет назад в офиолитах, как и в метатерригенных породах и кристаллических сланцах Центрально-Ангарского террейна (микроконтинента) проявились сдвиго-надвиговые и сдвиго-взбросовые деформации, приведшие к субвертикальному расщеплению пород ТИСЗ (рис. 15). Эти процессы происходили с началом косой коллизии Центрально-Ангарского микроконтинента с Сибирским кратоном – от начала утолщения коры (за ~25 млн лет) до образования гранитоидов синколлизийного аяхтинского комплекса. Последнее хорошо согласуется с результатами численного моделирования позднепалеозойского этапа развития Карского коллизийного орогена [Верниковский и др., 2022]. (3) Наиболее молодая $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценка возраста мусковита из зоны милонитов по мигматитам Ангаро-Канского кратонного террейна, находящихся на ЮВ границе ТИСЗ, и, нарушающих также офиолиты, составляет 708 ± 8 млн лет. Тогда как полученная $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценка возраста мусковита из пегматоидов, ассоциирующих с этими мигматитами, составляющая 1483 ± 14 млн лет, указывает на раннемезопротерозойское время метаморфических преобразований пород фундамента Сибирского кратона, не затронутых неопротерозойскими деформациями. Криогенийское событие, 708–700 млн лет назад, отражено левосторонними взбросо-сдвиговыми нарушениями в офиолитах, в связи с новым этапом тектонической активности в период трансформации конвергентных обстановок [Верниковская и др., 2023] – завершения косой коллизии и начала активной континентальной окраины с проявлением магматизма глушихинского и татарского комплексов.

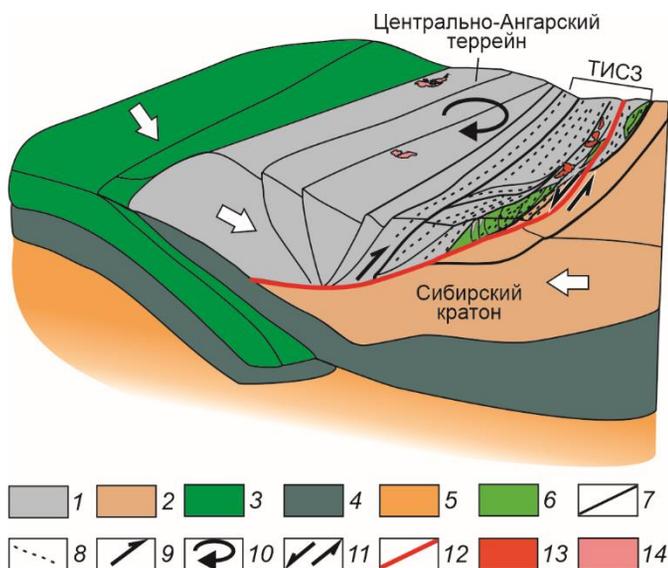


Рис. 15. Тектоническая модель размещения офиолитов Рыбинско-Панимбинского пояса на неопротерозойском (786–749 млн лет) этапе развития окраины Сибирского кратона. 1 – континентальная кора Центрально-Ангарского террейна, 2 – континентальная кора Сибирского кратона, 3 – океанская кора, 4 – литосферная мантия, 5 – астеносфера, 6 – офиолиты Рыбинско-Панимбинского пояса, 7 – разломы, 8 – сланцеватость, 9 – надвиги, 10 – направление вращения Центрально-Ангарского террейна, 11 – сдвиги, 12 – Ишимбинский разлом (шов), 13 – гранитоиды аяхтинского синколлизионного комплекса (761–749 млн лет), 14 – граниты глушихинского постколлизионного комплекса (752–749 млн лет).

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 24-17-00057).

ЛИТЕРАТУРА

- Амосова А.А., Пантеева С.В., Татаринов В.В., Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л. (2015). Рентгенофлуоресцентное определение основных породообразующих элементов из образцов массой 50 и 100 мг // Аналитика и контроль, т. 19, № 2, с. 130–138, DOI: 10.15826/analitika.2015.19.2.009.
- Богачица В.П., Безруков О.А., Денисова М.В. (1990). Геологическая карта масштаба 1:200 000 Енисейского рудного района. Подготовка к изданию геологической карты масштаба 1:200 000 Енисейского рудного района, 1987–1990 гг. Красноярск, ПГО «Красноярскгеология».
- Богданов Н.А. (1986). Тектоническое перемещение офиолитов и аккреционные призмы // Закономерности формирования структуры континентов в неогее / Ред. Ю.М. Пушаровский. М., Наука, с. 166–171.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Кадыльников П.И., Вингейт М.Т.Д., Богданов Е.А., Травин А.В. (2023). А-граниты криогения Енисейского края – индикаторы тектонической перестройки в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Геология и геофизика, т. 64, № 6, с. 783–807, DOI: 10.15372/GiG2022142.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Романова И.В., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Травин А.В. (2010). Среднепалеозойский и раннемезозойский анорогенный магматизм Южно-Енисейского края: первые геохимические и геохронологические данные // Геология и геофизика, т. 51, № 5, с. 701–716, DOI: 10.1016/j.rgg.2010.04.010.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Яснев А.М. (2008). Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // ДАН, т. 419, № 1, с. 90–94, DOI: 10.1134/S1028334X08020086.

- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. (2002).** Постколлизийный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа: событие в интервале 750–720 млн. лет // ДАН, т. 384, № 2, с. 221–226.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. (2001).** Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса — индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // ДАН, т. 381, № 6, с. 806–810.
- Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К. (2009).** Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика, т. 50, № 4, с. 502–519, DOI: 10.1016/j.rgg.2009.03.014.
- Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В. (2016).** Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского кряжа и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика, т. 57, № 1, с. 63–90, DOI: 10.15372/GiG20160104.
- Верниковский В.А., Полянский О.П., Бабичев А.В., Верниковская А.Е., Проскурнин В.Ф., Матушкин Н.Ю. (2022).** Тектонотермальная модель для позднепалеозойского синколлизийного этапа формирования Карского орогена (Северный Таймыр, центральная Арктика) // Геология и геофизика, т. 63, № 4, с. 440–457, DOI: 10.15372/GiG2021178.
- Вызу М.Н., Яркаев К.Ш. (1964).** Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Енисейская. Лист О-46-ХVII. Москва, ГУ Геодезии и картографии Государственного геологического комитета СССР.
- Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С. (2009).** Состав, U-Pb изотопный возраст (SHRIMP-II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспредиговой зоны и условия ее формирования (Северное Забайкалье) // ДАН, т. 429, № 3, с. 359–364, DOI: 10.1134/S1028334X09090025.
- Забродин В.Ю. (1974).** Татарский глубинный разлом и Татарская зона смятия в Енисейском кряже // Геология и геофизика, № 8, с. 160–164.
- Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. (1998).** Геологическая карта Енисейского кряжа, м-б 1:500000 / Ред. А.К. Мкртычян, М.Л. Шерман. Красноярск, Красноярскгеолсъемка.
- Колман Р.Г. (1996).** Амфиболиты Бриггс Крик, Кламатские горы, Орегон: Метаморфизм и аккреция к континентальной окраине запада Северной Америки // Геология и геофизика, т. 37, № 1, с. 17–32.
- Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Романов А.П. (1998).** Рыбинский эталон попутинского коматиит-базальтового комплекса (Енисейский кряж). Новосибирск, СНИИГГиМС, 133 с.
- Кориневский Е.В. (2015).** Retroexplorer – система для создания геохимических информационно-аналитических массивов в процессе тематических исследований // Геоинформатика, № 4, с. 48–53.
- Кузьмичев А.Б., Падерин И.П., Антонов А.В. (2008).** Позднерифейский Борисихинский офиолитовый массив (Енисейский кряж): U-Pb возраст и обстановка формирования // Геология и геофизика, т. 49, № 12, с. 1175–1188, DOI: 10.1016/j.rgg.2008.03.005.
- Лепезин Г.Г., Королюк В.Н. (1985).** Типы зональности в гранатах // Геология и геофизика, т. 26, № 6, с. 71–79.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2015).** Древнейшие метабазиты Северо-Енисейского кряжа // ДАН, т. 460, № 4, с. 436–440, DOI: 10.7868/S0869565215040167.
- Матушкин Н.Ю. (2010).** Геология и кинематика Ишимбинской и Приенисейской зон разломов Енисейского кряжа: Дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 207 с.
- Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Сергеев С.А., Руженцев С.В., Минина О.Р., Голионко Б.Г. (2007).** U-Pb возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // ДАН, т. 412, № 5, с. 661–664, DOI: 10.1134/S1028334X0702002X.
- Ножкин А.Д. (1980).** Высокомагнезиальные базиты и пикритониды докембрия Енисейского кряжа – аналоги мафитовых и ультрамафитовых коматиитов // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Тезисы докладов Всесоюзного симпозиума 27–29 октября 1980 г. Новосибирск, изд. ИГиГ СО АН СССР, с. 26–28.
- Постельников Е.С., Хераскова Т.Н. (1997).** Офиолиты на восточном склоне Енисейского кряжа // Докембрий Северной Евразии. СПб., ИГГД РАН, 87 с.
- Родыгин А.И. (2001).** Динамометаморфические породы. Томск, Томский университет, 356 с.

- Стороженко А.А., Васильев Н.Ф. (2018).** Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Енисейская серия. Лист Р-46-XXXIII (Тя). М, Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ».
- Хераскова Т.Н. (1999).** Новые данные о строении Енисейского кряжа // Геотектоника, № 1, с. 15–27.
- Черных А.И. (2000).** Геологическое строение и петролого-геохимические особенности докембрийских офиолитовых и палеоостроводужных комплексов Енисейского кряжа: Дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 214 с.
- Шевченко Д.О., Пономарчук В.А., Манойлов В.В. (2000).** Пакет макросов Excel для обработки аргон-аргоновых данных // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты (Матер. науч. конф., Москва, 15–17 ноября 2000 г.). М., ГЕОС, с. 408–411.
- Якжин А.А. (1937).** Кондаковское месторождение мусковита в Восточной Сибири. Свердловск, Москва, ГОНТИ, 148 с.
- Яркаев К.Ш., Вызу А.И. (1964).** Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Енисейская. Лист: О-46-ХVII. Москва. ГУ Геодезии и картографии Государственного геологического комитета СССР.
- Coleman R.G. (1971).** Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges // J. Geophys. Res., v. 76 (5), p. 1212–1222, DOI: 10.1029/JB076i005p01212.
- Coleman R.G. (1977).** Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere? Springer, Berlin, 229 p, DOI: 10.1007/978-3-642-66673-5.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. (1992).** An Introduction to the Rock-Forming Minerals, 2nd edition. Longman Scientific & Technical: London, UK.
- Denhavi A.S., McFarlane C.R.M., Lentz D.R., McClenaghan S.H., Walker J.A. (2019).** Chlorite-white Mica Pairs' composition as a micro-chemical guide to fingerprint massive sulfide deposits of the Bathurst Mining Camp, Canada // Minerals, v. 9 (2), 125, DOI: 10.3390/min9020125.
- Dewey J.F. (1976).** Ophiolite obduction // Tectonophysics, v. 31, p. 93–120, DOI: 10.1016/0040-1951(76)90169-4.
- Evensen N.M., Hamilton P.S., O'Nions R.K. (1978).** Rare-earth abundances in chondritic meteorites // Geoch. Cosm. Acta, v. 42 (8), p. 1199–1212, DOI: 10.1016/0016-7037(78)90114-X.
- Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. (1977).** Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geoch. Cosm. Acta, v. 41, p. 15–32, DOI: 10.1016/0016-7037(77)90184-3.
- Gay N.C., Weiss L.E. (1974).** The relationship between principal stress directions and the geometry of kinks in foliated rocks // Tectonophysics, v. 21, p. 287–300, DOI: 10.1016/0040-1951(74)90056-0.
- Graham C.M., Powell R. (1984).** A garnet–hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California // J. Metamorph. Geol., v. 3, p. 13–21, DOI: 10.1111/j.1525-1314.1984.tb00282.x.
- Hammarstrom J.M., Zen E.A. (1986).** Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer // Amer. Mineral., v. 71, p. 1297–1313.
- Hey M.H. (1954).** A new review of the chlorites // Mineral. Mag., v. 224, p. 277–292, DOI: 10.1180/minmag.1954.030.224.01.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. (1971).** A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks // Canad. J. Earth Sci., v. 8, p. 523–548, DOI: 10.1139/e71-055.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. (2002).** The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet. Sci. Lett., v. 199, p. 311–325, DOI: 10.1016/S0012-821X(02)00587-3.
- Le Maitre R.W. (1989).** A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell Scientific Publications: Oxford, UK.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. (1997).** Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names // Canad. Mineral., v. 35, p. 219–246, DOI: 10.1180/minmag.1997.061.405.13.
- Leake B.E., Woolley A.R., Birch W.D., Burke E.A.J., Ferraris G., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Whittaker E.J.W. (2004).** Nomenclature of

- amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature // Amer. Mineral., v. 89, p. 883–887, DOI: 10.1180/0026461046810182.
- McDonough W.F., Sun S.-S. (1995).** The composition of the Earth // Chem. Geol., v. 120, p. 223–254, DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.
- Miyashiro A. (1974).** Volcanic Rock Series in Island Arcs and Active Continental Margins // Amer. J. Sci., v. 274, p. 321–355, DOI: 10.2475/ajs.274.4.321.
- Moore E. M. (1982).** Origin and emplacement of ophiolites // Rev. Geoph. Space Phys., v. 20, p. 735–760, DOI: 10.1029/RG020i004p00735.
- Morimoto N. (1988).** Nomenclature of Pyroxenes // Mineralogy and Petrology, v. 39, p. 55–76, DOI: 10.1180/minmag.1988.052.367.15.
- Ravna E.K. (2000).** Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer // Lithos, v. 53 (3–4), p. 265–277, DOI: 10.1016/S0024-4937(00)00029-3.
- Searle M.P., Cox J. (1999).** Tectonic setting, origin, and obduction of the Oman ophiolite // GSA Bull., v. 111, p. 104–122, DOI: 10.1130/0016-7606(1999)111<0104:TSAOO>2.3.CO;2.
- Smirnova E.V., Flem B., Anchutina E.A., Mysovskaya I.N., Lozhkin V.I., Petrov L.L. (2010).** Determination of REE, Y, Nb, Zr, Hf, Ta, Th and U in LSHC-1 and Amf-1 Geological RMs by Solution and Laser Ablation ICP-MS // Geostand. Geoanal. Res., v. 34 (1), p. 49–65, DOI: 10.1111/j.1751-908X.2009.00009.x.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989).** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // GSL Spec. Pub., v. 42, p. 313–345, DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Tracy R.J., Robinson P., Thompson A.B. (1976).** Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts // Amer. Miner., v. 61, p. 762–775.
- Vernikovskaya A., Vernikovskiy V.A., Matushkin N., Kadilnikov P., Metelkin D.V., Romanova I., Li Z.-X., Bogdanov E. (2020).** Early Ediacaran magmatism in the Yenisei Ridge and evolution of the southwestern margin of the Siberian craton // Minerals, v. 10 (6), p. 1–23, DOI: 10.3390/min10060565.
- Vernikovskiy V., Vernikovskaya A., Chernykh A. (2000).** Neoproterozoic orogenic belts of the western margin Siberian Craton: petrology and tectonic evolution. CD-ROM Abstract Volume, 31st IGC, August 2000, Rio de Janeiro, Brazil.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. (2003).** Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics, v. 375, p. 147–168, DOI: 10.1016/S0040-1951(03)00337-8.
- Wakabayashi J., Dilek Y. (2003).** What constitutes “emplacement” of an ophiolite?: mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles // In: Dilek, Y., Robinson, P.T. (Eds.), Ophiolites in Earth History // GSL Spec. Pub., v. 218, p. 427–448, DOI: 10.1144/gsl.sp.2003.218.01.22.