GEODYNAMICS & TECTONOPHYSICS

PUBLISHED BY THE INSTITUTE OF THE EARTH'S CRUST
SIBERIAN BRANCH OF RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

2014 VOLUME 5 ISSUE 3 PAGES 683–701 ISSN 2078-502X

http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-3-0149

THE GEOCHEMISTRY AND AGES OF ROCKS IN THE FOOTWALL OF THE BUTULIYN-NUR AND ZAGAN METAMORPHIC CORE COMPLEXES (NORTH MONGOLIA – WESTERN TRANSBAIKALIA)

T. V. Donskaya, A. M. Mazukabzov

Institute of the Earth's Crust of SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: This article reviews data on ages of rocks in the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan metamorphic core complexes (MCC) and provides new data on the geochemistry of the rock complexes. It is noted that the oldest rocks are mylonitized gneisses on rhyolites (554 Ma) in the footwall of the Butuliyn-Nur MCC. The Late Permian – Triassic (249–211 Ma) igneous rocks are ubiquitous in the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan MCC. The youngest rocks in the studied MCC are the Jurassic granitoids (178–152 Ma) of the Naushki and Verhnemangirtui massifs. In the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan MCC, the most common are granitoids and felsic volcanic rocks (249–211 Ma) with many similar geochemical characteristics, such as high alkalinity, high contents of Sr and Ba, moderate and low concentrations of Nb and Y. Considering the contents of trace elements and REE, the granitoids and the felsic volcanic rocks are similar to I-type granites. Specific compositions of these rocks suggest that they might have formed in conditions of the active continental margin of the Siberian continent over the subducting oceanic plate of the Mongol-Okhotsk Ocean. The granitoids of the Naushki and Verhnemangirtui massifs, which are the youngest of the studied rocks (178–152 Ma), also have similar geochemical characteristics. In both massif, granitoids are ferriferous, mostly alkaline rocks. By contents of both major and trace elements, they are comparable to A-type granites. Such granitoids formed in conditions of intracontinental extension while subduction was replaced by collision. Based on ages and geochemical characteristics of the rocks in the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan MCC, a good correlation is revealed between the studied rocks and the rock complexes of the Transbaikalian and North-Mongolian segments of the Central Asian fold belt (CAFB), and it can thus be suggested that the regions under study may have a common evolutionary history.

Key words: metamorphic core complexes, age, geochemistry, Western Transbaikalia, North Mongolia, Central Asian fold belt.

Recommended by A.V. Ivanov

Citation: *Donskaya T.V., Mazukabzov A.M.* 2014. The geochemistry and ages of rocks in the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan metamorphic core complexes (North Mongolia – Western Transbaikalia). *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (3), 683–701. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0149.

ГЕОХИМИЯ И ВОЗРАСТ ПОРОД НИЖНИХ ПЛАСТИН БУТУЛИЙН-НУРСКОГО И ЗАГАНСКОГО КОМПЛЕКСОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЯДЕР (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ – ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Т. В. Донская, А. М. Мазукабзов

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: В статье приводится обзор данных по возрасту пород нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского комплексов метаморфических ядер (КМЯ), а также новые данные по геохимии этих породных комплексов. Отмече-

но, что самыми древними породами являются милонитизированные гнейсы по риолитам (554 млн лет) нижней пластины Бутулийн-Нурского КМЯ. Максимальное распространение среди образований нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ имеют позднепермские – триасовые (249–211 млн лет) магматические породы. Самыми молодыми породами в изученных КМЯ являются гранитоиды юрского возраста (178–152 млн лет) Наушкинского и Верхнемангиртуйского массивов. Наиболее распространенные среди нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ гранитоиды и вулканиты кислого состава с возрастом 249–211 млн лет обнаруживают во многом сходные геохимические характеристики (повышенная щелочность, высокие содержания Sr и Ba, умеренные и низкие концентрации Nb, Y). По содержаниям редких и редкоземельных элементов данные гранитоиды и вулканиты кислого состава обнаруживают сходство с гранитами I-типа. Особенности составов этих пород позволяют допускать их формирование в обстановке активной континентальной окраины Сибирского континента над погружающейся океанической плитой Монголо-Охотского океана. Наиболее молодые из изученных пород гранитоиды Наушкинского и Верхнемангиртуйского массивов с возрастом 178–152 млн лет также обладают сходными геохимическими характеристиками. Гранитоиды обоих массивов являются железистыми, преимущественно щелочными образованиями. По содержаниям как петрогенных, так и редких элементов они сопоставимы с гранитами A-типа. Формирование этих гранитоидов имело место в условиях внутриконтинентального растяжения на фоне смены субдукционного режима на коллизионный. Рассмотренные в статье материалы по возрасту и геохимии пород нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ показывают, что эти породы хорошо коррелируются с породными комплексами забайкальского и северо-монгольского сегментов ЦАСП, свидетельствуя о единой истории эволюции всего этого региона.

Ключевые слова: комплексы метаморфических ядер, возраст, геохимия, Западное Забайкалье, Северная Монголия, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

1. Введение

В 1994 г. в результате работ научного коллектива под руководством Е.В. Склярова в забайкальской части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) были открыты специфические структуры – комплексы метаморфических ядер [*Sklyarov et al., 1994*]. Доказательство того факта, что широко распространенные в Забайкалье гранитогнейсовые валы на самом деле являются комплексами метаморфических ядер (КМЯ), позволило пересмотреть особенности эволюции этого сегмента ЦАСП. В настоящее время установлено, что формирование КМЯ и соответственно экспонирование пород средних уровней коры к поверхности имели место в раннем мелу, на временном интервале 134–122 млн лет [*Sklyarov et al., 1997; Mazukabzov et al., 2006, 2011; Donskaya et al., 2008*], одновременно с образованием КМЯ на обширных территориях Восточной Азии. В тектоническом плане эти процессы отражали глобальные события внутриконтинентального растяжения в Азиатском регионе [*Wang et al., 2011, 2012*]. Однако открытие КМЯ в Забайкалье не только позволило доказать процессы раннемелового растяжения, но и дало толчок к пересмотру всей геологической структуры Забайкалья. До 1994 г. породы гранитогнейсовых валов, которые по современным представлениям являются ядром (нижней пластиной) КМЯ, рассматривались как выступы докембрийского фундамента среди более молодых палеозойских и мезозойских неметаморфизованных пород [*Geological Map…, 1983*]. С началом изучения КМЯ в Забайкалье, отдельные исследования были посвящены этим, считавшимся древними, выступам, в результате чего было показано, что эти образования не являются «чужеродными» древними структурами среди более молодых образований, а представляют собой породные комплексы, формирующиеся совместно с другими породами региона на фоне эндогенной активности позднего палеозоя – мезозоя.

Комплексы метаморфических ядер, в том числе и КМЯ Забайкалья, характеризуются одинаковой структурой, в которой выделяется нижняя пластина, сложенная в разной степени деформированными и милонитизированными метаморфическими и изверженными породами, и верхняя пластина, породы которой тектонически перекрывают породы нижней пластины и представлены неметаморфизованными образованиями [*Sklyarov et al., 1997*]. Породы обеих пластин отделяются друг от друга зоной срыва (детачмента), в которой наблюдается смена типов пород и структур.

В статье представлен краткий обзор ранее опубликованных материалов и результаты новых исследований породных комплексов, распространенных в пределах нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ (Северная Монголия, Западное Забайкалье), а также обсуждаются вопросы эволюции северо-монгольского и забайкальского сегментов ЦАСП, с учетом всей существующей к настоящему времени информации по данной тематике.

2. Бутулийн-Нурский комплекс метаморфического ядра

Бутулийн-Нурский КМЯ является самой западной структурой среди комплексов метаморфических ядер Забайкалья, располагаясь на территории России и Монголии (рис. 1, 2). Российскую часть Бутулийн-

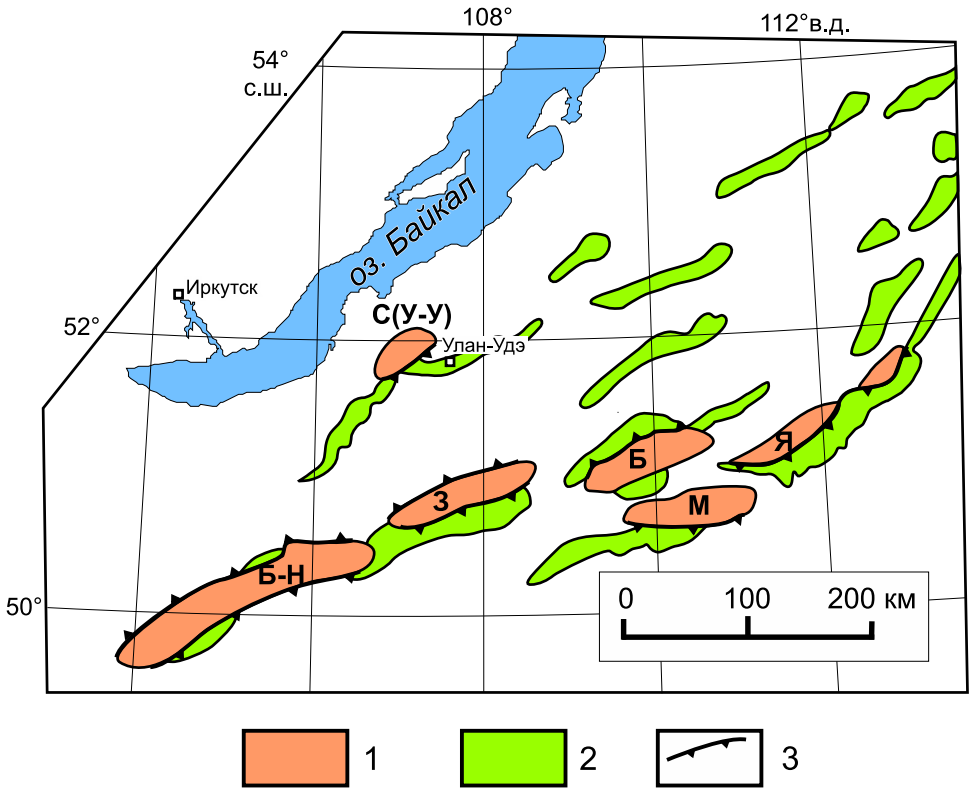


Рис. 1. Схема расположения комплексов метаморфических ядер в структуре Западного Забайкалья (модифицировано по [*Sklyarov et al., 1997; Mazukabzov et al., 2011; Donskaya et al., 2008*]).

1 – комплексы метаморфических ядер; *2* – раннемеловые впадины; *3* – зоны детачмента. Буквами на схеме обозначены комплексы метаморфических ядер: Б – Безымянный, Б-Н – Бутулийн-Нурский, З – Заганский, М – Малханский, С(У-У) – Селенгинский (Улан-Удэнский), Я – Яблоновый.

Fig. 1. The location scheme of metamorphic core complexes in the structure of the Western Transbaikalia (modified from [*Sklyarov et al., 1997; Mazukabzov et al., 2011; Donskaya et al., 2008*]).

1 – metamorphic core complexes; *2* – Early Cretaceous basins; *3* – detachment zones. In the scheme, metamorphic core complexes are marked by letters: Б – Bezymyanny, Б-Н – Butuliyn-Nur, З – Zagan, М – Malkhan, С(У-У) – Selenga (Ulan-Ude), Я – Yablonovy.

Нурского КМЯ обозначают в литературе как Бургутуйский КМЯ (рис. 3) [*Mazukabzov et al., 2006*]. Значительную площадь нижней пластины Бутулийн-Нурского КМЯ занимают в разной степени разгнейсованные и тектонизированные гранитоиды (ортогнейсы). Возраст разгнейсованных и тектонизированных гранитоидов Pb-Pb и U-Pb методом по циркону определялся в пределах монгольской части комплекса и составил 240.0±2.6 – 211.4±1.2 млн лет [*Donskaya et al., 2008*] (табл. 1, рис. 2). Все проанализированные гранитоиды обнаруживают положительные значения εNdt=+2.3…+3.9 и близкие значения модельного возраста – T_{DM}=0.50–0.59 млрд лет [*Donskaya et al., 2008*]. Среди гранитоидов отмечаются как небольшие тела, так и крупные выходы кварц-силлиманитовых сланцев, кварцитов, биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, лейкократовых гнейсов, амфиболитов, относимых к малханской серии. В настоящее время только для милонитизированного гнейса по риолиту, образующего небольшие прослои среди сильнодеформированных амфиболитов, относящихся к малханской серии, U-Pb методом по циркону получена оценка возраста 553.6±2.9 млн лет [*Donskaya et al., 2008*]. Однако вполне вероятно, что в малханскую серию могли быть объединены разновозрастные образования. Кроме того, в поле распространения разгнейсованных и тектонизированных гранитоидов, не обнаруживая непосредственных контактов с ними, отмечаются тектонизированные вулканиты кислого состава, а также слаборазгнейсованные сиениты [*Donskaya et al., 2008*]. Pb-Pb возраст этих вулканитов составляет 265.0±1.2 млн лет, а сиенитов – 265.5±1.2 млн лет [*Donskaya et al., 2008*]. Помимо разгнейсованных и тектонизированных гранитоидов с возрастом 240–211 млн лет, вторым крупным породным комплексом в пределах нижней пластины Бутулийн-Нурского КМЯ являются образования Катаевской вулканоплутонической ассоциации, включающей в себя метаморфизованные осадочные и вулканические породы катаевской свиты и ассоциирующие с ними гранитоиды [*Donskaya et al.,*

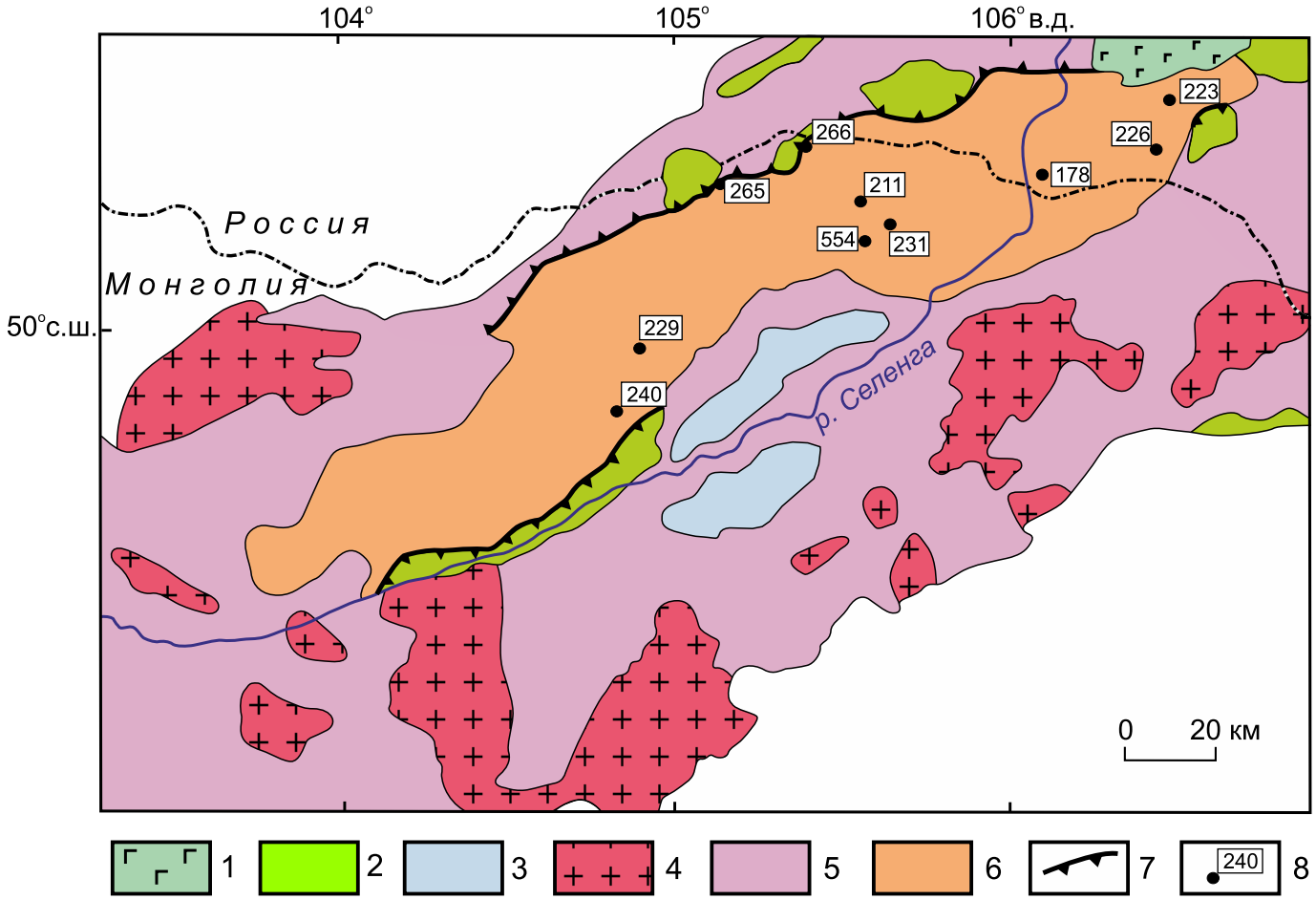


Рис. 2. Геологическая схема Бутулийн-Нурского комплекса метаморфического ядра (модифицировано по [*Mazukabzov et al., 2011; Donskaya et al., 2008*]).

1 – кайнозойские базальты; *2–5* образования верхней пластины: *2* – раннемеловые осадочные и вулканические породы, *3* – позднеюрско-раннемеловые осадочные и вулканические породы, *4* – пермо-триасовые гранитоиды (нерасчлененные), *5* – карбон-триасовые осадочные и вулканические породы (нерасчлененные), частично перекрытые четвертичными осадками; *6* – породы нижней пластины; *7* – детачмент; *8* – возраст пород нижней пластины по [*Mazukabzov et al., 2006; Donskaya et al., 2008, 2012*].

Fig. 2. The geological scheme of the Butuliyn-Nur metamorphic core complex (modified from [*Mazukabzov et al., 2011*; *Donskaya et al., 2008*]).

1 – Cenozoic basalts; *2–5* – rocks of the hanging wall: *2* – Early Cretaceous sedimentary and volcanic rocks, *3* – Late Jurassic-Early Cretaceous sedimentary and volcanic rocks, *4* – Permian-Triassic granitoids (undifferentiated), *5* – Carboniferous-Triassic sedimentary and volcanic rocks (undifferentiated) partially covered with Quaternary sediments; *6* – rocks of the footwall; *7* – detachment; *8* – age of rocks in the footwall according to [*Mazukabzov et al., 2006*; *Donskaya et al., 2008, 2012*].

2012]. Вулканиты катаевской свиты представлены метаморфизованными породами базальт-андезит-дацит-риолитовой серии. U-Pb возраст по циркону метариолита из этой ассоциации составил 226±3 млн лет, а гранита, прорывающего образования катаевской свиты, – 223.4±5.0 млн лет [*Donskaya et al., 2012*]. Самыми молодыми породами среди образований нижней пластины Бутулийн-Нурского КМЯ являются разгнейсованные сиениты и щелочные граниты Наушкинского массива, прорывающие разгнейсованные гранитоиды и породы малханской серии, U-Pb возраст по циркону которых составляет 178±3 млн лет [*Mazukabzov et al., 2006*].

3. Заганский комплекс метаморфического ядра

Заганский КМЯ расположен приблизительно в 50 км к северо-востоку от Бутулийн-Нурского КМЯ (см. рис. 1). Большую часть нижней пластины Заганского КМЯ занимают в различной степени тектонизированные гранитоиды: от практически неизмененных разностей до милонитизированных ортогнейсов (рис. 4). На существующих геологических схемах гранитоиды и ортогнейсы относятся к заганскому комплексу. U-Pb методом по циркону был определен возраст разгнейсованных монцонита и лейкогранита из центральной

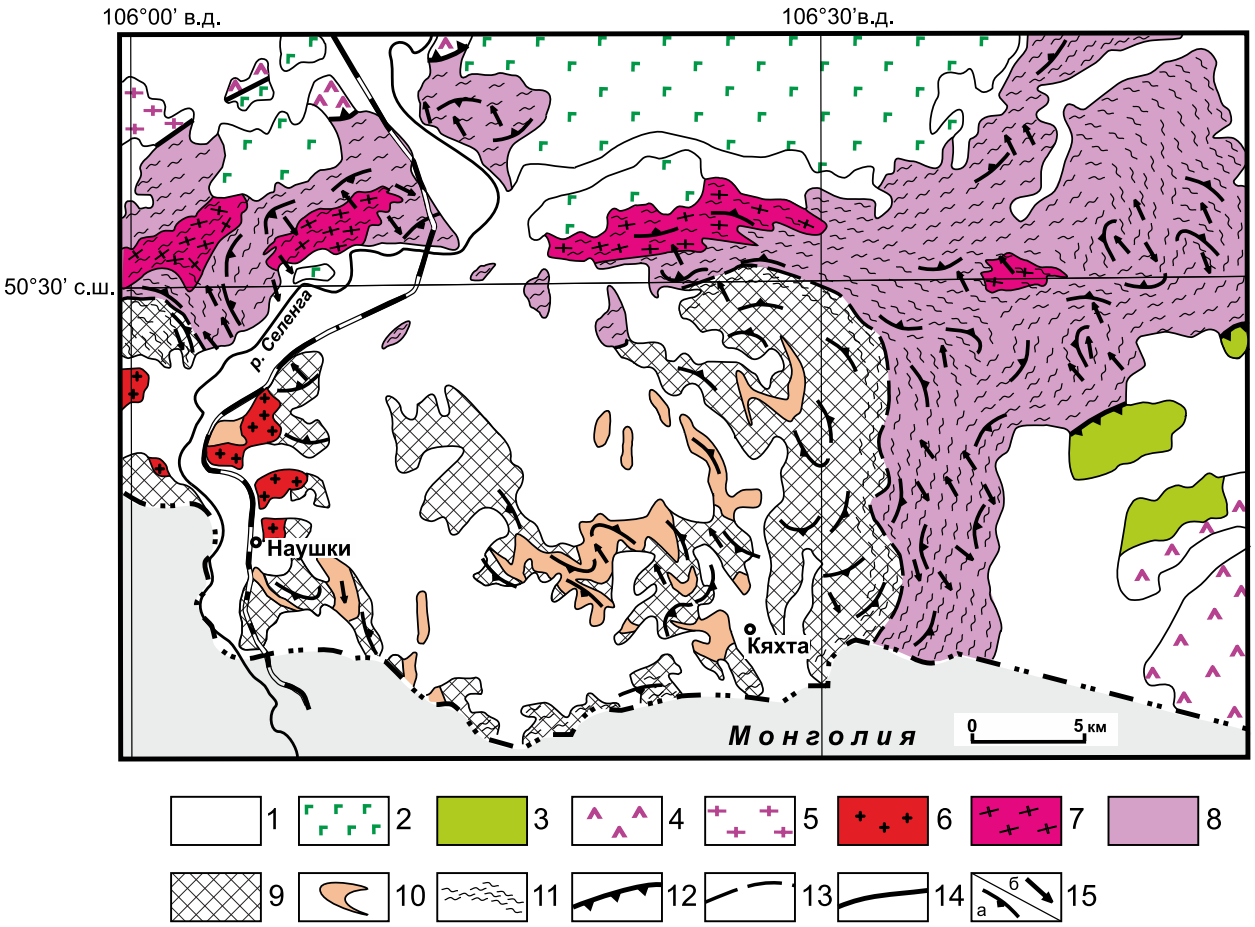


Рис. 3. Схема геологического строения российской части Бутулийн-Нурского комплекса метаморфического ядра (Бургутуйский комплекс) (модифицировано по [*Mazukabzov et al., 2006; Donskaya et al., 2012*]).

1 – четвертичные отложения; *2* – кайнозойские базальты; *3–5* – образования верхней пластины: *3* – раннемеловые осадочные и вулканические породы, *4* – пермо-триасовые осадочные и вулканические породы (нерасчлененные), *5* – пермо-триасовые гранитоиды (нерасчлененные); *6–10* – образования нижней пластины: *6* – раннеюрские сиениты и граниты Наушкинского массива, *7* – позднетриасовые гранитоиды Катаевской вулканоплутонической ассоциации, *8* – позднетриасовые осадочные и вулканические породы катаевской свиты Катаевской вулканоплутонической ассоциации, *9* – триасовые разгнейсованные и тектонизированные гранитоиды, *10* – кварц-силлиманитовые гнейсы, кварциты, амфиболиты малханской серии; *11* – зона милонитов; *12* – детачмент; *13* – тектонический контакт между образованиями катаевской свиты и разгнейсованными гранитоидами; *14* – разломы; *15* – генерализованная ориентировка плоскостных (а) и линейных (б) элементов.

Fig. 3. The geological scheme of the Russian segment of the Butuliyn-Nur metamorphic core complex (Burgutui complex) (modified from [*Mazukabzov et al., 2006*; *Donskaya et al., 2012*]).

1 – Quaternary sediments; *2* – Cenozoic basalts; *3–5* – rocks of the hanging wall: *3* – Early Cretaceous sedimentary and volcanic rocks, *4* – Permian-Triassic sedimentary and volcanic rocks (undifferentiated), *5* – Permian-Triassic granitoids (undifferentiated); *6–10* – rocks of the footwall: *6* – Early Jurassic syenites and granites of the Naushki massif, *7* – Late Triassic granitoids of the Kataevsky volcanoplutonic association, *8* – Late Triassic sedimentary and volcanic rocks of the Kataev suite of the Kataev volcanoplutonic association, *9* – Triassic foliated and tectonised granitoids, *10* – quartz-sillimanite gneisses, quartzites, amphibolites of the Malkhan Group; *11* – mylonite zone; *12* – detachment; *13* – tectonic contact between formations of the Kataev suite and foliated granitoids; *14* – faults; *15* – generalized orientation of plane (a) and linear (б) elements.

части Заганского КМЯ, который составил 249±2 и 247±2 млн лет соответственно [*Donskaya et al., 2014*] (табл. 1). Среди гранитоидов и ортогнейсов отмечаются ксенолиты и небольшие тела биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов, которые рассматривались в составе малханской серии. Помимо гранитоидов, на северном и южном флангах нижней пластины Заганского КМЯ отмечаются метаморфизованные осадочные и вулканические породы, аналогичные породам Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ (рис. 4). Охарактеризованные выше породы нижней пластины Заганского КМЯ прорываются разгнейсованными граносиенитами и гранитами массива Покровка, U-Pb возраст по циркону которых составляет 160.7±1.2 и 153±1 млн лет [*Sklyarov et al., 1997*], и разгнейсованными щелочными гранитами Верхнемангиртуйского массива с возрастом 151.6±0.7 млн лет (U-Pb по циркону [*Donskaya et al., 2008*]).

Таблица 1. **Возраст пород нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ**

Table 1. **Ages of rocks in the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan MCC**

Название комплекса, ассоциации, массива	Тип породы	Изотопная система (метод датирования)	Возраст, млн лет	Литературный источник
Бутулийн-Нурский комплекс метаморфического ядра				
Малханская серия	Милонитизированный гнейс по риолиту	U-Pb (SHRIMP)	553.6±2.9	Donskaya et al., 2008
Западно-Забайкальский вулканоплутонический пояс	Сиенит	Pb-Pb (step-wise evaporation)	265.5±1.2	Donskaya et al., 2008
	Тектонизированный вулканит кислого состава	Pb-Pb (step-wise evaporation)	265.0±1.2	Donskaya et al., 2008
Заганский (?) комплекс	Тектонизированный гранодиорит	U-Pb (SHRIMP)	240.0±2.6	Donskaya et al., 2008
	Ортогнейс по гранодиориту	Pb-Pb (step-wise evaporation)	230.7±1.2	Donskaya et al., 2008
	Ортогнейс по граниту	Pb-Pb (step-wise evaporation)	229.2±1.2	Donskaya et al., 2008
	Ортогнейс по граниту	Pb-Pb (step-wise evaporation)	211.4±1.2	Donskaya et al., 2008
Катаевская вулканоплутоническая ассоциация	Метариолит	U-Pb (SHRIMP)	226±3	Donskaya et al., 2012
	Тектонизированный гранит	U-Pb (SHRIMP)	223.4±5.0	Donskaya et al., 2012
Наушкинский массив	Разгнейсованный сиенит	U-Pb (TIMS)	178±3	Mazukabzov et al., 2006
Заганский комплекс метаморфического ядра				
Заганский комплекс	Разгнейсованный монцонит	U-Pb (LA-ICP-MS)	247.1±1.7	Donskaya et al., 2014
	Лейкогранит	U-Pb (SHRIMP)	249±2	Donskaya et al., 2014
Массив Покровка	Разгнейсованный граносиенит	U-Pb (TIMS)	160.7±1.2	Sklyarov et al., 1997
	Разгнейсованный гранит	U-Pb (TIMS)	153±1	Sklyarov et al., 1997
Верхнемангиртуйский массив	Разгнейсованный щелочной гранит	U-Pb (TIMS)	151.6±0.7	Donskaya et al., 2008

4. Геохимическая характеристика пород нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского комплексов метаморфических ядер

Было проведено изучение химического состава гранитоидов с возрастом 249–247 млн лет, относимых к заганскому комплексу, в Заганском КМЯ, разгнейсованных гранитоидов, расположенных в российской части Бутулийн-Нурского КМЯ, которые по составу аналогичны гранодиоритам с возрастом 231 млн лет монгольской части этого же КМЯ, сиенитов и щелочных гранитов Наушкинского массива, имеющих возраст 178 млн лет, в российской части Бутулийн-Нурского КМЯ, а также щелочных гранитов Верхнемангиртуйского массива Заганского КМЯ с возрастом 152 млн лет. Содержания петрогенных оксидов и редких элементов в этих породах представлены в табл. 2. Химические составы вулканитов и гранитов Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ с возрастом 226–223 млн лет опубликованы ранее в статье [*Donskaya et al., 2012*].

Гранитоиды (*249–247 млн лет*) представляют собой в разной степени разгнейсованные разности и занимают значительную площадь Заганского КМЯ (рис. 4). По своему химическому составу они соответствуют умереннощелочным монцонитам, граносиенитам, гранитам и лейкогранитам (рис. 5). Содержание SiO_2 варьируется в них от 56.1 до 75.5 мас. % (табл. 2). На диаграмме FeO*/(FeO*+MgO) – SiO_2 [*Frost et al., 2001*] точки составов большинства гранитоидов располагаются либо вдоль границы железистых и магнезиальных образований, либо в поле железистых пород, значения FeO*/(FeO*+MgO) изменяются в этих породах от 0.76 до 0.85 (рис. 6, *а*). Лейкограниты представляют собой железистые образования (FeO*/(FeO*+ +MgO)=0.95–0.96). Высокие значения щелочно-известковистого индекса (Na_2O+K_2O–CaO) позволяют рассматривать все эти породы как известково-щелочные и щелочные образования (рис. 6, *б*). Специфическими особенностями гранитоидов, исключая лейкограниты, являются умеренные содержания Zr (117–265 г/т) и Y (16–30 г/т), низкие содержания Nb (8–12 г/т), высокие содержания Sr (462–886 г/т) и Ba (830–1968 г/т)

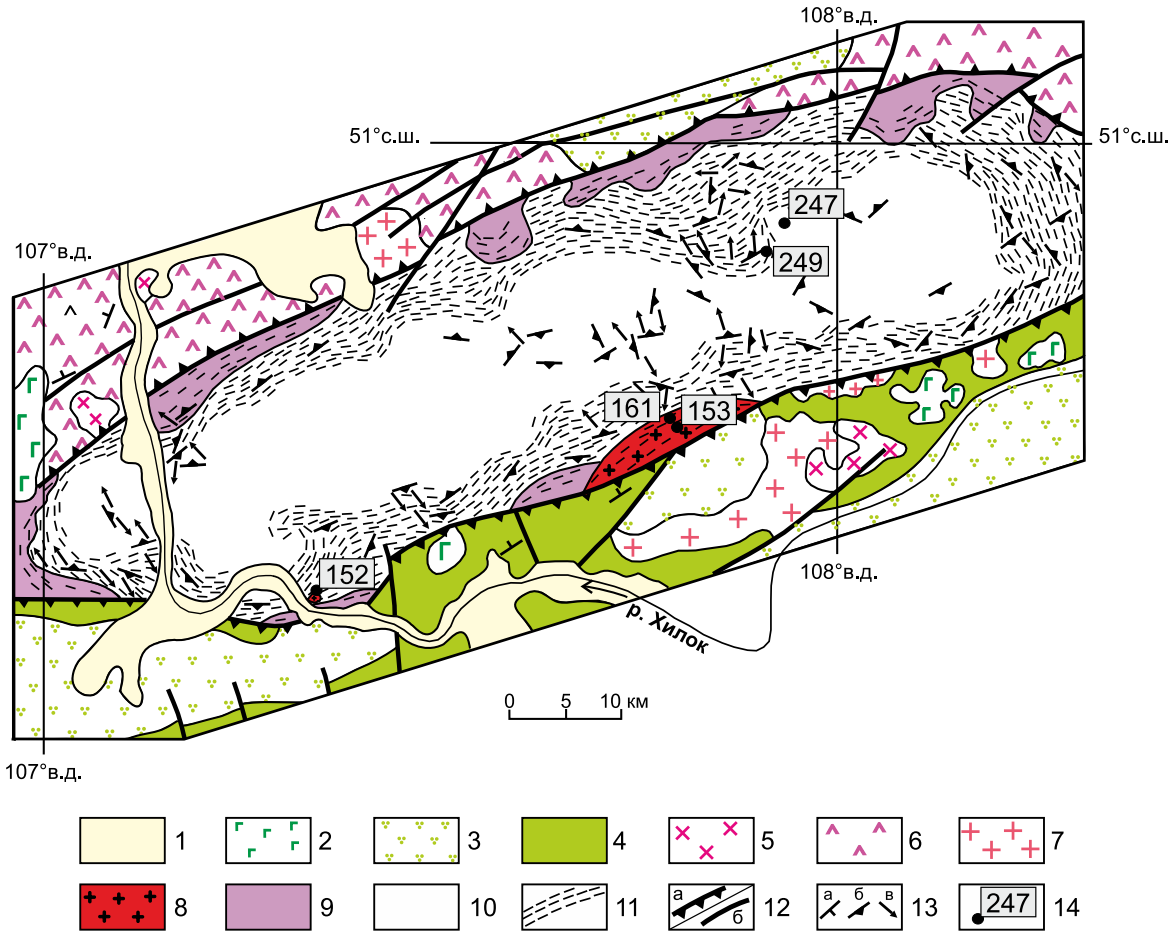


Рис. 4. Схема геологического строения Заганского комплекса метаморфического ядра (модифицировано по [*Sklyarov et al., 1997; Donskaya et al., 2014*]).

1 – четвертичные осадки; *2* – кайнозойские базальты; *3–7* – образования верхней пластины: *3* – раннемеловые осадочные породы, *4* – раннемеловые осадочные и вулканические породы, *5* – позднетриасовые гранитоиды, *6* – позднетриасовые осадочные и вулканические породы, *7* – раннепермские гранитоиды; *8–10* – образования нижней пластины: *8* – юрские гранитоиды, *9* – позднетриасовые осадочные и вулканические породы, *10* – среднепозднепермские – раннетриасовые гранитоиды заганского комплекса; *11* – милонитизированные породы нижней пластины; *12* – зона детачмента (*а*), разломы (*б*); *13* – слоистость (*а*), сланцеватость, гнейсовидность (*б*), линейность (*в*); *14* – возраст пород нижней пластины по [*Sklyarov et al., 1997; Donskaya et al., 2008, 2014*].

Fig. 4. The geological scheme of the Zagan metamorphic core complex (modified from [*Sklyarov et al., 1997; Donskaya et al., 2008, 2014*]).

1 – Quaternary sediments; *2* – Cenozoic basalts; *3–7* – rocks of the hanging wall: *3* – Early Cretaceous sedimentary rocks, *4* – Early Cretaceous sedimentary and volcanic rocks, *5* – Late Triassic granitoids, *6* – Late Triassic sedimentary and volcanic rocks, *7* – Early Permian granitoids; *8–10* – rocks of the footwall: *8* – Jurassic granitoids, *9* – Late Triassic sedimentary and volcanic rocks, *10* – Middle / Late Permian – Early Triassic granitoids of the Zagan complex; *11* – mylonitized rocks of the footwall; *12* – detachment zone (*а*), faults (*б*); *13* – bedding (*а*), foliation, gneissoid (*б*), lineation (*в*); *14* – age of rocks in the footwall according to [*Sklyarov et al., 1997; Donskaya et al., 2008, 2014*].

(табл. 2, рис. 7). Лейкограниты обнаруживают пониженные содержания таких элементов, как Zr, Nb, Y, Sr, Ba, и повышенные содержания Rb (табл. 2, рис. 7).

Все проанализированные гранитоиды обнаруживают фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов (La/Yb_n=6–34) (рис. 8, *а*). Сумма редкоземельных элементов в монцонитах, граносиенитах и гранитах составляет 135–242 г/т, в лейкогранитах она существенно ниже – 29–40 г/т. Монцониты (SiO_2= =56.1–57.4 мас. %) обнаруживают отсутствие европиевой аномалии на спектрах распределения РЗЭ (Eu/Eu*=1.05–1.08), для граносиенитов и гранитов (SiO_2=64.0–68.3 мас. %) отмечаются отрицательные европиевые аномалии (Eu/Eu*=0.57–0.67), в лейкогранитах отрицательные европиевые аномалии проявлены наиболее контрастно (Eu/Eu*=0.35–0.46) (рис. 8, *а*). Выявленная корреляция между содержанием SiO_2 и глубиной европиевой аномалии на спектрах распределения РЗЭ может свидетельствовать об увеличении фракционирующего плагиоклаза в процессе формирования более лейкократовых разностей гранитоидов.

Повышенные содержания щелочей в исследуемых

Таблица 2. **Химический состав представительных разностей гранитоидов нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ**

Table 2. **Chemical compositions of representative types of granitoids in the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan MCC**

Компоненты	Гранитоиды Заганского КМЯ (249–247 млн лет)								Гранитоиды Бутулийн-Нурского КМЯ (231 млн лет)				Гранитоиды Наушкинского массива (178 млн лет)	
	09122#	09123#	09124#	09128#	09129#	09130#	09132#	09136#	1115	1120	1122	1123	171-1#	A-1#
SiO_2	57.37	56.08	57.21	65.62	75.40	75.46	64.00	68.29	68.85	71.03	69.10	68.55	68.45	66.15
TiO_2	1.22	1.29	1.30	0.37	0.06	0.06	0.68	0.37	0.45	0.36	0.36	0.43	0.49	0.49
Al_2O_3	18.65	19.25	18.75	16.80	14.00	13.80	16.75	16.65	15.70	15.16	15.60	16.29	14.95	17.20
Fe_2O_3	2.26	2.19	2.37	0.35	0.44	0.24	0.75	0.45	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.57	1.81
FeO	3.91	4.10	3.82	2.64	0.44	0.95	2.61	2.49	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.83	0.68
Fe_2O_3*	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	3.05	2.59	2.82	2.71	н.о.	н.о.
MnO	0.14	0.13	0.13	0.08	0.01	0.01	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.09	0.06
MgO	2.04	2.05	2.05	0.93	0.05	0.05	1.00	0.54	0.46	0.48	0.51	1.21	0.94	0.50
CaO	4.19	4.47	4.37	2.73	0.47	0.48	3.12	1.70	2.27	1.75	1.62	2.00	1.38	0.94
Na_2O	5.33	5.32	5.24	4.42	3.71	3.80	5.13	4.46	3.88	3.48	5.70	4.52	4.71	5.52
K_2O	3.21	3.23	3.29	5.07	5.11	4.82	4.89	4.29	4.31	4.31	3.50	3.74	5.06	6.21
P_2O_5	0.55	0.58	0.60	0.08	<0.03	<0.03	0.23	0.12	0.26	0.13	0.15	0.08	0.12	0.05
H_2O^-	0.09	0.13	0.12	0.10	0.11	0.17	0.14	0.15	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.20	0.13
П.п.п.	0.83	0.84	0.87	0.44	0.15	0.11	0.33	0.24	0.63	0.46	0.85	0.54	0.63	0.31
Сумма	99.79	99.66	100.12	99.63	99.95	99.95	99.68	99.80	99.90	99.79	100.26	100.12	100.42	100.05
Rb	49.39	46.23	36.09	96.19	156.58	136.78	71.19	91.21	66.66	73.16	96	71	184.23	117.99
Sr	820.26	776.56	619.97	606.80	48.42	88.10	886.38	462.05	1384.15	1343.20	1100	1420	249.00	111.42
Y	28.64	29.70	24.57	26.29	5.80	4.54	16.37	19.20	6.92	5.09	3	6	27.17	30.05
Zr	208.60	165.07	116.73	264.99	69.85	79.88	252.05	215.57	166.43	156.32	145	150	283.68	617.69
Nb	9.98	9.42	7.82	8.95	9.71	11.68	10.70	11.53	5.83	4.90	4	7	32.13	21.75
Ba	1968.33	1920.43	1694.79	1205.46	53.76	89.30	1614.87	830.14	1475.82	1187.03	1240	1400	404.47	282.93
La	49.20	42.87	35.33	24.17	10.75	7.40	61.02	34.00	27.29	23.25	н.о.	н.о.	33.77	87.66
Ce	89.54	84.73	71.00	55.21	18.77	13.45	108.90	62.83	52.15	44.29	н.о.	н.о.	80.31	170.17
Pr	10.59	10.95	9.08	6.42	1.68	1.25	12.12	7.17	6.03	4.70	н.о.	н.о.	8.83	22.66
Nd	41.58	44.13	33.37	25.63	5.13	3.29	40.51	24.12	19.94	14.01	н.о.	н.о.	29.67	74.97
Sm	9.34	10.41	7.36	5.67	1.02	0.61	6.39	4.39	3.04	3.13	н.о.	н.о.	5.72	10.50
Eu	2.70	2.96	2.26	0.98	0.10	0.09	1.10	0.87	0.75	0.62	н.о.	н.о.	0.87	1.43
Gd	6.35	6.77	5.95	4.88	0.76	0.57	4.87	3.63	1.99	1.57	н.о.	н.о.	4.24	7.51
Tb	0.87	0.92	0.81	0.75	0.11	0.10	0.58	0.49	0.24	0.17	н.о.	н.о.	0.65	0.93
Dy	5.10	5.63	4.55	4.72	0.67	0.65	2.93	3.04	1.26	0.85	н.о.	н.о.	4.27	5.36
Ho	1.00	1.05	0.91	0.94	0.15	0.15	0.53	0.63	0.23	0.15	н.о.	н.о.	0.91	1.07
Er	2.42	2.68	2.16	2.46	0.48	0.50	1.37	1.76	0.68	0.55	н.о.	н.о.	2.83	2.96
Tm	0.35	0.37	0.32	0.37	0.08	0.09	0.20	0.28	0.09	0.08	н.о.	н.о.	0.49	0.48
Yb	2.01	2.28	1.68	2.53	0.64	0.70	1.21	1.92	0.59	0.51	н.о.	н.о.	3.03	3.10
Lu	0.31	0.34	0.28	0.37	0.13	0.12	0.19	0.31	0.12	0.09	н.о.	н.о.	0.58	0.55
Hf	4.34	3.62	2.76	6.48	4.39	3.59	6.21	5.65	4.42	4.23	н.о.	н.о.	9.08	13.39
Ta	0.66	0.75	0.34	0.93	1.09	2.64	0.47	0.74	0.07	н.п.о	н.о.	н.о.	3.44	2.02
Th	3.02	3.90	2.33	8.97	15.13	14.93	6.12	13.62	5.49	7.89	н.о.	н.о.	14.89	8.26
U	1.18	1.46	0.54	2.15	3.27	2.89	1.67	2.45	1.78	1.62	н.о.	н.о.	4.10	1.97

Окончание таблицы 2

Компоненты	Гранитоиды Наушкинского массива (178 млн лет)								Гранитоиды Верхнемангиртуйского массива (152 млн лет)								
	1615	1616	1616а	1617	1619	171#	173#	175#	7505#	7507#	7509#	7511#	7301в#	7302#	7304г#	7305в#	73066#
SiO_2	67.74	69.65	66.81	63.63	64.62	71.36	70.79	71.06	72.15	73.24	73.23	72.71	72.25	73.79	74.41	74.75	74.73
TiO_2	0.64	0.41	0.46	0.69	0.68	0.31	0.27	0.23	0.49	0.44	0.43	0.47	0.32	0.42	0.43	0.47	0.49
Al_2O_3	14.36	14.32	16.46	16.57	17.17	14.48	14.12	14.75	12.50	12.45	12.85	13.10	13.70	12.25	12.10	11.70	11.70
Fe_2O_3	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.45	1.5	0.87	1.58	2.00	1.59	1.54	1.49	1.87	1.87	2.08	2.00
FeO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.05	1.23	1.48	2.61	1.61	2.02	1.61	1.98	1.58	1.58	1.32	1.45
Fe_2O_3*	3.97	3.16	2.71	3.66	2.96	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
MnO	0.13	0.09	0.09	0.15	0.10	0.07	0.09	0.05	0.21	0.16	0.16	0.20	0.09	0.18	0.18	0.18	0.21
MgO	0.73	0.34	<0.1	0.39	0.49	0.45	0.36	0.27	0.23	0.19	0.14	0.17	0.18	0.19	0.15	0.06	0.23
CaO	1.53	1.04	0.65	0.78	0.91	0.78	0.58	0.64	0.24	0.22	0.09	0.13	0.11	0.16	0.23	0.32	0.44
Na_2O	4.85	4.09	4.08	7.36	5.55	4.51	4.86	4.89	4.11	4.03	4.42	4.10	3.99	4.12	3.96	3.85	4.91
K_2O	4.58	5.62	7.77	5.76	6.64	5.36	4.86	4.86	5.00	5.05	4.22	5.19	5.03	4.90	4.67	4.52	3.50
P_2O_5	0.17	0.08	<0.03	0.09	0.08	0.08	0.03	0.05	0.04	0.03	<0.03	0.03	0.04	0.05	0.06	0.04	0.05
H_2O^-	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.17	0.15	0.20	0.07	0.04	0.10	0.03	0.02	0.10	0.07	0.11	0.03
П.п.п.	0.52	0.64	0.52	0.54	0.72	0.39	1.14	0.78	0.29	0.30	0.42	0.40	0.37	0.35	0.36	0.40	0.34
Сумма	99.22	99.44	99.55	99.62	99.92	100.46	99.98	100.13	99.52	99.76	99.67	99.68	99.57	99.96	100.07	99.80	100.08
Rb	165	145	130	110	110	150	170	120	130	180	120	150	130	140	160	160	100
Sr	290	230	37	37	80	200	74	165	23	24	30	32	59	32	35	48	26
Y	30	30	73	40	27	49	43	26	52	70	18	23	27	60	61	78	36
Zr	250	330	480	350	640	290	350	200	670	650	730	730	670	740	820	860	810
Nb	33	30	36	15	17	32	42	27	22	20	14	12	5	17	21	22	9
Ba	400	380	80	230	150	440	190	330	65	57	43	96	64	31	50	28	н.п.о.

Примечание. Определение содержаний петрогенных оксидов в образцах, отмеченных #, выполнено методом силикатного анализа в ИЗК СО РАН (аналитики Т.В. Попова, М.М. Самойленко), в остальных – рентгенофлюоресцентным методом в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН (аналитик Н.М. Глухова). Определение содержаний редких и редкоземельных элементов в гранитоидах Заганского КМЯ (249–247 млн лет), в образцах 1115, 1120 (гранитоиды Бутулийн-Нурского КМЯ (231 млн лет)) и в образцах 171-1, А-1 из гранитоидов Наушкинского массива (178 млн лет) выполнено методом ICP-MS в ЦКП ИНЦ СО РАН (аналитик С.В. Пантеева). В остальных образцах содержания редких элементов определялись рентгенофлюоресцентным методом в ГИН СО РАН (аналитик Б.Ж. Жалсараев).

Note. For samples marked with #, contents of major oxides were determined by the silica analysis in IEC SB RAS (Analysts T.V. Popova and M.M. Samoilenko); for other samples, the contents were determined by the X-ray fluorescence method at the Analytical Center of A.A. Trofimuk Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy, Siberian Branch of RAS (Analyst N.M. Glukhova). For samples of granitoids of the Zagan MCC (249–247 Ma), samples 1115 and 1120 (granitoids of the Butuliyn-Nur MCC, 231 Ma) and samples 171-1 and A-1 (granitoids of the Naushki massif, 178 Ma), contents of trace and rare-earth elements were determined by the ICP-MS method in the Baikal Analytical Centre of ISC, SB RAS (Analyst S.V. Panteeva). For other samples, contents of trace elements were determined by the X-ray fluorescence method in the Geological Institute of SB RAS (Analysis B.Zh. Zhalsaraev).

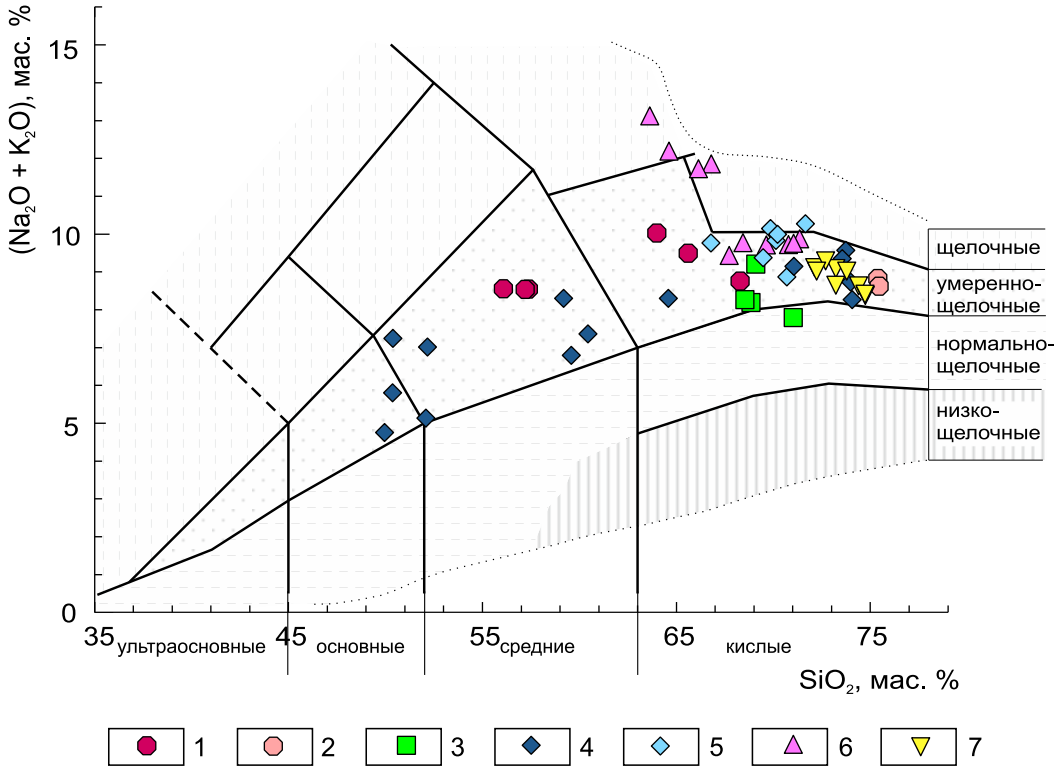


Рис. 5. Классификационная диаграмма ($Na_2O + K_2O$) – SiO_2 [*Petrographic Code…, 2009*] для пород нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ.

1–2 – гранитоиды заганского комплекса Заганского КМЯ (249–247 млн лет): *1* – монцониты, граносиениты, граниты, *2* – лейкограниты; *3* – гранитоиды Бутулийн-Нурского КМЯ (231 млн лет); *4* – вулканиты катаевской свиты Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ (226 млн лет); *5* – граниты Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ (223 млн лет); *6* – гранитоиды Наушкинского массива Бутулийн-Нурского КМЯ (178 млн лет); *7* – граниты Верхнемангиртуйского массива Заганского КМЯ (152 млн лет).

Fig. 5. The classification diagram ($Na_2O + K_2O$) – SiO_2 [*Petrographic code…, 2009*] for rocks in the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan MCC.

1–2 – granitoids of the Zagan complex of the Zagan MCC (249–247 Ma): *1* – monzonites, granosyenites, granites, *2* – leucogranites; *3* – granitoids of the Butuliyn-Nur MCC (231 Ma); *4* – volcanic rocks of the Kataev suite of the Kataev volcanoplutonic association of the Butuliyn-Nur MCC (226 Ma); *5* – granites of the Kataev volcanoplutonic association of the Butuliyn-Nur MCC (223 Ma); *6* – granitoids of the Naushki massif of the Butuliyn-Nur MCC (178 Ma); *7* – granites of the Verkhnemangirtui massif of the Zagan MCC (152 Ma).

гранитоидах вроде бы указывают на принадлежность данных пород к группе гранитов А-типа, однако повышенные содержания в них Sr и Ba и умеренные – Zr, Nb, РЗЭ свидетельствуют о их близости гранитам I-типа [*Chappell, White, 1974, 1992*]. На диаграмме $CaO/(FeO^*+MgO+TiO_2)$ – $(CaO+Al_2O_3)$ [*Dall'Agnol, Oliveira, 2007*] точки составов гранитоидов располагаются в поле известково-щелочных гранитов или вблизи него (рис. 9, *а*), а на диаграмме Rb – (Y+Nb) [*Pearce et al., 1984*] они попадают в поле гранитов островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 9, *б*).

Гранитоиды (231 млн лет), изученные в российской части Бутулийн-Нурского КМЯ (Бургутуйский комплекс), по составу близки умереннощелочным гранитам (см. рис. 5). Граниты обнаруживают варьирующиеся значения отношения $FeO^*/(FeO^*+MgO)$=0.71–0.88, а их точки составов попадают в поле как магнезиальных, так и железистых пород на диаграмме $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ – SiO_2 [*Frost et al., 2001*] (см. рис. 6, *а*). На основании значений щелочно-известковистого индекса эти граниты рассматриваются как известково-щелочные образования (см. рис. 6, *б*). Подобно рассмотренным выше гранитоидам с возрастом 249–247 млн лет, граниты с возрастом 231 млн лет обнаруживают высокие содержания Sr (до 1420 г/т), Ba (до 1476 г/т) и пониженные Zr (145–166 г/т) и Nb (4–7 г/т) (см. табл. 2, рис. 7). Специфическими геохимическими характеристиками данных гранитов являются низкие содержания Y (3–7 г/т), Yb (0.51–0.59 г/т) и чрезвычайно высокие значения Sr/Y=200–367, что может указывать на присутствие граната в рестите и, соответственно, высокие (>10 кбар) давления при выплавлении этих гранитов [*Turkina, 2000, 2005*]. Для гранитов типичны сильнофракционированные спектры распре-

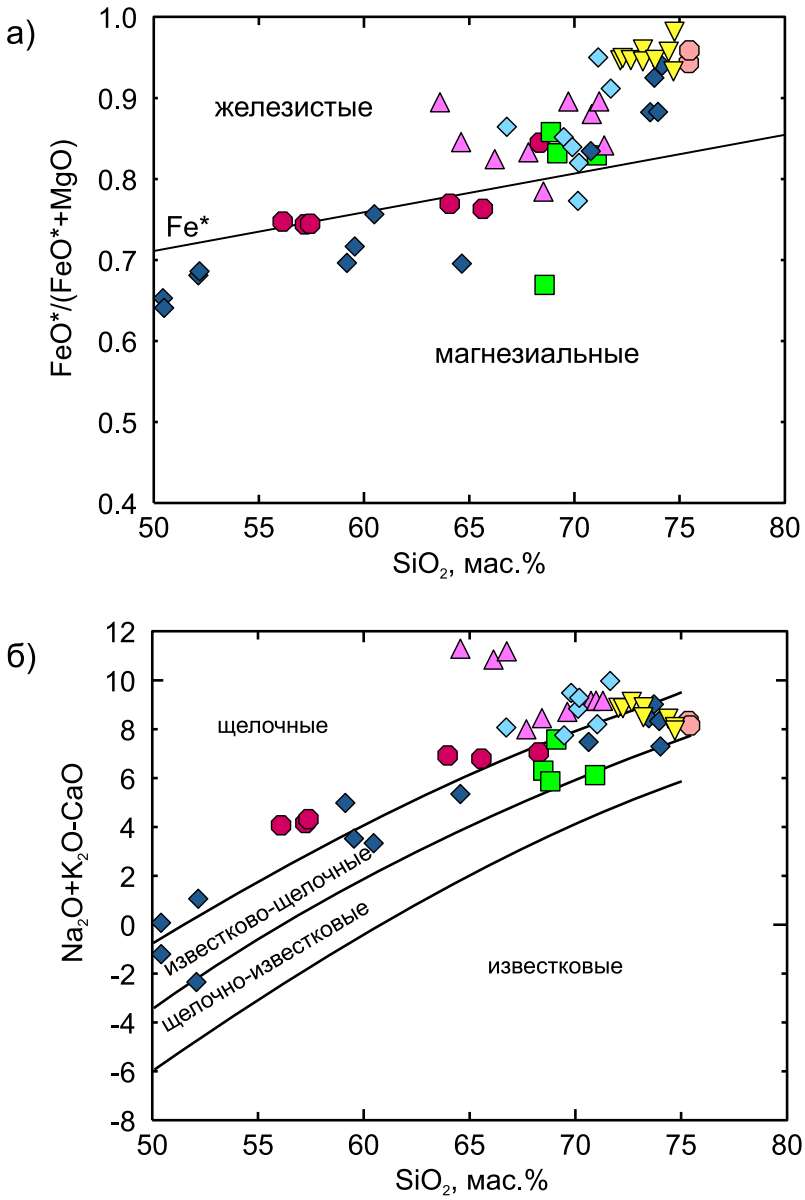


Рис. 6. Диаграммы $FeO^*/(FeO^*+MgO) – SiO_2$ *(а)* и $(Na_2O+K_2O–CaO) – SiO_2$ *(б)* [*Frost et al., 2001*] для пород нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ. Условные обозначения см. на рис. 5.

Fig. 6. Diagrams $FeO^*/(FeO^*+MgO) – SiO_2$ *(a)* and $(Na_2O+K_2O–CaO) – SiO_2$ *(б)* [*Frost et al.*, 2001] for rocks in the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan MCC. See the legend in Figure 5.

деления редкоземельных элементов (La/Yb_n=31) и отсутствие выраженной Eu аномалии (Eu/Eu*=0.86–0.94) (см. рис. 8, *б*).

По содержаниям редких и редкоземельных элементов, в том числе по высоким содержаниям Sr и Ba, пониженным Zr, Nb, Y, РЗЭ, граниты с возрастом ~231 млн лет обнаруживают сходство с гранитами I-типа [*Chappell, White, 1974, 1992*]. На диаграмме $CaO/(FeO^*+MgO+TiO_2)$ – $(CaO+Al_2O_3)$ [*Dall'Agnol, Oliveira, 2007*] точки составов гранитов располагаются в поле известково-щелочных гранитов или вблизи него (рис. 9, *а*), а на диаграмме Rb–(Y+Nb) [*Pearce et al., 1984*] они попадают в поле гранитов островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 9, *б*).

Вулканиты катаевской свиты (226 млн лет) *и граниты* (223 млн лет) Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ на диаграмме $(Na_2O+K_2O) – SiO_2$ (см. рис. 5) попадают в поле умереннощелочных пород. Метаморфизованные вулканиты катаевской свиты варьируются по составу от трахибазальтов до трахириолитов. По совокупности петрохимических характеристик можно сделать вывод о том, что вулканиты катаевской свиты принадлежат к базальт-андезит-дацит-риолитовой (БАДР) серии

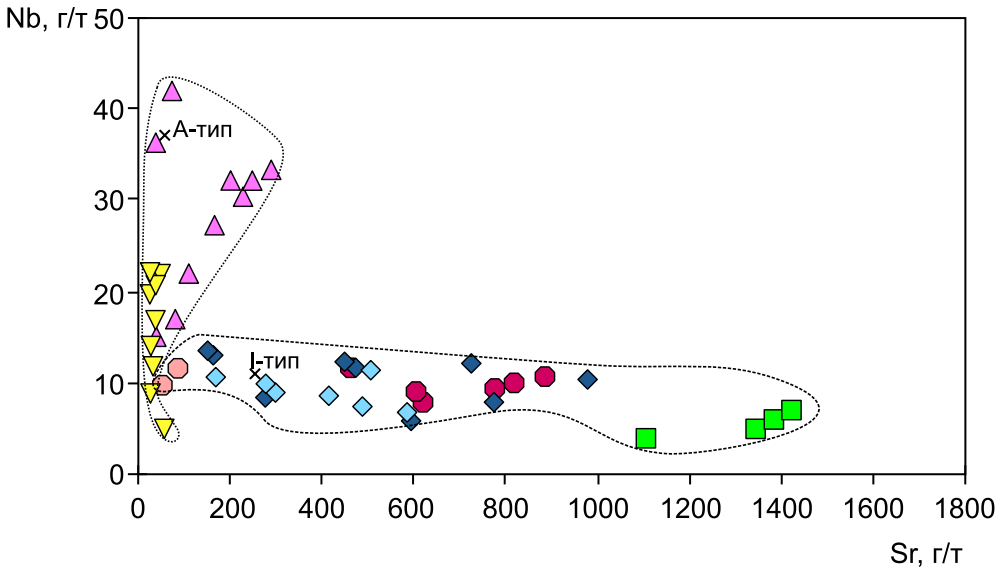


Рис. 7. Диаграмма Nb – Sr для пород среднего и кислого состава нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ.

Условные обозначения см. на рис. 5. На диаграмме не показаны фигуративные точки вулканитов основного состава катаевской свиты Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ (226 млн лет). Составы I-типа и A-типа гранитов показаны по [*Whalen et al., 1997*]. Пунктирной линией объединены точки составов гранитоидов и вулканитов с возрастом 249–223 млн лет. Точечным пунктиром объединены точки состава гранитоидов с возрастом 178–152 млн лет.

Fig. 7. Diagram Nb – Sr for rocks of intermediate and felsic compositions in the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan MCC.

See the legend in Figure 5. The diagram does not show imaging points of volcanic rocks of the basic composition of the Kataev suite in the Kataev volcanoplutonic association of the Butuliyn-Nur MCC (226 Ma). Compositions of granites of I- and A-types are shown according to [*Whalen et al., 1997*]. The dashed line connects points of compositions of granitoids and volcanic rocks (249–223 Ma). The dotted lines connects points of granitoids (178–152 Ma).

повышенной щелочности. Граниты с возрастом 223 млн лет, прорывающие образования катаевской свиты, по составу сходны с вулканитами кислого состава катаевской свиты (см. рис. 5).

На основании значений отношения $FeO^*/(FeO^*+MgO)$, равного 0.69–0.95, большинство гранитов и вулканитов кислого состава следует относить к железистым образованиям, хотя некоторые из проанализированных пород соответствуют магнезиальным разностям (см. рис. 6, *а*). По значению щелочно-известковистого индекса данные породы рассматриваются как известково-щелочные и щелочные образования (см. рис. 6, *б*). Характерными особенностями гранитов и вулканитов кислого состава являются повышенные содержания Sr (148–590 г/т), Ba (345–1619 г/т), низкие содержания Y (9–21 г/т) и Nb (6–14 г/т), умеренные концентрации Zr (101–348 г/т) (см. рис. 7). Граниты и вулканиты кислого состава обнаруживают фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов (La/Yb_n=11–42) и как отрицательную европиевую аномалию на спектрах распределения РЗЭ, так и ее отсутствие (Eu/Eu*=0.32–0.99) (см. рис. 8, *в*).

Несмотря на повышенные содержания щелочей в гранитах и вулканитах кислого состава катаевской свиты, низкие и умеренные концентрации таких элементов, как Y, Nb, Zr, и повышенные содержания Sr, Ba позволяют сопоставлять данные породы с гранитами I-типа [*Chappell, White, 1974, 1992*]. На диаграмме $CaO/(FeO^*+MgO+TiO_2)$ – $(CaO+Al_2O_3)$ [*Dall'Agnol, Oliveira, 2007*] фигуративные точки гранитов и вулканитов кислого состава попадают как в поле известково-щелочных гранитов, так и в поле гранитов A-типа (рис. 9, *а*), а на диаграмме Rb–(Y+Nb) [*Pearce et al., 1984*] они располагаются в поле гранитов островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 9, *б*).

Трахибазальты и трахиандезибазальты катаевской свиты характеризуются умеренными содержания TiO_2 (1.31–1.48 мас. %), FeO* (7.89–8.40 мас. %), Zr (103–228 г/т), Nb (4–9 г/т) [*Donskaya et al., 2012*]. Геохимическими особенностями трахибазальтов и трахиандезибазальтов являются высокие содержания Sr (1126–1713 г/т), Ba (1082–1280 г/т), Th (0.96–4.35 г/т), легких редкоземельных элементов (La=29–50 г/т). Для этих пород типично фракционированное распределение редкоземельных элементов (La/Yb_n=14–21) (рис. 10, *а*). На нормализованных по составу примитивной мантии [*Sun, McDonough, 1989*] мультиэлементных спектрах базальтоидов отмечаются хорошо выраженные отрицательные аномалии Nb, Ti и положительные аномалии Ba, Th-U, Sr, что в совокупности может свидетельствовать о формировании данных пород за счет мантийного источника, в той или иной степени связанного

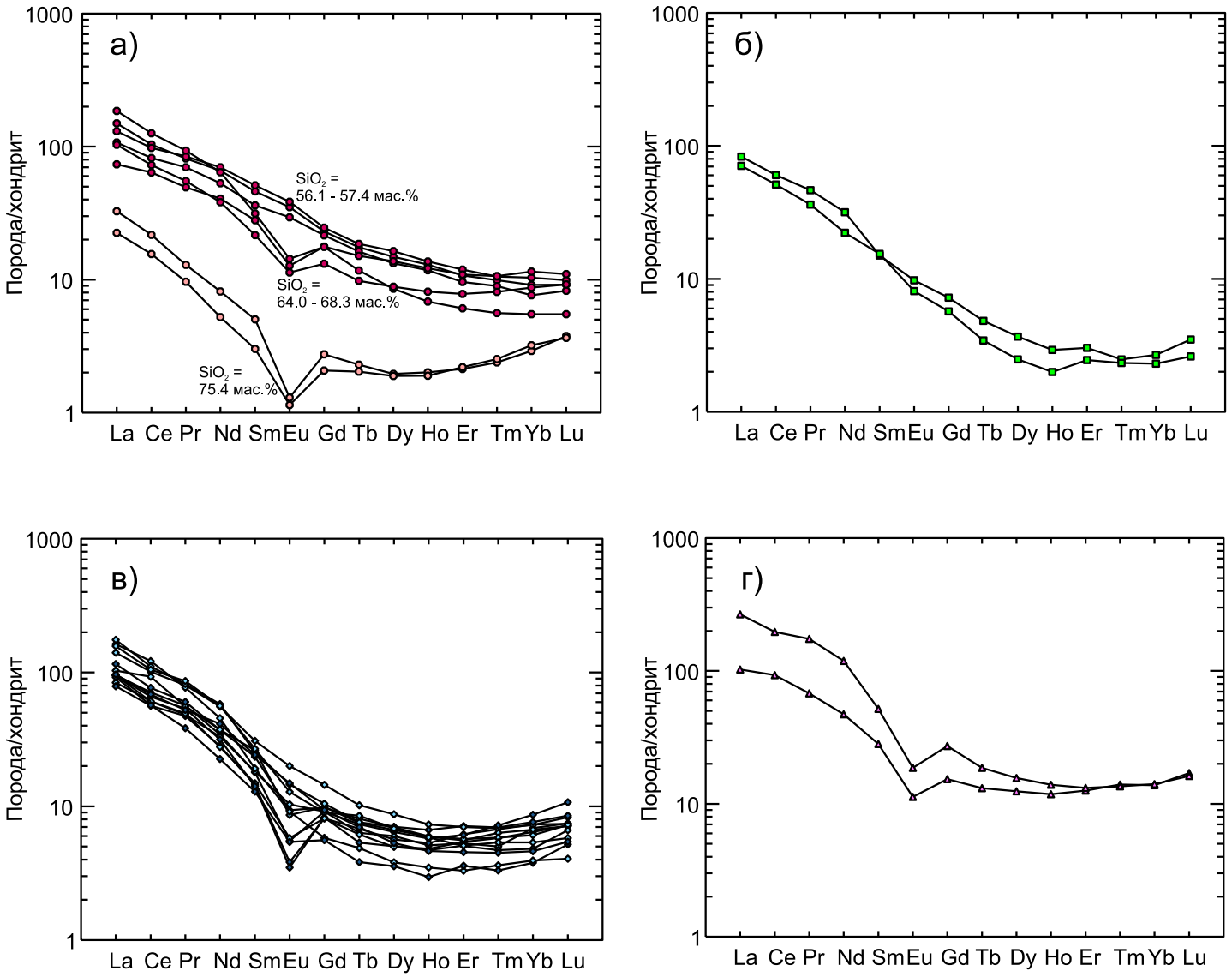


Рис. 8. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту [*Sun, McDonough, 1989*] для гранитоидов Заганского КМЯ (249–247 млн лет) *(а)*; гранитоидов Бутулийн-Нурского КМЯ (231 млн лет) *(б)*; вулканитов кислого состава катаевской свиты (226 млн лет) и гранитов (223 млн лет) Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ *(в)*; гранитоидов Наушкинского массива Бутулийн-Нурского КМЯ (178 млн лет) *(г)*. На диаграмме *(в)* вулканиты кислого состава показаны темно-синим цветом, граниты – голубым цветом.

Fig. 8. Chondrite-normalized [*Sun, McDonough, 1989*] REE patterns for granitoids of the Zagan MCC (249–247 Ma) (*a*), granitoids of the Butuliyn-Nur MCC (231 Ma) *(б)*; felsic volcanic rocks of the Kataev suite (226 Ma) and granites (223 Ma) of the Kataev volcanoplutonic association of the Butuliyn-Nur MCC *(в)*, and granitoids of the Naushki massif of the Butuliyn-Nur MCC (178 Ma) *(г)*. In diagram *(в)*, felsic volcanic rocks are shown in dark blue, and granites are shown in blue.

с процессами субдукции (рис. 10, *б*). На диаграмме Ce/Nb – Th/Nb [*Saunders et al., 1988*] точки составов базальтоидов катаевской свиты располагаются между точками DMM и SDC, что может указывать на формирование их в результате плавления мантийного источника, образованного за счет смешения деплетированного мантийного и субдукционного компонентов [*Donskaya et al., 2012*].

Трахиандезиты катаевской свиты отличаются от базальтоидов более низкими содержаниями TiO_2 (0.97–1.24 мас. %), Sr (724–979 г/т) и более высокими Th (8–14 г/т), содержания La, Ce, Nb, Zr в андезитах и базальтоидах близки друг другу [*Donskaya et al., 2012*]. Трахиандезиты представляют собой магнезиальные образования (FeO*/(FeO*+MgO)=0.70–0.76) (см. рис. 6, *а*). По значениям щелочно-известковистого индекса они рассматриваются как известково-щелочные и щелочные породы (см. рис. 6, *б*). Для трахиандезитов также характерно фракционированное распределение редкоземельных элементов La/Yb_n=8–14 (рис. 10, *а*).

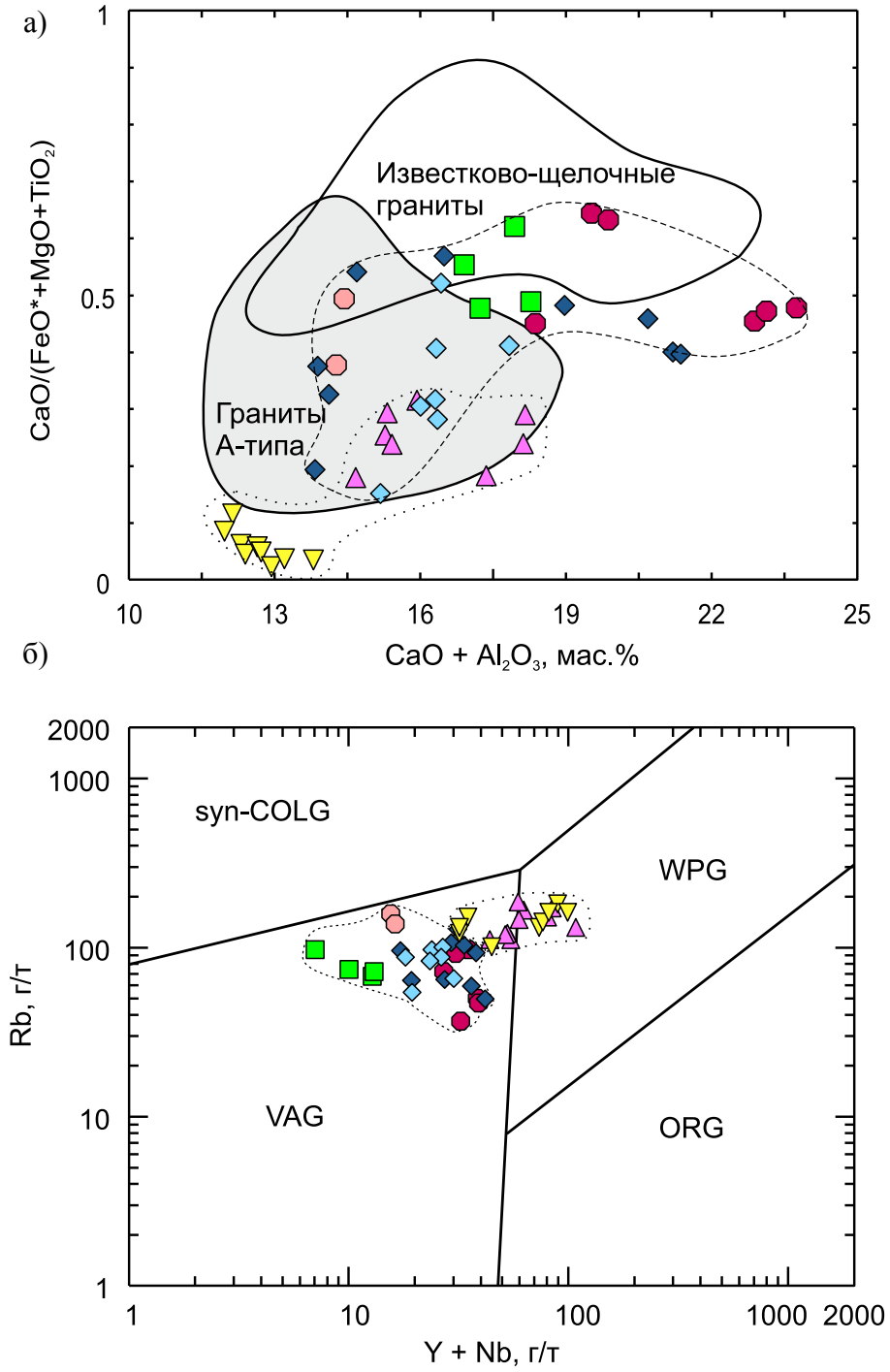


Рис. 9. Диаграммы CaO/(FeO* + MgO +TiO_2) – (CaO + Al_2O_3) [*Dall'Agnol, Oliveira, 2007*] *(а)* и Rb – (Y+Nb) [*Pearce et al., 1984*] *(б)* для пород среднего и кислого состава нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ.

Условные обозначения см. на рис. 5. На диаграмме не показаны фигуративные точки вулканитов основного состава катаевской свиты Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ (226 млн лет). Пунктирной линией объединены точки составов гранитоидов и вулканитов с возрастом 249–223 млн лет. Точечным пунктиром объединены точки состава гранитоидов с возрастом 178–152 млн лет. VAG – граниты вулканических дуг и активных континентальных окраин, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, syn-COLG – синколлизионные граниты.

Fig. 9. Diagrams CaO/(FeO* + MgO +TiO_2) – (CaO + Al_2O_3) [*Dall'Agnol, Oliveira, 2007*] *(a)* and Rb – (Y+Nb) [*Pearce et al., 1984*] *(б)* for rocks of intermediate and felsic compositions of the footwall of the Butuliyn-Nur and Zagan MCC.

See the legend in Figure 5. The diagram does not show imaging points of volcanic rocks of the basic composition in the Kataev suite of the Kataev volcanoplutonic association of the Butuliyn-Nur MCC (226 Ma). The dashed line connects points of compositions of granitoids and volcanic rocks (249–223 Ma). The dotted lines connects points of granitoids (178–152 Ma). VAG – granites of volcanic arcs and active continental margins, ORG – granites of ocean ridges, WPG – intraplate granites, syn-COLG –- syncollisional granites.

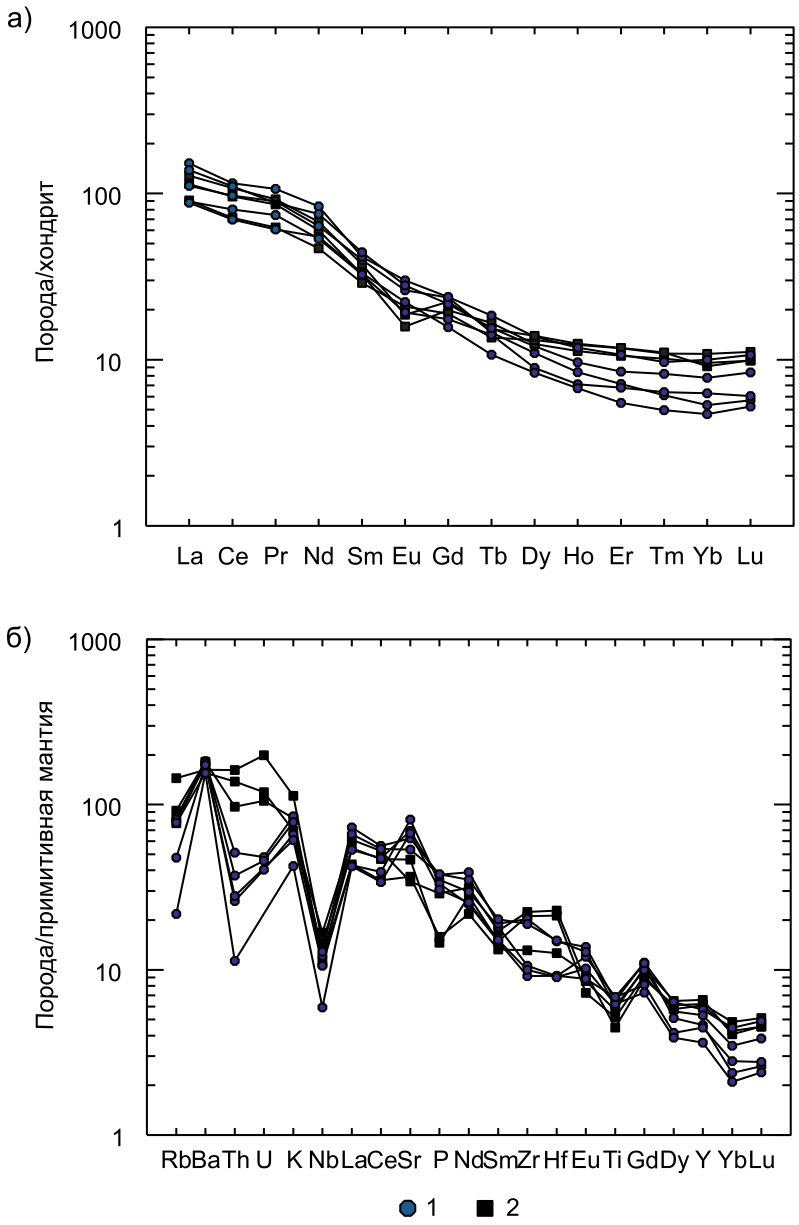


Рис. 10. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту [*Sun, McDonough, 1989*] *(а)*, и мультиэлементные спектры, нормализованные к составу примитивной мантии [*Sun, McDonough, 1989*] *(б)* для метаморфизованных вулканитов основного и среднего состава катаевской свиты Катаевской вулканоплутонической ассоциации Бутулийн-Нурского КМЯ [*Donskaya et al., 2012*].

1 – трахибазальты и трахиандезибазальты; *2* – трахиандезиты.

Fig. 10. Chondrite-normalized [*Sun, McDonough, 1989*] REE patterns (*a*), and primitive mantle-normalized [*Sun, McDonough, 1989*] multi-element spectra *(б)* for metamorphosed volcanic rocks of basic and intermediate composition in the Kataev suite of the Kataev volcanoplutonic association of the Butuliyn-Nur MCC [*Donskaya et al., 2012*].

1 – trachybasalts and trachyandesite-basalts; *2* – trachyandesites.

Увеличение содержаний Th в трахиандезитах при близких содержаниях других несовместимых элементов может свидетельствовать о их формировании в результате контаминации мантийного источника, близкого по составу базальтоидам катаевской свиты, коровым материалом с высоким содержанием Th (рис. 10, *б*) [*Donskaya et al., 2012*].

Гранитоиды Наушкинского массива (*178 млн лет*), прорывающие образования Бутулийн-Нурского КМЯ, по своему химическому составу соответствуют щелочным и умереннощелочным кварцевым сиенитам и умереннощелочным гранитам (см. рис. 5). Гранитоиды обнаруживают высокие значения отношений FeO*/(FeO*+MgO)=0.78–0.89 и попадают преимуще-

ственно в поле железистых пород на диаграмме Б.Р. Фроста с соавторами [*Frost et al., 2001*] (см. рис. 6, *а*). По значению щелочно-известковистого индекса данные породы относятся к щелочным образованиям (см. рис. 6, *б*).

Кварцевые сиениты и граниты Наушкинского массива имеют невысокие, но варьирующиеся содержания Sr (37–290 г/т) (см. рис. 7). Концентрации высокозарядных элементов в гранитоидах повышенные и составляют Zr=200–640 г/т, Y=26–73 г/т, Nb=15–42 г/т. Породы обнаруживают фракционированные спектры распределения РЗЭ (La/Yb_n=7–19) и хорошо выраженную отрицательную Eu аномалию (Eu/Eu*=0.50–0.54) (см. рис. 8, *г*).

Высокие содержания щелочей и высокозарядных элементов в кварцевых сиенитах и гранитах свидетельствуют о близости данных пород гранитам А-типа [*Whalen et al., 1987*]. Этот вывод подтверждается также положением точек составов гранитоидов на диаграмме $CaO/(FeO^*+MgO+TiO_2)$ – $(CaO+Al_2O_3)$ [*Dall'Agnol, Oliveira, 2007*], где все они попадают в поле гранитов А-типа (рис. 9, *а*). На диаграмме Rb – (Y + Nb) [*Pearce et al., 1984*] большинство фигуративных точек пород Наушкинского массива располагаются в поле внутриплитных гранитоидов (см. рис. 9, *б*).

Граниты Верхнемангиртуйского массива (*152 млн лет*) обнаруживают химические составы, близкие умереннощелочным гранитам (см. рис. 5). Породы характеризуются $FeO^*/(FeO^*+MgO)$=0.93–0.98 и располагаются в поле железистых пород на диаграмме Б.Р. Фроста с соавторами [*Frost et al., 2001*] (см. рис. 6, *а*). Щелочно-известковистый индекс позволяет рассматривать эти породы как известково-щелочные и щелочные образования (см. рис. 6, *б*).

Для гранитов Верхнемангиртуйского массива типичны содержания большинства редких элементов, сопоставимые с гранитами А-типа, в частности для них характерны низкие концентрации Sr=23–59 г/т и высокие концентрации Zr=650–860 г/т, Y=18–78 г/т. Содержания Nb в гранитах умеренные и составляют 5–22 г/т. Точки составов гранитов Верхнемангиртуйского массива располагаются вблизи поля гранитов А-типа на диаграмме $CaO/(FeO^*+MgO+TiO_2)$ – $(CaO+Al_2O_3)$ [*Dall'Agnol, Oliveira, 2007*] (см. рис. 9, *а*) и частично в поле внутриплитных гранитов на диаграмме Rb – (Y+Nb) [*Pearce et al., 1984*] (см. рис. 9, *б*).

5. Обсуждение результатов

Все оценки возраста, полученные по породам нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ, хорошо согласуются с возрастом породных комплексов забайкальского и северо-монгольского сегментов ЦАСП, свидетельствуя об единой истории эволюции всего региона [*Donskaya et al., 2013*].

Самые древние породы (554 млн лет) были обнаружены в пределах Бутулий-Нурского КМЯ. Согласно схеме террейнов рассматриваемого сегмента ЦАСП, приведенной в работе [*Volkova, Sklyarov, 2007*], основанием Бутулийн-Нурского КМЯ являются породные комплексы Икатского задугового и Джидинского островодужного террейнов. На основании этого можно допустить, что возраст милонитизированных гнейсов по риолитам (554 млн лет) отражает процессы эндогенной активности либо в Джидинском, либо в Икатском террейне.

Тектонизированные вулканиты и слаборазгнейсованные сиениты с возрастом ~265 млн лет, которые были охарактеризованы в Бутулийн-Нурском КМЯ, наиболее вероятно относятся к карбон – раннесреднепермскому Западно-Забайкальскому поясу [*Donskaya et al., 2013*]. Этот пояс протягивается через все Западное Забайкалье в Северную Монголию и формировался практически одновременно с аллохтонными гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. Согласно исследованиям [*Mazukabzov et al., 2010; Donskaya et al., 2013*], формирование Западно-Забайкальского вулканоплутонического пояса имело место в обстановке растяжения утолщенной континентальной коры над зоной субдукции Монголо-Охотского океана, возможно при влиянии горячей точки мантии.

Позднепермские – триасовые магматические породы пользуются максимальным распространением среди образований нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ. Интересным моментом является тот факт, что до времени получения корректной оценки возраста гранитоидов заганского комплекса Заганского КМЯ (249–247 млн лет) в научной литературе была широко распространена точка зрения о том, что для западно-забайкальской части ЦАСП характерно два дискретных этапа магматической активности – позднепалеозойский (~310–270 млн лет) и раннемезозойский (~230–210 млн лет), разделенные амагматичным перерывом протяженностью более 40 млн лет [*Tsygankov et al., 2010; Jahn et al., 2009; Reichow et al., 2010; Litvinovsky et al., 2011*]. При этом было известно, что на прилегающих к Западному Забайкалью территориях ЦАСП (Северная Монголия и Восточное Забайкалье) магматические события временного интервала 270–230 млн лет проявлены достаточно широко. Полученные оценки возраста по гранитоидам Заганского КМЯ позволили допустить относительную непрерывность магматических событий на территории Западного Забайкалья на протяжении длительного интервала времени (от позднего карбона до позднего триаса) и показали вовлеченность забайкальской части ЦАСП в единый процесс эволюции северного сегмента ЦАСП.

Гранитоиды и вулканиты кислого состава с возрастом 249–211 млн лет, распространенные в нижних пластинах Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ, обнаруживают во многом сходные геохимические характеристики. В частности, все они представляют собой породы повышенной щелочности (см. рис. 5, 6, *б*), ха-

рактеризуются высокими содержаниями Sr и Ba (см. рис. 7), умеренными и низкими концентрациями Nb, Y (см. рис. 7, 9, *б*), фракционированными спектрами распределения РЗЭ (рис. 8, *а–в*). По содержаниям редких и редкоземельных элементов данные гранитоиды и вулканиты кислого состава обнаруживают сходство с гранитами I-типа [*Chappell, White, 1974, 1992*]. Некоторые различия в содержаниях ряда редких элементов могут быть объяснены особенностями кристаллизации гранитоидных расплавов, в частности их формированием на разных глубинах коры. Фигуративные точки составов всех изученных гранитоидов и вулканитов кислого состава этого возраста попадают в поле гранитов вулканических дуг и активных континентальных окраин на диаграмме Дж. Пирса с соавторами [*Pearce et al., 1984*] (см. рис. 9, *б*). По классификации Б. Барбарина [*Barbarin, 1999*] проанализированные породы могут быть отнесены как к обогащенным амфиболом известково-щелочным гранитам (ACG), так и к обогащенным калием известково-щелочным гранитам (KCG). Однако при любой из этих интерпретаций благоприятной геодинамической обстановкой для формирования тех и других пород может являться обстановка активной континентальной окраины. Химические характеристики базальтоидов Катаевской вулканоплутонической ассоциации, близких по возрасту рассмотренным гранитоидам и вулканитам кислого состава, свидетельствуют о том, что породы подобного состава могли быть образованы над зоной субдукции, т.е. также в обстановке активной континентальной окраины.

Таким образом, для позднепермских – триасовых магматических образований нижних пластин Бутулийн-Нурского и Заганского КМЯ может быть реконструирована обстановка активной континентальной окраины, что хорошо согласуется со сценарием позднепалеозойской – раннемезозойской эволюции северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса [*Donskaya et al., 2013*]. Эта часть ЦАСП расположена к северу от Монголо-Охотской сутуры, и формирование пермских–триасовых магматических комплексов в регионе контролировалось процессами субдукции океанической плиты Монголо-Охотского океана под Сибирский континент.

Наушкинский и Верхнемангиртуйский массивы гранитоидов юрского возраста также обнаруживают близкие геохимические черты (см. рис. 5–9). Гранитоиды обоих массивов являются железистыми, преимущественно щелочными образованиями, по содержаниям как петрогенных, так и редких элементов они сопоставимы с гранитами А-типа. Согласно классификации Б. Барбарина [*Barbarin, 1999*] эти гранитоиды относятся к типу перщелочных и щелочных гранитоидов (PAG), формирование которых связано с обстановками внутриконтинентального растяжения. Внедрение гранитоидов Наушкинского и Верхнемангиртуйского массивов происходило в условиях внутриконтинентального растяжения на фоне смены субдукционного режима на коллизионный [*Donskaya et al., 2013*]. В дальнейшем, в раннемеловое время, после закрытия Монголо-Охотского океана имел место коллапс утолщенной коры и массовое экспонирование комплексов метаморфических ядер, ареол распространения которых охватывает всю территорию Восточной Азии от Западного Забайкалья до Центрального и Восточного Китая.

6. Благодарности

Работы были выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00557-а, 13-05-91173-ГФЕН_а) и партнерского проекта фундаментальных исследований СО РАН № 6.

7. Литература / References

Barbarin B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46 (3), 605–626. http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1.

Chappell B.W., White A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173–174.

Chappell B.W., White A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83 (1–2), 1–26. http://dx.doi.org/10.1017/S0263593300007720.

Dall'Agnol R., Oliveira D.C., 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos* 93 (3–4), 215–233. http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.065.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., De Waele B., Presnyakov S.L., 2012. The Late Triassic Kataev volcanoplutonic association in western Transbaikalia, a fragment of the active continental margin of the Mongol-Okhotsk Ocean. *Russian Geology and Geophysics* 53 (1), 22–36. http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2011.12.002.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V., 2013. Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean. *Journal of Asian Earth Sciences* 62, 79–97. http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.07.023.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Lepekhina E.N., Wang T., Zeng L., Guo L., 2014. Continuity of Late Paleozoic – Early Mesozoic Magmatism in the Western Transbaikal Region. *Doklady Earth Sciences* 458 (1), 1067–1072. http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X14090268.

Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.R., Hegner E., 2008. Age and evolution of Late Mesozoic metamorphic core complexes in Southern Siberia and Northern Mongolia. *Journal of the Geological Society, London* 165 (1), 405–421. http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492006-162.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048. http://dx.doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033.

Geological Map of the Southern East Siberia and Northern Mongolia, 1983. Scale 1:1500000. The USSR Ministry of Geology (Mingeo SSSR), Moscow (in Russian) [Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-б 1:1500000. М.: Мингео СССР, 1983].

Jahn B.M., Litvinovsky B.A., Zanvilevich A.N., Reichow M., 2009. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian–Transbaikalian Belt: Evolution, petrogenesis and tectonic significance. *Lithos* 113 (3–4), 521–539. http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.015.

Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y., 2011. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: the Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia). *Lithos* 125 (3–4), 845–874. http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2011.04.007.

Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Paderin I.P., 2010. The Late Paleozoic geodynamics of the West Transbaikalian segment of the Central Asian fold belt. *Russian Geology and Geophysics* 51 (5), 482–491. http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2010.04.008.

Mazukabzov A.M., Donskaya, T.V., Gladkochub D.P., Sklyarov E.V., Ponomarchuk V.A., Sal'nikova E.B., 2006. Structure and age of the metamorphic core complex of the Burgutui ridge (Southwestern Transbaikal region). *Doklady Earth Sciences* 407 (1), 179–183. http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X06020048.

Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., 2011. Metamorphic core complexes of the Transbaikalia: review. *Geodynamics & Tectonophysics* 2 (2), 95–125. http://dx.doi.org/10.5800/GT-2011-2-2-0036.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jounal of Petrology* 25 (4), 956–983. http://dx.doi.org/10.1093/petrology/25.4.956.

Petrographic Code of Russia, 2009. Igneous, Metamorphic, Metasomatic and Impact Formations. VSEGEI, St. Petersburg. 200 p. (in Russian) [*Петрографический кодекс России*. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.].

Reichow M.K., Litvinovsky B.A., Parrish R.R., Saunders A.D., 2010. Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite-granite suites in the Mongolian–Transbaikalian Belt, Russia: evidence from U–Pb geochronology and whole-rock geochemistry. *Chemical Geology* 273 (1–2), 120–135. http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.02.017.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J., 1988. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *Journal of Petrology* (*Special Lithosphere Issue*), 415–445. http://dx.doi.org/10.1093/petrology/Special_Volume.1.415.

Sklyarov E.V., Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Doronina N.A., Shafeev A.A., 1994. The Zagan metamorphic core complex (Transbaikalie). *Doklady AN* 339 (1), 83–86 (in Russian) [*Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Доронина Н.А., Шафеев А.А.* Заганский комплекс метаморфического ядра (Забайкалье) // *Доклады АН*. 1994. Т. 339. № 1. С. 83–86].

Sklyarov E.V., Mazukabzov A.M., Mel'nikov A.I., 1997. Metamorphic Core Complexes of Cordilleran Type. Publishing House of the Scientific Research Centre of A.A. Trofimuk Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, 182 p. (in Russian) [*Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.].

Sun S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes Basins. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.), Magmatism in the Oceanic. Geological Society, London, Special Publication 42, 313–345. http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.

Tsygankov A.A., Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Reichow M.K., Liu D.Y., Larionov A.N., Presnyakov S.L., Lepekhina Y.N., Sergeev S.A., 2010. Sequence of magmatic events in the Late Paleozoic of Transbaikalia, Russia (U-Pb isotope data). *Russian Geology and Geophysics 51 (9), 972–994.* http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2010.08.007.

Turkina O.M., 2000. Modeling geochemical types of tonalite–trondhjemite melts and their natural equivalents. *Geochemistry International* 38 (7), 640–651.

Turkina O.M., 2005. Proterozoic tonalites and trondhjemites of the Southwestern margin of the Siberian Craton: Isotope geochemical evidence for the lower crustal sources and conditions of melt formation in collisional settings. *Petrology* 13 (1), 35–48.

Volkova N.I., Sklyarov E.V., 2007. High-pressure complexes of Central Asian Fold Belt: geologic setting, geochemistry, and geodynamic implications. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 83–90. http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.008.

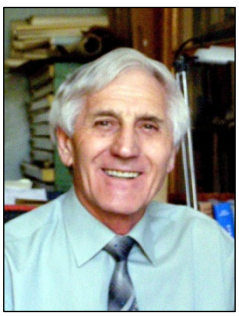
Wang T., Guo L., Zheng Y., Donskaya T., Gladkochub D., Zeng L., Li J., Wang Y., Mazukabzov A., 2012. Timing and processes of late Mesozoic mid-lower-crustal extension in continental NE Asia and implications for the tectonic setting of the destruction of the North China Craton: Mainly constrained by zircon U–Pb ages from metamorphic core complexes. *Lithos* 154, 315–345. http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.07.020.

Wang T., Zheng Y., Zhang J., Zeng L., Donskaya T., Guo L., Li J., 2011. Pattern and kinematic polarity of late Mesozoic extension in continental NE Asia: perspectives from metamorphic core complexes. *Tectonics* 30 (6), TC6007. http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002896.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95 (4), 407–419. http://dx.doi.org/10.1007/BF00402202.

Донская Татьяна Владимировна, канд. геол.-мин. наук, с.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
✉ e-mail: tanlen@crust.irk.ru

Donskaya, Tatiana V., Candidate of Geology and Mineralogy, Senior researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
✉ e-mail: tanlen@crust.irk.ru



Мазукабзов Анатолий Муталибович, д.г.-м.н., в.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: mazuk@crust.irk.ru

Mazukabzov, Anatoly M., Doctor of Geology and Mineralogy, Lead researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: mazuk@crust.irk.ru