

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2018

№ 2

Зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере
массовых коммуникаций, связи и охраны культурного наследия
(свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-66443 от 14 июля 2016 г.)

Томский государственный университет
2018

Учредитель – Томский государственный университет

Адрес редакции и издателя: 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, Национальный исследовательский Томский государственный университет, геолого-географический факультет. Сайт: <http://journals.tsu.ru/geo/>

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор: Эрнст Р.Э., профессор Карлетонского университета, Оттава, Канада

E-mail: Richard.Ernst@Carleton.ca

Заместитель главного редактора: Врублевский В.В., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

E-mail: vasvr@yandex.ru

Ответственный секретарь: Асочакова Е.М., канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Гордиенко И.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Гутак Я.М., д-р геол.-минерал. наук, профессор Сибирского государственного индустриального университета, Новокузнецк, Россия

Евсеева Н.С., д-р геогр. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Земцов В.А., д-р геогр. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Изох А.Э., д-р геол.-минерал. наук, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Конторович А.Э., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

Коротеев В.А., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Кузьмин М.И., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия

Парначев В.П., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Поздняков А.В., д-р геогр. наук, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

Поляков Г.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Реведагто В.В., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Рихванов Л.П., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия

Савичев О.Г., д-р геогр. наук, профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия

Сазонов А.М., д-р геол.-минерал. наук, профессор Сибирского федерального университета, Красноярск, Россия

Склярёв Е.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Соломина О.Н., д-р геогр. наук, чл.-кор. РАН, директор Института географии РАН, Москва, Россия

Худолей А.К., д-р геол.-минерал. наук, профессор Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, Россия

Цыганков А.А., д-р геол.-минерал. наук, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Чернышов А.И., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

Ярмолюк В.В., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Бэнкс Давид, CGeol, компания Holymoog Consultancy, Честерфилд, Университета Глазго, Великобритания

Гутиеррес-Алонсо Г., профессор Университета Саламанки, Саламанка, Испания

Покровский О.С., ведущий научный сотрудник обсерватории Миди-Пиренейз Национального центра научных исследований, Тулуза, Франция

Чамберлейн К.Р., профессор, Университет Вайоминг, Ларамы, США

Чан Чонг Хоа, Геологический институт Вьетнамской Академии наук и технологий, Ханой, Вьетнам

Эрнст А.А., профессор, Гамбургский университет, Гамбург, Германия

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

Гертнер И.Ф., канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Горбатенко В.П.**, д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Гринев О.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Катунин Д.А.**, канд. филол. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Краснова Т.С.**, канд. геол.-минерал. наук, начальник научного управления, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Лещинский С.В.**, д-р геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Лычагин Д.В.**, д-р физ.-мат. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Подобина В.М.**, д-р геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Ромашова Т.В.**, канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Севастьянов В.В.**, д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Татьянин Г.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Тишин П.А.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Хромых О.В.**, канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия

Founder –Tomsk State University

“Geosphere Research”

International standard serial edition number: 2542-1379

Languages: Russian, English

Publication are non-commercial basis (FREE)

Open access

Contacts: 36 Lenin Avenue, Tomsk, Russia, 634050. Tomsk State University. Faculty of Geology and Geography;
<http://journals.tsu.ru/geo>

EDITORIAL BOARD

Editor-in-Chief: **Richard E. Ernst**, Professor of the Carleton University, Ottawa, Canada

E-mail: Richard.Ernst@Carleton.ca

Deputy Editor-in-Chief: **Vassily V. Vrublevskii**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: vasvr@yandex.ru

Executive Editor: **Evgeniya M. Asochakova**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Assistant Professor, Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Gordienko I.V., Corresponding Member of RAS, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Gutak Ya.M., Professor of the Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia

Evseeva N.S., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Zemtsov V.A., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Izokh A.E., Professor, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Kuzmin M.I., Member of RAS, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

Parnachov V.P., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Pozdnyakov A.V., Professor, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

Polyakov G.V., Corresponding Member of RAS, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Reverdatto V.V., Member of RAS, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Rikhvanov L.P., Professor of the Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

Savichev O.G., Professor of the Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

Sazonov A.M., Professor of the Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

Sklyarov E.V., Corresponding Member of RAS, Institute of the Earth Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Solomina O.N., Corresponding Member of RAS, Director of the Geography Institute RAS, Moscow, Russia

Khudoley A.K., Professor of the St. Petersburg University, St. Petersburg, Russia

Tsygankov A.A., Director of the Geological Institute of SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Chernyshov A.I., Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia

Yarmolyuk V.V., Member of RAS, Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

David Banks, CGeol, Holymoore Consultancy, Chesterfield, UK

Gabriel Gutierrez-Alonso, Professor of the Salamanca University, Salamanca, Spain

Pokrovsky O.S., Leading Scientist, the Observatory Midi-Pyrénées of CNRS, Toulouse, France

Tran Trong Hoa, Chief Scientist, Geological Institute of the Vietnam Academy of Sciences and Technologies, Hanoi, Vietnam

Chamberlain K.R., Research Professor, Department of Geology & Geophysics, University of Wyoming, Laramie, USA

Ernst A.A., Professor of the Hamburg University, Hamburg, Germany

EDITORIAL COUNCIL

Gertner I.F., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Gorbatenko V.P.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Grinev O.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Katunin D.A.**, Cand. Sci. (Philol.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Krasnova T.S.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Leshchinskiy S.V.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Lychagin D.V.**, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Podobina V.M.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Romashova T.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Sevast'yanov V.V.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Tat'yanin G.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Tishin P.A.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Khromykh O.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia

СОДЕРЖАНИЕ

МИНЕРАЛОГИЯ

- Асочакова Е.М., Коноваленко С.И.** Лазуритовая минерализация Бадахшанского массива 6
- Бухарова О.В., Марфин А.Е.** Статистическая оценка типохимических особенностей кварца
гранитных пегматитов 21

ПЕТРОЛОГИЯ

- Леснов Ф.П., Капитонов И.Н., Сергеев С.А.** Изотопный состав гафния в цирконах
из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива и условия его формирования
(о. Сахалин) 31
- Макаренко Н.А., Котельников А.Д.** Кашпарский кембро-ордовикский
габбро-диорит-кварцмонцодиорит-сиенитовый комплекс – новое петрографическое
подразделение на восточном склоне Кузнецкого Алатау 52

ГЕОХИМИЯ

- Савичев О.Г., Гусева Н.В.** Взаимосвязи между химическим составом донных отложений
и поверхностных вод в устьевой области реки Меконг (Вьетнам) 72

ЮБИЛЕЙНАЯ ДАТА

- Свешникова В.Л.** К 130-летию со дня открытия минералогического музея
имени И.К. Баженова Томского государственного университета 83

CONTENTS

MINERALOGY

- Asochakova E.M., Konovalenko S.I.** Lazuritic mineralization of the Badakhshan massive 6
- Bukharova O.V., Marfin A.E.** Statistical estimation of typochemical features of quartz
of granite pegmatites 21

PETROLOGY

- Lesnov F.P., Kapitonov I.N., Sergeev S.A.** Isotopic composition of Hafnium in zircons
from the rocks of Berezovskii mafic-ultramafic massif and the conditions of its formation
(Sakhalin Island) 31
- Makarenko N.A., Kotelnikov A.D.** Kashpar Cambridge-Ordovician gabbro-diorite-quartzmoncodiorite-
syenite complex is a new petrographic subdivision on the eastern slope of the Kuznetsk Alatau 52

GEOCHEMISTRY

- Savichev O.G., Guseva N.V.** Interrelations between the chemical composition of sediments
and surface waters in mouth areas of the Mekong river (Viet Nam) 72

ANNIVERSARY DATE

- Sveshnikova V.L.** To the 130th anniversary of the opening I.K. Bazhenov Mineralogical Museum
of Tomsk State University 83

МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 553. 896.621.55(571.5)

ЛАЗУРИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ БАДАХШАНСКОГО МАССИВА

Е.М. Асочакова, С.И. Коноваленко

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

В работе рассматриваются лазуритовые породы Бадахшанского массива, который располагается на юге Средней Азии на стыке двух складчатых сооружений: Юго-Западного Памира и Восточного Гиндукуша. На примере месторождений Сары-Санг, Ляджвардара и проявления Горон описаны структурно-текстурные особенности и минеральный состав лазуритовых пород. Спектральный, рентгеноструктурный, химический анализы позволили выявить типоморфные признаки главных, второстепенных и аксессуарных минералов. Рассмотрены вопросы генезиса лазуритовой минерализации Бадахшанского массива и признаки зон лазуритизации.

Ключевые слова: лазурит, магнезиальные скарны, будинаж, зональность, Сары-Санг, Ляджвардара, Горон.

Введение

Бадахшанский район находится в пределах Юго-Западного Памира (ЮЗ Памир) и Восточного Гиндукуша – это высокогорные системы на юге Средней Азии, северо-восточная и юго-западная части которых находятся в пределах Таджикистана и Афганистана соответственно. С глубокой древности Бадахшанский район привлекал внимание как источник знаменитых самоцветов – бадахшанских лалов, лазурита. Именно бадахшанский лазурит высоко ценился на мировом рынке, его доставляли и успешно продавали в Индии, Месопотамии и в других странах с III–II в. до н.э., а отдельный отрезок Великого шелкового пути на Памире назывался лазуритовым [Литвиненко, Барнов, 2010; Абдалиева, 2016; Lo Giudice et al., 2009]. К настоящему времени в Бадахшанском районе известно два крупных месторождения лазурита – это Сары-Санг в Афганистане и Ляджвардара в Таджикистане. Аналоги этих месторождений известны в России, Чили, США, Канаде, ЮАР, Индии и Мьянме [Асочакова, 2006; Литвиненко, 2012; Faryad, 1999; Coenraads, Canut De Bon, 2000]. Изучение лазуритовых пород на территории Афганистана проводилось большим коллективом геологов (Ж. Блез, Ф. Сезброн, А.Н. Майоров, М.Е. Креков, И.Я. Ефимов, А.И. Судеркин), подробно описавшим лазуритовые породы и составившим схему геологического строения месторождения Сары-Санг [Ефимов, Судеркин, 1967]. Месторождение Ляджвардара было открыто геологами Таджикско-Памирской экспедиции Г.П. Юдиным, А.В. Хабаковым, П.П. Лукницким в 1930 г. В 1934 г. С.И. Клунников и А.И. Попов подробно описали и оценили запасы лазурита в коренном залегании и в осыпях [Литвиненко, Барнов, 2010].

Изучение особенностей лазуритовой минерализации Бадахшанского массива стало возможным

благодаря наличию каменного материалов в распоряжении авторов работы. Образцы месторождения Ляджвардара были отобраны С.И. Коноваленко во время экспедиции на Памир в 1970–1980-х гг., кроме того было опробовано вновь обнаруженное проявление лазурита в среднем течении правого борта р. Горон. Образцы месторождения Сары-Санг предоставлены заведующей минералогическим музеем имени И.К. Баженова Томского государственного университета В.Л. Свешниковой.

Геологическое строение месторождений и проявлений

Район лазуритовых месторождений сложен породами ваханского комплекса, входящего в состав Бадахшанского срединного массива, и отделен от комплексов ЮЗ Памира серией разломов. Ваханский комплекс объединяет метаморфические породы, развитые по осадочным толщам ваханской серии, и интрузивные образования, наиболее ранние из которых выделяются в так называемый хорогский ортокомплекс [Буданов, 1993]. Территория ЮЗ Памира сложена главным образом докембрийскими метаморфическими породами. Образования осадочного чехла условно карбонового (немацдаринская свита) и палеогенового (?) возрастов (едомская свита) очень ограничены по площади и в большинстве случаев имеют тектонические контакты с породами докембрийского кристаллического основания (рис. 1). В докембрийских породах выделены образования двух разновозрастных структурно-формационных комплексов: архейские породы основания (горанская, сарысангская и шахдаринская серии, а также хорогский ортокомплекс) и нижнепротерозойские породы чехла – аличурская серия [Иванов, Сапожников, 1985; Киселев, Буданов, 1986; Индосинийский... 1992; Буданов, 1993].

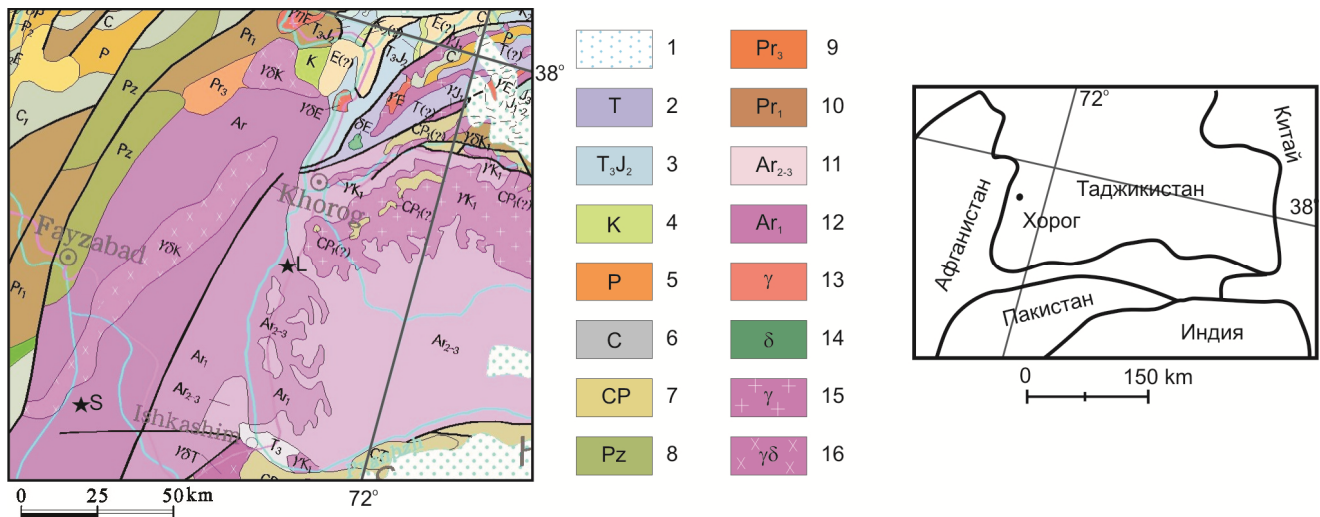


Рис. 1. Геологическая карта района лазуритовых месторождений. Вырезка из геологической карты Северной, Центральной и Восточной Азии [Atlas... 2008]

1 – ледниковые и снежные покровы; 2 – триасовые отложения; 3 – верхнетриасовые и среднеюрские отложения; 4 – меловые отложения; 5 – пермские отложения; 6 – каменноугольные отложения; 7 – каменноугольно-пермские отложения; 8 – палеозойские отложения; 9 – верхнепротерозойские породы; 10 – нижнепротерозойские породы; 11 – средне-верхнеархейские породы; 12 – нижнеархейские породы; магматические породы; 13 – граниты палеогеновые; 14 – диориты палеогеновые; 15 – граниты мелового возраста; 16 – гранодиориты мелового возраста. Месторождения: S – Сары-Санг, L – Ляджвардара

Fig. 1. Geological map of the area of lapis lazuli deposits. Cut from Geological map of Northern-Central-Eastern Asia and adjacent areas [Atlas... 2008]

1 – glacier and snow cover; 2 – Triassic sediments; 3 – Upper Triassic and Middle Jurassic; 4 – Cretaceous; 5 – Permian rock; 6 – Carboniferous rock; 7 – Carboniferous-Permian rock; 8 – Paleozoic rock; 9 – Upper Proterozoic rock; 10 – Lower Proterozoic rock; 11 – Middle-Upper Archaean rock; 12 – Lower Archaean rock; Igneous rocks; 13 – Paleogene granites; 14 – Paleogene diorites 15 – Cretaceous granites; 16 – Cretaceous granodiorites. Deposits: S – Sary-Sang, L – Lyadzhvardara

Месторождение Сары-Санг (Афганистан). На северо-востоке Афганистана находится основная часть Бадахшанской лазуритоносной провинции, включающая уникальное месторождение Сары-Санг, а также другие проявления лазурита (Челемак, Дераво Боло, Дук, Сахи и т.д.). Большинство из них обнаружено в бассейне верхнего течения р. Кокча (крупный левый приток Пянджа). Лазуритовая минерализация зафиксирована в двух горизонтах доломито-кальцитовых мраморов свиты сахи, входящей в состав верхнеархейской метаморфической серии. Мраморы чередуются с дистен-силлиманитовыми сланцами, биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, амфиболитами и кварцитами.

Существенную роль в строении месторождения играют как докембрийские породы – гранито-гнейсы, аплиты, пегматиты, ортоамфиболиты, так и более молодые мезозойские (юра – ранний мел) гранитоиды [Киевленко, 2000; Литвиненко, 2012].

Лазуритовая минерализация в большинстве случаев представлена измененными будинами алюмосиликатных пород концентрически-зонального строения в диопсидовых скарнах среди кальцифиров и

доломито-кальцитовых мраморов [Киселев, Буданов, 1986; Киевленко, 2000]. В центре будин наблюдаются кварцево-полевошпатовые (ортотлазовые или микроклиновые, иногда интенсивно альбитизированные) породы, сменяющиеся мелкозернистыми диопсидовыми метасоматитами с нефелином, содалитом, гаюином и лазурином. Вслед за ними следует карбонат-диопсид-лазуриновая зона, в которой диопсид замещался гаюин-лазуриновым агрегатом, иногда с афганитом и нефелином. По периферии будин развиты диопсид-форстерит-кальцитовые породы, переходные к кальцифировым. Продуктивная лазуриновая зона чаще всего имеет серповидную форму с пережимами и ответвлениями при ширине, меняющейся от нескольких сантиметров до 1 м и длиной до 5 м и более [Киевленко, 2000].

Уникальность месторождения Сары-Санг определяется очень большим размахом лазуритизации, качеством сырья и большими запасами лазуриновых пород. Лазуритоносные тела обнажены в рельефе под крутыми углами на большую глубину, что позволяет отрабатывать их штольнями на многих горизонтах [Литвиненко, 2012].

Месторождение Ляджвардара (Таджикистан). Лазуриновые тела месторождения наблюдаются в верхах горанской серии (аналог свиты сахи) в кальцит-доломитовых мраморах и кальцифирах мощностью от 10 до 70 м, находящиеся между пироксен-биотит-роговообманковыми и гранат-биотитовыми, биотитовыми гнейсами [Киселев, Буданов, 1986; Литвиненко, Барнов, 2010]. Лазуритоносный пласт сложен серыми и белыми массивными мелко- и среднезернистыми мраморами, местами содержащими до 35% форстерита, а также до нескольких процентов диопсида, флогопита, графита, шпинели и апатита. Характерно присутствие линзовидных прослоев биотитовых гнейсов и многочисленных будинированных даек и жил ортоамфиболитов, аплитовидных гранитов и пегматитов длиной до 10–15 м и мощностью 0,2–5 м. Вдоль пластовых трещин и по контактам с гнейсами и будинами алюмосиликатных пород развиты диопсидовые, флогопит-диопсидовые и диопсид-лазуриновые скарны [Литвиненко, Барнов, 2010].

Лазуриновые тела встречаются в виде желваков и линз длиной до 1–5 м и толщиной 0,3–1 м, представляющих собой метасоматически замещенные

будины аплитов, аплитовидных гранитов и гранит-пегматитов. Линзы и желваки имеют зональное строение: от измененных дисилицированных алюмосиликатных пород к дипсид-лазуритовым и флогопит-диопсид-кальцитовым кальцифирам с форстеритом. Для лазуриновых пород характерны тонкозернистое строение и чистая ярко-голубая окраска. По трещинам, пересекающим скарированные будины, можно наблюдать поздний крупнозернистый темно-синий лазурит. Масштабы месторождения Ляджвардара значительны, поскольку помимо лазуритоносных осыпей в коренном залегании известно не менее 200 различных по размерам гнезд и линз с лазуритом [Киевченко, 2000; Литвиненко, Барнов, 2010].

Проявление Горон (Таджикистан). Проявление находится в 50 км к юго-востоку от г. Хорога в среднем течении правого борта р. Горон на высоте более 3 500 м. Район также сложен глубокометаморфизованными породами верхней части горанской серии, в составе которой широко развиты гнейсы, мигматиты, кальцит-доломитовые мраморы и лазуриновые метасоматиты (рис. 3).

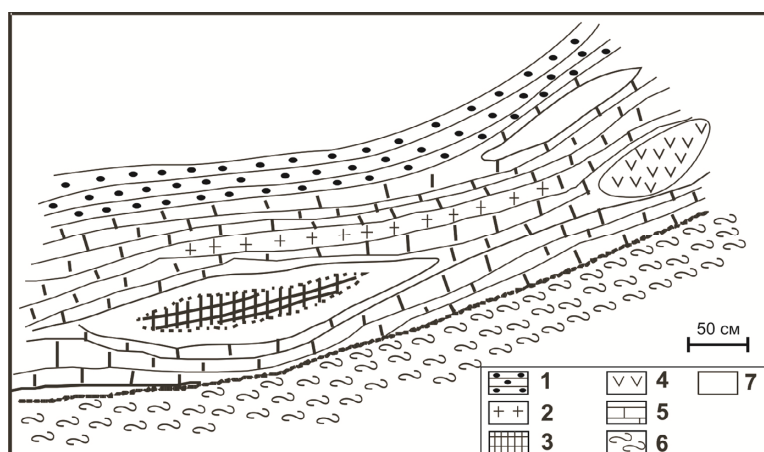


Рис. 3. Схема геологического строения участка Горон, по полевым материалам С.И. Коноваленко

1 – полевошпатовая порода с кварцевыми прожилками и микроклиновыми глазками; 2 – гнейсограниты; 3 – диопсид-лазуритовая порода; 4 – диопсидовая порода; 5 – кальцит-доломитовые мраморы; 6 – гнейсы; 7 – флогопит-кальцитовая порода

Fig. 3. Scheme of the geological structure of the Goron section, according to the field materials of S.I. Konovalenko

1 – feldspar rock with quartz veins and microcline eyes; 2 – gneiss granites; 3 – diopside-lazuritic rock; 4 – diopside rocks; 5 – calcite-dolomite marbles; 6 – gneiss; 7 – phlogopite-calcite rock

Гнейсо-граниты залегают согласно с вмещающими породами в толще кальцит-доломитовых мраморов и непостоянны по простираению. Кальцит-доломитовые мраморы подстилаются эгирин-авгитовыми гнейсами и перекрываются полевошпатовыми метасоматитами. Мелкозернистая диопсид-лазуриновая порода имеет неравномерную окраску с

зонами голубого и белого цвета, с неоднородной, пятнистой текстурой за счет кальцит-полевошпатового агрегата. Между диопсид-лазуриновыми породами с тонкой вкрапленностью пирита и кальцит-доломитовыми мраморами наблюдается лазуриновая зона с крупным флогопитом, переходящим во флогопит-кальцитовый агрегат. На проявлении от-

мечена зональность: 1) кальцит-доломитовый мрамор; 2) кальцит-флогопитовая зона, которая пересечена прожилками кальцита с кристаллами лазурита; 3) кальцит-диопсидовая зона; 4) диопсид-лазури-товая зона с плагиоклазом; 5) диопсидовая зона. Особенностью проявления является отсутствие ядра алюмосиликатных пород, которые, вероятно, были полностью замещены.

Минералогия лазуритовых пород

Лазурит относится к каркасным алюмосиликатам группы содалита. Окраска лазурита связывается с наличием парамагнитных центров S_2^- , S_3^- , $\{SO_3\}$, $\{SSO\}$, причем синяя – с радикалом S_3^- зеленая – $S_2^-+S_3^-$, желтая – S_2^- . Голубая окраска связывается с ионом S_2^- , неустойчивым в свободном состоянии и образующим полисульфид – ион S_4^{2-} . Повышение интенсивности синей окраски при прокаливании объясняется переходом сульфатной серы в сульфидную [Таусон, Сапожников, 2003; Минералы, 2003b; Gambardella et al., 2016].

Лазурит месторождения Сары-Санг имеет насыщенный синий, индиговый цвет с характерной мелко-тонкозернистой структурой (рис. 3, а).

В лазуритовых породах он находится в ассоциации с диопсидом, кальцитом, пиритом, апатитом и сфеном. Лазуритовые породы отличаются по структурному рисунку: пятнистые и полосчатые (рис. 4, а, б). В пятнистых лазуритовых породах наблюдаются агрегаты кальцит-диопсидового состава с редкими кристаллами пирита, по краям которых видны овальные зерна апатита, а в зернах диопсида – клиновидные кристаллы сфена (рис. 4, б). Полосчатые лазуритовые породы наследуют полосчатость исходных пород, которая выражается слоями лазурита различной густоты, иногда подчеркнутые послойной вкрапленностью пирита (рис. 4, б).

В образцах месторождения Ляджвардара лазурит составляет основную массу породы, иногда составляет

60 % от ее объема. Он образует плотные мелкозернистые агрегаты с диопсидом, флогопитом, карбонатами, пиритом и пирротином. Окраска лазурита меняется от бледно-голубой до индигово-синей, которая нередко изменяется в пределах одного образца. Размер зерен лазурита варьирует от 0,01 до 0,05 мм (рис. 4 с, d). Количество лазурита в диопсид-лазури-товой зоне составляет 40 % и более, достигая в локальных обособлениях размером 4×6 см 90 %. Цвет у таких обособлений ярко-синий и фиолетово-синий.

Диопсид-лазури-товая порода проявления Горон имеет неравномерную окраску с зонами голубого и белого цвета (рис. 3, б). Структура мелкозернистая, текстура – неоднородная, пятнистая, обусловленная наличием кальцит-полевошпатового агрегата в основной диопсид-лазури-товой массе. Замещение диопсида и полевого шпата лазуритом придает породе коррозионную микроструктуру (рис. 4, е), симплектитовая – за счет тесного срастания диопсида и лазурита. Характерна примесь единичных зерен кварца и мусковита. Цвет лазурита меняется от голубого до васильково-синего. Кроме того, отмечен лазурит зеленоватого оттенка и необычного нежно-фиолетового цвета, образуя определенную полосчатую окраску. Наблюдаются округлые кристаллы лазурита в кальцитовой прожилке (рис. 4, f).

Лазурит до сих пор является интересным для исследователей в структурно-минералогическом плане. У него установлены четыре структурные разновидности: кубическая, ромбическая, триклинная и моноклинная [Иванов, Сапожников, 1985; Минералы, 2003b; Канева и др., 2010; Таусон и др., 2010; Coenraads et al., 2000; Hassan, 2000]. Выделенные структурные разновидности близки по химическому составу, неразличимы макроскопически и по парагенетическим ассоциациям, но отличаются оптическими свойствами, размерами и симметрией элементарной ячейки.

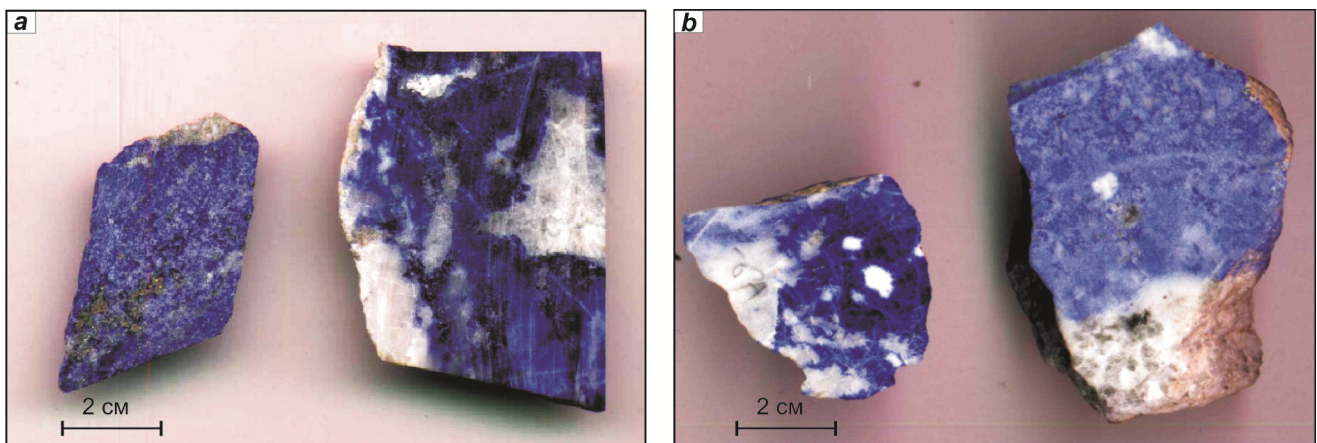


Рис. 3. Лазуритовые породы Бадахшана. а – месторождение Сары-Санг; б – проявление Горон

Fig. 3. Lazurite rocks of Badakhshan. а – Sary-Sang; б – Goron

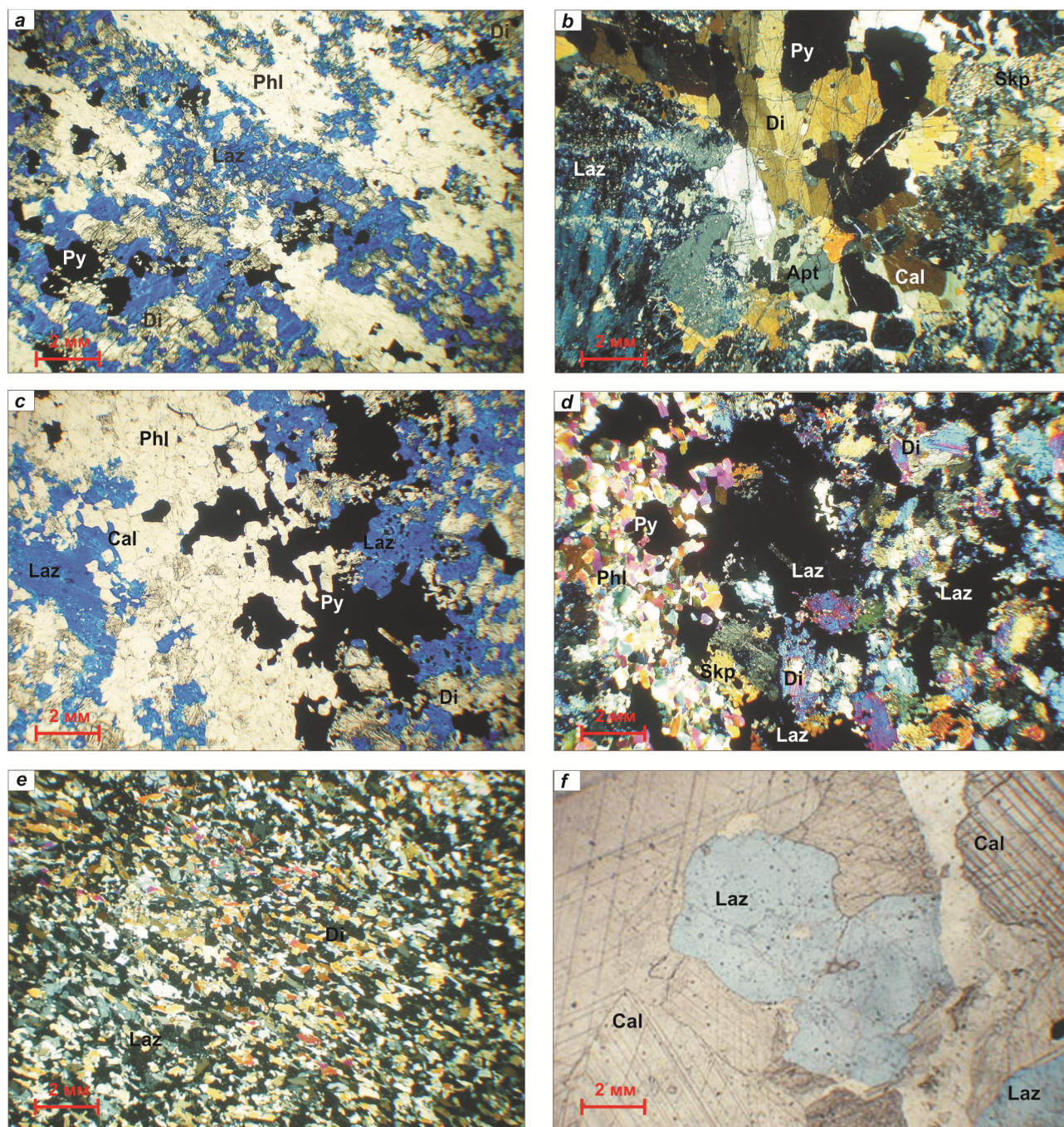


Рис. 4. Структурно-текстурные разновидности лазуритовых пород Бадахшанского массива

Месторождение Сары-Санг: *a* – полосчатая текстура; николи II; *b* – пятнистая текстура, николи X; Месторождение Ляджвардара: *c*, *d* – структура замещения диопсида лазуритом; *c* – николи II; *d* – николи X. Проявление Горон: *e* – Симплектитовая структура диопсид-лазуритовых пород, николи X; *f* – Идиоморфная структура лазурита в кальцитовом прожилке, николи II. Apt – апатит, Di – диопсид, Cal – кальцит, Laz – лазурит, Phl – флогопит, Py – пирит, Skp – скаполит.

Fig. 4. Structural and textural varieties of the lazuritic rocks of the Badakhshan massif

The Sary-Sang deposit: *a* – Striped texture; Nicoli II; *b* – Spotted texture; Nicoli X. The Lyadzhvardara deposit: *c*, *d* – The structure of diopside substitution by lazurite; *c* – Nicoli II; *d* – Nicoli X. The occurrence of Goron: *e* – Symplectite structure of diopside-lazuritic rocks; *f* – The idiomorphic structure of lazurite in the calcite veinlet, Nicoli II. Apt – apatite, Di – diopside, Cal – calcite, Laz – lazurite, Phl – phlogopite, Py – pyrite, Skp – scapolite.

По данным рентгеноструктурного анализа, лазурит месторождения Ляджвардара и проявления Горон представлен кубической разностью (табл. 1).

По химическому составу лазурит месторождения Ляджвардара кроме видообразующих катионов Na и

Ca содержит Fe, Mg, Sr, Mn (табл. 2), в позиции Ca отмечается недостаток катионов. Соотношение Si : Al изменяется в 1 : 1,04–1,08.

Количество Fe, Mg в лазуритах месторождения Сары-Санг в 3 раза больше.

Таблица 1

Результаты рентгеноструктурного анализа лазурита

Table 1

XRD powder data of lazurite

Кубический лазурит [Минералы, 2003b]			Ляджвардара		Горон							
(a _{выч} = 9,08)			90–26 (a _{выч} = 9,06)		G-6A (a _{выч} = 9,04)		G-8(2) (a _{выч} = 9,05)		G-8 (a _{выч} = 9,02)		G-8(1) (a _{выч} = 9,04)	
<i>hkl</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
110	40	6,42	5	6,43	5	6,37	4	6,38	4	6,38	4	6,37
200	17	4,54	2	4,56	2	4,50	3	4,50	3	4,52	3	4,51
14/5.1.4/5	15	4,10	6	4,11	6	4,02	5	4,18	5	4,01	5	—
2.4/5.4/5	10	3,96	2	3,87	2	3,89	2	3,84	2	—	2	—
211	100	3,71	10	3,72	10	3,69	10	3,69	10	3,69	10	3,69
2.11/5.11/5	14	3,45	2	3,36	2	3,47	—	3,62	2	3,34	2	3,36
21/5.11/5.1	10	3,35	3	3,15	3	3,4	—	3,35	3	3,22	3	2,89
			—	—	1	2,96	—	—	1	2,97		
310	40	2,87	6	2,86	6	2,86	8	2,87	8	2,86	1	2,90
222	80	2,62	8	2,62	3	2,61	7	2,61	7	2,61	7	2,61
			1	2,49	1	2,47	2	2,57	2	2,48	2	2,48
21/5.21/5.2	10	2,45	3	2,42	1	2,41	2	2,42	2	2,42	2	2,42
			1	2,36	—	—	4	2,33	—	—	—	—
400	20	2,27	4	2,27	3	2,25	5	2,3	6	2,21	—	—
330,411	50	2,14	7	2,14	2	2,13	6	2,13	—	—	6	2,13
41/5.1.4/5	7	2,07	1	2,08	1	2,07	2	2,06	2	2,09	2	2,08
			2	1,98	—	—	—	—	—	—	—	—
332	6	1,94	2	1,93	6	1,94	—	—	—	—	2	1,90

Примечание: 1. G-6A – темно-синий лазурит из краевой зоны с крупным флогопитом; G-8 – темно-синий лазурит из лазурит-полевошпатовой зоны; G-8(1) – зеленый лазурит из лазурит-полевошпатовой зоны; G-8(2) – фиолетовый лазурит из лазурит-полевошпатовой зоны; № 90-26 – темно-синие кристаллы лазурита из кальцитовых гнезд перекристаллизации. 2. Условия съемки: ДРОН-3, Cu – излучение; 3. “—” – линия не обнаружена; 4. hkl – символы граней, I – интенсивность, d/n – межплоскостное расстояние, a_{выч} – параметр элементарной ячейки в Å. Анализы выполнены в лаборатории НИЛ ЭПМ кафедры минералогии и геохимии, аналитик Т.С. Небера

Note: 1. G-6A – the dark blue lazurite from the marginal zone with a large phlogopite; G-8 – the dark blue lazurite from the feldspar zone; G-8 (1) – the green lazurite from the lazurite-feldspar zone; G-8 (2) – the purple lazurite from the lazurite-feldspar zone; № 90-26 – the dark blue crystals of lazurite from calcite nests of recrystallization. 2. Survey conditions: DRON-3, Cu radiation; 3. “—” – the line is not detected; 4. hkl – the symbols of the faces, I – the intensity, d/n – the interplanar distance, and the primary – the parameter of the unit cell. The analyzes were performed in the laboratory of the Research Laboratory of Experimental Mineralogy, Department of Mineralogy and Geochemistry, Tomsk State University, analyst T.S. Nebera

Также в афганских лазуритах отмечаются повышенное содержание хлора, наличие воды и сульфидной серы. Общее соотношение Si : Al $\approx$ 1 : 1,01, среди катионов кроме Na, Ca, преобладают K, Mg, Fe. Анионная часть минерала состоит главным образом из сульфатной, сульфидной серы (табл. 2).

Геохимическая характеристика лазуритовых месторождений впервые проведена в работе [Иванов, Сапожников, 1985], где установлены типоморфные элементы, такие как Sr, Ba, В и Ве. Отмечаются закономерные вариации содержания Sr в кальцификах в зависимости от степени скарнирования исходных мраморов, увеличиваются последовательно от диопсид-лазуритовых пород (100 г/т), лазуритового кальцифира (270 г/т) до диопсид-скаполитовых пород (480 г/т) [Иванов, Сапожников, 1985].

В породах стадии лазуритообразования на месторождениях Памира количество Ba варьирует от 36 до 2 450 г/т, максимальные содержания характерны для флогопитовых пород [Иванов, Сапожников, 1985]. Среди лазуритовых пород повышенные

содержания Ba характерны для лазурит-кальцит-калишпатовых пород (900 г/т) [Иванов, Сапожников, 1985]. Считается, что метасоматиты наследуют химизм замещаемых пород в отношении этого элемента. Ве, подобно Ba, не привносится, а его содержание в диопсид-лазуритовых породах в зависимости от типа замещаемой породы колеблется от 2 до 30 г/т [Иванов, Сапожников, 1985].

Авторами проведены исследования геохимических особенностей поведения элементов-примесей в лазурите, флогопите и клиногумите (табл. 3), т.е. в главном, второстепенном и акцессорном минералах. Результаты количественного спектрального анализа лазурита показали, что лазурит месторождения Ляджвардара по сравнению с лазуритами проявления Горон имеет повышенные концентрации: сидерофильных – Mn до 320 г/т, Fe до 2 700 г/т, V до 20 г/т, Cr до 59 г/т; литофильных – Sn до 300 г/т, Ba до 310 г/т, Zr до 58 г/т и пониженные концентрации халькофильных – Pb до 280 г/т, Cu до 41 г/т и Ti до 140 г/т (табл. 3).

Таблица 2

Химический состав лазурита, мас. %

Table 2

Chemical composition of lazurite, wt. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	33,01	33,36	31,34	33,12	33,57	33,70	32,65	33,00
TiO ₂	—	—	—	—	—	0,03	—	—
Al ₂ O ₃	25,87	26,89	26,27	27,23	27,24	27,40	27,45	27,60
Fe ₂ O ₃	0,03	—	0,27	—	—	—	—	—
MgO	0,45	—	2,47	—	—	0,40	—	—
MnO	0,06	—	—	—	—	—	—	—
CaO	5,65	6,55	7,97	7,00	7,01	7,43	7,39	8,13
SrO	0,19	—	—	—	—	0,13	—	0,07
BaO	—	—	—	—	—	0,01	—	0,12
Na ₂ O	13,74	18,10	15,75	18,47	18,05	16,14	17,61	13,34
K ₂ O	0,68	0,33	1,02	—	0,03	0,95	0,02	0,54
SO ₃	11,39	13,16	8,71	11,69	13,14	10,05	16,25	12,23
S	—	—	1,84	1,36	0,22	2,66	—	—
F	—	—	—	—	—	0,05	—	0,04
Cl	0,2	0,30	0,78	0,35	0,35	0,24	0,12	0,19
CO ₂	—	—	—	—	—	1,29	—	0,98
H ₂ O	—	—	3,87	1,52	0,58	1,09	—	—
Сумма	91,27	98,69	100,29	100,74	100,19	101,57	101,49	96,24

Примечание: 1 – месторождение Ляджвардара, материалы С.И. Коноваленко; 2 – месторождение Ляджвардара [Минералы, 2003b]; 3 – месторождение Сары-Санг [Минералы, 2003b]; 4, 5 – Южное Прибайкалье [Таусон, Сапожников, 2003]; 6 – Южное Прибайкалье [Канева и др., 2010]; 7 – Южное Прибайкалье [Минералы, 2003b]; 8 – Итальянские горы (штат Колорадо, США) [Минералы, 2003b].

Note: 1 – the Lyadzhvardara deposit, materials of S.I. Konovalenko; 2 – the Lyadzhvardara deposit [Minerals, 2003b]; 3 – the Sary-Sang deposit [Minerals, 2003b]; 4, 5 – the Southern Baikal region [Tauson, Sapozhnikov, 2003]; 6 – the Southern Baikal region [Kaneva et al., 2010]; 7 – the Southern Baikal region [Minerals, 2003b]; 8 – the Italian mountains (Colorado, USA) [Minerals, 2003b].

Формулы лазурита посчитаны на 20 катионов, количество OH-группы – расчетное, по балансу заряда.

1. $(\text{Na}_{5,03}\text{K}_{0,16})_{5,18}(\text{Ca}_{1,14}\text{Mg}_{0,13}\text{Sr}_{0,02}\text{Mn}_{0,01})_{1,3}[\text{Al}_{5,76}\text{Si}_{6,24}\text{O}_{24}](\text{SO}_3)_{1,61}\text{Cl}_{0,06}$
2. $(\text{Na}_{6,52}\text{K}_{0,08})_{6,6}(\text{Ca}_{1,31}\text{Si}_{0,10})_{1,41}[\text{Al}_{5,89}\text{Si}_{6,11}\text{O}_{24}]\{(\text{SO}_3)_{1,84}\text{Cl}_{0,09}(\text{OH})_{0,626}\}$
3. $(\text{Na}_{5,73}\text{K}_{0,24})_{5,97}(\text{Ca}_{1,60}\text{Mg}_{0,69}\text{Fe}_{0,04})_{2,33}[\text{Al}_{5,81}\text{Si}_{5,89}\text{O}_{24}]\{(\text{SO}_3)_{1,23}\text{S}_{0,65}\text{Cl}_{0,25}(\text{OH})_{0,34}\}$
4. $\text{Na}_{6,59}\text{Ca}_{1,38}[\text{Al}_{5,91}\text{Si}_{6,11}\text{O}_{24}]\{(\text{SO}_3)_{1,62}\text{S}_{0,47}\text{Cl}_{0,11}(\text{OH})_{0,54}\}$
5. $(\text{Na}_{6,46}\text{K}_{0,01})_{6,47}(\text{Ca}_{1,39}\text{Si}_{0,11})_{1,50}[\text{Al}_{5,93}\text{Si}_{6,04}\text{O}_{24}]\{(\text{SO}_3)_{1,82}\text{S}_{0,08}\text{Cl}_{0,11}(\text{OH})_{0,01}\}$
6. $(\text{Na}_{5,83}\text{K}_{0,23})_{6,06}(\text{Ca}_{1,49}\text{Si}_{0,29}\text{Al}_{0,03}\text{Mg}_{0,11}\text{Sr}_{0,01})_{1,93}[\text{Al}_{6,00}\text{Si}_{6,00}\text{O}_{24}]\{(\text{SO}_3)_{1,41}\text{S}_{0,93}(\text{CO}_2)_{0,33}\text{Cl}_{0,08}\text{F}_{0,03}(\text{OH})_{0,01}\}$
7. $\text{Na}_{6,37}(\text{Ca}_{1,48}\text{Si}_{0,10}\text{Al}_{0,04})_{1,62}[\text{Al}_{6,00}\text{Si}_{6,00}\text{O}_{24}]\{(\text{SO}_3)_{2,28}\text{Cl}_{0,04}(\text{OH})_{0,05}\}$
8. $(\text{Na}_{5,12}\text{K}_{0,14})_{5,26}(\text{Ca}_{1,73}\text{Si}_{0,55}\text{Al}_{0,45})_{2,76}[\text{Al}_{6,00}\text{Si}_{6,00}\text{O}_{24}]\{(\text{SO}_3)_{1,82}(\text{CO}_2)_{0,27}\text{Cl}_{0,06}\text{F}_{0,03}(\text{OH})_{2,03}\}$

В лазуритах месторождения Ляджвардара среднее содержание Be – 3,5 г/т, такие концентрации характерны для магматических пород и мигматизированных гнейсов.

Наблюдается резкое различие по составу элементов-примесей в лазуритах месторождения Ляджвардара и проявления Горон. Содержание Ba в лазуритах Горона достигает 240 г/т, что характерно для флогопитовых кальцифиров. Содержание Pb в отдельных пробах лазуритах Горона достигает 570 г/т, что, вероятно, связано с присутствием галенита в лазуритовых породах. Концентрация Fe в пробе из кальцит-диопсидовой породы также высока и равна 0,5%, что связано с наличием большого количества пирита. Максимальное количество Cu – 300 г/т и Ti – 900 г/т, характерно для кальцит-флогопит-лазуритовых пород проявления Горон, в то же время их минимальные концентрации 4 и 20 г/т соответственно – для лазуритов месторождения Ляджвардара.

Диопсид является крайним членом изоморфного ряда $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ – $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (диопсид-геденбергит). В образцах пород месторождения Ляджвардара и проявления Горон он чаще представлен зернистыми агрегатами белого цвета (лейкодиопсид), иногда бывает окрашен в различные, в основном бледные оттенки грязно-зеленого или серого цвета.

В изученных образцах месторождения Ляджвардара диопсид с лазуритом и кальцитом образует плотные мелкозернистые агрегаты (рис. 3, а–е). Содержание его меняется от 25–60 % объема лазуритовой породы. Также он встретился в виде единичных зерен в кальцит-флогопитовых породах и кальцифиров. Диопсид образует вкрапленность в пегматит-аплите и венцы вокруг кварцевых обособлений, иногда диопсид вместе с кальцитом выполняет трещинки, которые секут зерна калиевого полевого шпата. Большое количество диопсида (до 70 %) характерно

для диопсид-лазуритовых пород, в составе которых могут быть кальцит, апатит, пирит. Структуры диопсид-лазуритовых пород с преобладающим диопсидом большей частью реакционные и отличаются

крайней неоднородностью. Диопсид присутствует в виде микрозернистых сростаниях с лазуридом. Относительно крупные кристаллы редки (до 1 мм). Макроскопически белый, в шлифах бесцветен.

Таблица 3

Содержание элементов-примесей в минералах лазуритовых пород, г/т

Table 3

Content of impurity elements in the minerals from lazuritic rocks, ppm

М-р	Элемент	Pb	Cu	Sn	Mn	Ba	Be	Sr	V	Cr	Ni	Zr	Ti	Ga	Fe
	П.О.	3	3	3	3	200	2	200	5	10	3	30	3	3	3
<i>Лазуридом</i>															
Ляджвардара	3	215	41	300	320	—	2	200	8	13	4	40	38	21	2 700
	4	280	4	55	180	220	3	—	9	22	3	37	22	23	1 900
	5	38	—	200	290	310	7	—	20	59	5	55	34	15	2 200
	8	21	—	200	180	210	3	—	11	21	—	70	100	14	1 400
	7	13	3	13	130	230	5	—	14	—	—	33	140	11	700
	9	30	31	300	150	280	3	—	19	13	3	58	96	14	1 900
	3*	14	3	25	26	—	2	200	5	21	5	—	70	24	300
Горон	G-6A	380	150	—	21	—	2	200	8	10	3	—	90	9	400
	G-8	260	120	3	31	240	6	210	10	11	—	30	170	11	280
	G-8*	370	230	4	25	200	3	—	20	13	—	32	140	15	550
	G-8**	310	170	2	27	200	7	200	10	11	—	30	240	11	700
	G-5A	570	300	4	550	—	2	—	55	14	3	45	900	9	5 000
Прибайкалье	17529	14	3	220	120	524	2	30	6	27	—	42	100	9	500
	15861	10	4	41	250	2380	2	30	11	46	3	42	60	10	900
	3448	19	—	28	50	410	2	—	—	35	3	41	12	9	260
<i>Флогопит</i>															
Ляджвардара	9	8	48	30	100	2330	—	—	40	41	6	30	220	25	1 000
	6	10	5	30	45	1630	—	—	63	19	3	—	330	31	500
	90-20	20	6	14	160	600	—	—	90	40	3	53	470	13	3 600
Горон	G-6	16	5	4	500	280	—	—	56	13	3	56	260	12	700
	G-5A	20	6	2	500	240	—	—	25	10	4	45	420	10	550
	G-6A	—	6	3	360	250	—	—	36	10	—	36	270	12	1 000
<i>Клиногумит</i>															
Ляджв.	K-1	35	37	—	62	—	—	—	16	—	10	41	3000	3	1 600
	K-2	20	88	3	450	—	—	—	10	10	—	46	630	3	4 300

Примечание. 1. П.О. – предел обнаружения – минимальная концентрация, которую можно обнаружить данным методом; 2. “—” – элемент не обнаружен. 3. *Лазуридом*: * – бледно-зеленого цвета; ** – фиолетового цвета; остальные – синего цвета. *Флогопит*, месторождение Ляджвардара: 9 – темно-серого цвета; 6 – серебристо-белого цвета; 90-20 – светло-коричневого цвета; проявление Горон: все – серого цвета. *Клиногумит*, месторождение Ляджвардара: K-1 – клиногумит из мрамора со шпинелью, K-2 – из кварцсодержащего мрамора. Анализы выполнены в лаборатории НИЛ ЭПМ кафедры минералогии и геохимии, аналитик Е.Д. Агапова

Note. 1. П.О. – The detection limit is the minimum concentration that can be detected by this method; 2. “—” – item not found. 3. *Lazurite*: * – pale green; ** – purple; the other – blue. *Phlogopite*, the Lyadzhvardara deposit: 9 – dark gray; 6 – silver white; 90-20 – light brown color; the occurrence of Horon: all – gray. *Clinohumite*, the Lyadzhvardara deposit: K-1 – from marble with spinel, K-2 – from quartz-containing marble. The analyzes were performed in the laboratory of the Research Laboratory of Experimental Mineralogy, Department of Mineralogy and Geochemistry, Tomsk State University, analyst E.D. Agapova

На проявлении Горон в пределах лазуридонной жилы распространены породы, почти на 90 % состоящие из лейкодиопсида. Макроскопически образец представляет собой породу со скрытокристаллической структурой, с плотной и массивной текстурой. Минерал был определен в проходящем свете по оптическим свойствам. Микроструктура породы гранобластовая. Минеральный состав представлен диопсидом – 90 %, плагиоклаз, вторичные и рудные минералы – 10 %.

Диопсид образует изометричные зерна размером менее 0,2 мм. Зерна минерала сильно трещиноваты, большая часть зерен включает тонкораспыленный рудный материал в виде округлых обособлений. По сравнению с лазуридом, диопсид всегда идиоморфен.

По взаимоотношению диопсида с другими минералами можно выделить следующие структуры:

пойкилобластовая, включения зерен диопсида в крупных зернах плагиоклаза; симплектитовая, мелкозернистые срастания диопсида с бесцветным лазуритом, зерна диопсида и лазурита не индивидуализированы и не превышают 0,01 мм (рис. 3, с, е); кор-

розионная структура замещения диопсида лазуритом (рис. 3, d).

По химическому составу диопсид месторождения Ляджвардара отличается от диопсида Прибайкалья меньшим содержанием SiO_2 , Al_2O_3 , CaO (табл. 4).

Таблица 4

Химический состав диопсида и флогопита, мас. %

Table 4

Chemical composition of diopside and phlogopite, wt. %

Компонент	Диопсид					Флогопит			
	1	2	3	4	5	1	2	3	4
SiO_2	50,77	54,62	55,68	54,93	54,06	40,63	40,27	40,03	41,95
TiO_2	0,15	0,2	0,28	0,23	0,05	0,4	0,4	0,75	0,4
Al_2O_3	0,96	2,09	2,48	2,94	3,13	13,8	13,2	14,69	13,9
Fe_2O_3	0,1	0,02	0,21	0,21	0,88	—	0,28	0,59	0,17
FeO	4,63	1,08	1,08	1,26	0,36	1,47	1,96	3,1	—
CaO	16,87	23,26	21,49	22,14	23,26	0,11	1,65	0,44	0,5
MgO	16,8	18,14	18,65	16,93	17,74	25,43	25,41	23,35	27,2
MnO	0,75	0,04	0,02	0,04	0,02	0,01	0,09	0,04	0,02
Na_2O	0,61	0,1	0,31	0,66	0,35	0,33	0,31	0,36	0,78
K_2O	0,28	0,08	0,14	0,1	0,06	7,84	9,77	12,04	10,35
Rb_2O	—	—	—	—	—	0,145	0,14	0,13	—
CsO	—	—	—	—	—	0,025	0,01	0,015	—
Li_2O	—	—	—	—	—	0,011	0,031	0,028	—
F	—	—	—	—	—	1,87	1,24	—	3,65
P_2O_5	0,02	0,04	0,18	0,03	0,04	—	—	—	—
LOI	7,42	0,6	0,64	0,14	0,36	4,45	4,54	3,4	2,1
Сумма	99,36	100,27	101,16	99,61	100,31	96,521	99,301	98,963	101,02

Примечание. Диопсид, 1 – месторождение Ляджвардара, серо-зеленый диопсид из метасоматитов на контакте доломитовых мраморов и пегматитов кварц-полевошпатового состава; 2–5 – Южное Прибайкалье, диопсид из диопсид-лазуриновых пород [Иванов, Сапожников, 1985]; Флогопит, месторождение Ляджвардара: 1 – светлый (кофейный) флогопит из занорышей в аплит-пегматите; 2 – зеленовато-коричневый флогопит из эндоконтакта лежащего блока (диопсидит); 3 – флогопит экзоконтакта; 4 – флогопит из аполазуриновых пород.

Note. Diopside, 1 – the Lyadzhvardara deposit, gray-green diopside of metasomatites on the contact of dolomite marbles and pegmatites of quartz-feldspar composition; 2–5 – the Southern Baikal region, from diopside-lazuritic rocks [Ivanov, Sapozhnikov, 1985]; Phlogopite, the Lyadzhvardara deposit: 1 – light (coffee) phlogopite from nest in aplite-pegmatite; 2 – greenish-brown phlogopite from the endocontact of the recumbent block (diopside); 3 – from exocontact zone; 4 – phlogopite from apolazuritic rocks.

Кристаллохимические формулы диопсида рассчитаны на 4 катиона:

- 1) $(\text{Ca}_{0,71}\text{Na}_{0,05}\text{K}_{0,01}\text{Mg}_{0,99}\text{Fe}^{2+}_{0,15}\text{Mn}_{0,03}\text{Al}_{0,04}\text{Si}_{0,01})_{1,22}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
- 2) $(\text{Ca}_{0,9}\text{Na}_{0,01}\text{Mg}_{0,98}\text{Fe}^{2+}_{0,03}\text{Al}_{0,07}\text{Ti}_{0,01})_{1,09}[(\text{Si}_{1,98}\text{Al}_{0,02})_2\text{O}_6]$
- 3) $(\text{Ca}_{0,83}\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,01}\text{Mg}_{1,00}\text{Fe}^{2+}_{0,03}\text{Fe}^{3+}_{0,01}\text{Al}_{0,1}\text{Ti}_{0,01})_{1,14}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
- 4) $(\text{Ca}_{0,86}\text{Na}_{0,05}\text{Mg}_{0,92}\text{Fe}^{2+}_{0,04}\text{Fe}^{3+}_{0,01}\text{Ti}_{0,01}\text{Al}_{0,12})_{1,08}[(\text{Si}_{1,99}\text{Al}_{0,01})_2\text{O}_6]$
- 5) $(\text{Ca}_{0,9}\text{Na}_{0,02}\text{Mg}_{0,95}\text{Fe}^{2+}_{0,01}\text{Fe}^{3+}_{0,02}\text{Al}_{0,08})_{1,06}[(\text{Si}_{1,95}\text{Al}_{0,05})_2\text{O}_6]$

Кристаллохимические формулы рассчитаны на 8 катионов:

- 1) $(\text{K}_{0,75}\text{Na}_{0,05}\text{Rb}_{0,01})_{0,81}(\text{Mg}_{2,83}\text{Al}_{0,21}\text{Fe}_{0,09}\text{Si}_{0,04}\text{Ca}_{0,01})_{3,18}[\text{Al}_{1,00}\text{Si}_{3,00}\text{O}_{10}] \text{F}_{0,44}(\text{OH})_2$
- 2) $(\text{K}_{0,90}\text{Na}_{0,04}\text{Rb}_{0,01}\text{Li}_{0,01})_{0,96}(\text{Mg}_{2,73}\text{Ca}_{0,13}\text{Fe}^{2+}_{0,12}\text{Fe}^{3+}_{0,02}\text{Ti}_{0,02}\text{Mn}_{0,01})_{3,03}[\text{Al}_{1,09}\text{Si}_{2,91}\text{O}_{10}] \text{F}_{0,28}(\text{OH})_{1,8}$
- 3) $(\text{K}_{1,09}\text{Na}_{0,05}\text{Rb}_{0,01}\text{Li}_{0,01})_{1,16}(\text{Mg}_{2,48}\text{Fe}^{2+}_{0,18}\text{Al}_{0,08}\text{Ca}_{0,03}\text{Ti}_{0,04}\text{Fe}^{3+}_{0,03})_{2,84}[\text{Al}_{1,15}\text{Si}_{2,85}\text{O}_{10}] (\text{OH})_{1,9}$
- 4) $(\text{K}_{0,92}\text{Na}_{0,11})_{1,03}(\text{Mg}_{2,83}\text{Al}_{0,08}\text{Ca}_{0,04}\text{Ti}_{0,02}\text{Fe}^{3+}_{0,01})_{2,98}[\text{Al}_{1,06}\text{Si}_{2,93}\text{O}_{10}] \text{F}_{0,66}(\text{OH})_{1,9}$

Среди видообразующих катионов преобладают Ca и Mg, меньшую роль играют Na и Fe^{2+} , в незначительных количествах присутствуют K, Fe^{3+} , Mn, Ti. Прибайкальские диопсиды по содержанию компонентов резко отличаются от диопсида месторождения Ляджвардара и включают ощутимые количества P_2O_5 . Среди изоморфных примесей диопсид из месторождения Ляджвардара содержит Na и K, замещающие Ca, и Fe^{2+} и Mn – Mg.

Флогопит. В образцах из месторождения Ляджвардара и проявления Горон флогопит образует листовато-пластинчатые агрегаты и кристаллы в виде гнезд в диопсид-лазуриновых породах размером до 4 см. Облик кристаллов в гнездах таблитчатый, короткопризматический. Кристаллы грубо образованы с явно выраженной параллельной штриховкой на боковых гранях. Большие скопления флогопита характерны для флогопитовой зоны лазури-

тизированных будин, где он ассоциирует с кальцитом и диопсидом. В направлении от диопсид-лазуритовой зоны к кальцит-флогопитовой происходит последовательное разрастание кальцит-флогопитовой породы за счет диопсид-лазуритовой. В направлении к периферии гнезда наблюдаются постепенное уменьшение количества диопсида и лазурита и увеличение количества и размеров зерен кальцита и флогопита. В итоге происходит образование крупнокристаллической кальцит-флогопитовой зоны, формирующей оторочку вокруг гнезда. Содержание минерала меняется от 25 до 70 %. Мощность флогопитовой зоны варьирует от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров и обычно не очень велика. Цвет слюды в этих породах серебристый и темно-серый. В шлифах флогопит очень похож на мусковит – бесцветен, имеет неправильные и вытянутые зерна, часто изогнутые и деформированные. В отличие от мусковита, отсутствует псевдоабсорбция. Границы зерен четкие, но неровные, тесно ассоциируют с диопсидом, плагиоклазом, кальцитом (см. рис. 4, *a, c, d*). Иногда во флогопите отмечаются пойкилитовые включения диопсида.

Химический анализ флогопита приведен в табл. 4. Соотношение $Si : Al$ изменяется в пределах 2,5–3,00 : 1. Среди катионов преобладают K, Na, меньшую роль играют Li, Rb и Cs. Среди двух валентных катионов – Mg, Fe и Ca, незначительно – Mn, Ti. Анионная часть минерала состоит главным образом из фтора и гидроксильной группы.

Спектральный анализ флогопита из лазуриновых пород месторождения Ляджвардара показал повышенные содержания Ba до 2 330 г/т, Fe до 3 600 г/т, Ti до 470 г/т (см. табл. 3). Пробы флогопита отличаются друг от друга по цвету: светло-коричневый флогопит содержит Fe – 3 600 г/т, темно-серый флогопит (№ 9) – 1 000 г/т, серебристо-белый флогопит (обр. № 6) – 500 г/т, а по содержанию Ba обнаруживается обратная закономерность. В наиболее окрашенном флогопите содержится Ba 600 г/т. Высокие конценрации характерны для сиенитовых пород [Иванов, Сапожников, 1985], которые, вероятно, и являлись субстратом для образования флогопитовых метасоматитов. Флогопит из кварцсодержащего мрамора с клиногумитом и апатитом имеет невысокое количество Ba (590 г/т), что характерно для кварц-кальцитовых мраморов [Иванов, Сапожников, 1985]. В отношении других примесей, флогопит содержит сравнительно высокую концентрацию следующих элементов: Cu – 48 г/т, V – 90 г/т, Cr – 41 г/т, Ga – 30 г/т (табл. 3). Для флогопита же проявления Горон характерно повышенное содержание следующих элементов: Mn до 500 г/т, Zr до 56 г/т, Ti до 42 г/т (табл. 3). Содержание Ba в среднем 260 г/т, что характерно для диопсид-лазуриновых пород [Ива-

нов, Сапожников, 1985], следовательно, эти флогопиты из диопсид-лазуриновых пород. Концентрация Fe изменяется от 550 до 1 000 г/т, причем проба с большим содержанием не содержит меньшее количество Ba.

Кальцит в образцах проявления Горон и месторождения Ляджвардара образует мелко- и крупнозернистые агрегаты. Он слагает форстеритовые кальцифиров, кальцит-доломитовые мраморы, встречается в диопсид-полевошпатовых и лазуриновых породах (рис. 4, *c, d*). Кристаллы очень редки, наиболее часто встречаются средне- и крупнозернистые агрегаты. В кальцит-доломитовых мраморах зерна доломита более идиобластичны, чем кальцита, который имеет неправильную форму. Размер зерен варьирует от 0,2 до 1 мм. В лазуриносодержащих породах отмечаются две генерации кальцита. Первая генерация кальцита представлена тонкозернистыми агрегатами в диопсид-лазуриновых породах (рис. 4, *b–d*), которая распространена крайне неравномерно. В отдельных случаях количество кальцита может достигать 20 % объема породы. Вторая генерация кальцита образует прожилки с кристаллами лазурита (рис. 4, *f*) и связана с перекристаллизацией диопсид-лазуриновой породы.

Из второстепенных и акцессорных минералов в лазуриновых породах встречаются: форстерит, клиногумит, скаполит, полевые шпаты, апатит, пирит и галенит.

Форстерит отмечен в кальцифирах и мраморах в ассоциации с кальцитом, клиногумитом, диопсидом, шпинелью и флогопитом. Форстеритовые кальцифиров – белые плотные мелко- или среднезернистые породы, иногда сахаровидные из-за большого количества форстерита. Текстура массивная. Форстерит имеет субизометричную форму, сильно трещиноват и образует пойкилобласты в агрегате кальцита. Отмечаются реакционные взаимоотношения форстерита и лазурита и развитие последнего по контакту зерен.

Клиногумит в виде вкрапленности встречается в образцах месторождения Ляджвардара и проявления Горон. Наиболее богаты им мраморы и кальцифиров. Для него характерны зернистые выделения и агрегаты, редко кристаллы. Цвет обычно желтый, желтовато-оранжевый, блеск стеклянный, прозрачен, просвечивает. В образцах минерал образует вкрапления и гнездообразные скопления зерен. Размер зерен 0,2–0,4 см. На спектральный анализ были отобраны пробы клиногумита из мраморов, находящиеся среди пород не несущие лазуриновую минерализацию и содержащие шпинель, и мраморов, связанных с образованием лазурита с месторождения Ляджвардара (см. табл. 3). Анализируемые пробы клиногумита существенно отличаются по содержанию элементов-примесей. Так, клиногумит из мрамора со шпинелью отличается высоким содержани-

ем: Pb – 35 г/т, V – 16 г/т, Ti – 300 г/т. Для клиногумита из месторождения Ляджвардара характерны высокие концентрации других элементов: Cu – 88 г/т, Mn – 450 г/т, Zn – 40 г/т, Zr – 46 г/т, Fe – 4 300 г/т.

Скаполит. Минералы группы скаполита ряда мариалит $3\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8] \cdot \text{NaCl}$ – мейонит $3\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8] \cdot \text{CaCO}_3$ являются типоморфными минералами лазуритовых месторождений, либо кристаллизуются раньше лазурита, либо являются его фациальным аналогом [Faryad, 2002]. Состав скаполитов зависит от состава исходной породы. Наиболее кислые разновидности обнаружены на контактах с гранитами и не встречались на контактах с известково-щелочными сиенитами [Иванов, Сапожников, 1985]. Он определен в диопсид-лазуритовых породах проявления Горон и месторождения Ляджвардара, где образует неправильные зерна (размер зерен 0,1–0,3 мм), иногда удлинённые и часто изъеденные кальцитом и флогопитом (рис. 4, b–d).

Полевые шпаты. В лазуритовых месторождениях полевые шпаты представлены микроклином и плагиоклазами. Микроклин слагают главным образом аплиты, составляющие центральные части (ядра) лазуритосодержащих метасоматических тел. В метасоматических лазуритосодержащих породах плагиоклазы сильно изменены, часто в них отмечаются зерна диопсида, флогопита, границы таких зерен нечеткие. Отмечаются пойкилитовые включения диопсида в зернах альбита. В отдельных зернах альбита и калиевого полевого шпата наблюдается замещение его лазуритом с образованием неровных, зазубренных краев. В диопсид-лазуритовых породах полевые шпаты вместе с кальцитом слагают гнезда размером до 3 см, характерно замещение его лазуритом.

Апатит – характерный минерал диопсид-лазуритовых пород, который может присутствовать в нескольких генерациях. Он может заимствоваться из исходных алюмосиликатных пород, кристаллизоваться сингенетично лазуриту в виде хорошо оформленных кристаллов, но основная масса апатита связана с флогопитизацией диопсид-лазуритовых пород [Янсон, Пономарева, 2001].

В лазуритовых породах часто встречаются **сульфиды**. Наиболее распространен **пирит** (рис. 3, 4), который встречен во всех месторождениях и проявлении. В образцах месторождения Сары-Санг пирит образует послойную вкрапленность, чередуясь с лазуритом, кальцитом, флогопитом, что формирует полосчатую текстуру лазуритовых пород (рис. 4, a, b). Породы с пятнистой текстурой содержат пирит в виде мелкой вкрапленности. Насыщенность окраски лазурита усиливается, что объясняется повышенным содержанием ион-радикалов SO_4^- и S^{3-} [Таусон, Сапожников, 2003]. Другие сульфиды, встречающиеся на месторождениях, – галенит, пирротин, молибденит.

Генезис лазуритовых пород

Лазурит является одним из редких природных образований и концентрируется в немногих месторождениях, два крупнейших из них связаны с Бадахшанским массивом (Сары-Санг и Ляджвардара). Бадахшанский массив является областью региональной гранитизации глубокометаморфизованных докембрийских толщ, где лазурит возникал в процессе формирования разнообразных постмагматических пород магнезиально-скарновой формации [Юргенсон, Сухарев, 1984; Индосинийский... 1992; Буданов, 1993; Faryad, 1999, 2002]. Промышленные месторождения лазурита чаще связаны с контактово-метасоматическими образованиями магнезиальных скарнов. К этой группе относятся и месторождения Южного Прибайкалья [Иванов, Сапожников, 1985; Киевленко, 2000; Канева и др., 2010; Таусон и др., 2010] и проявления на Восточном Саяне [Секерин и др., 1997; Минералы, 2003a, b]. Лазуритовая минерализация также отмечена для известковых скарнов, что характерно для месторождения в Республике Чили, которая наряду с Афганистаном является крупным поставщиком лазурита на мировой рынок [Coenraads, Canut De Bon, 2000]. Два месторождения лазуритоносных пород – Главное и Северное, залегающих в докембрийских мраморах, известны в архипелаге Баффинова Земля, Канада [Киевленко, 2000]. В США лазуритоносные породы встречаются в Итальянских горах (штат Колорадо) в зоне контакта кварцевых диоритов и кварцевых монцонитов с карбонатными породами, в окрестностях Лос-Анджелеса, горах Сан-Габриэль (рудник Бигорн, штат Калифорния) [Киевленко, 2000].

Относительно генезиса большинство авторов поддерживают гипотезу Д.С. Коржинского, рассмотревшего образование лазурита с позиций теории биметасоматоза и установившего, что лазурит образовался по алюмосиликатным породам преимущественно гранитоидного состава при их биметасоматическом взаимодействии с вмещающими магнезиальными мраморами [Коржинский, 1993]. Особенностью лазуритоносных мраморов является некоторая обогащенность первично-осадочной серой, которая может содержаться в различных формах: сульфидной – в виде примеси пирита, галенита и молибденита, а также сероводородной – в карбонатах. Кроме того, наблюдается и в элементарной форме, которая имеет явно вторичное происхождение – в результате окисления сероводорода в поверхностных условиях [Виноградов, Лицарев, 1972; Киселев, Буданов, 1986; Литвиненко, 2004].

Наряду с карбонатными породами не менее важным фактором лазуритовых месторождений является наличие в этих породах будинированных тел алюмосиликатных образований разного состава –

амфиболитов, биотитовых и графитовых гнейсов, сиенитов, гранитов, гранит-пегматитов и аплитов. Именно эти породы являются субстратом, по которому развивается лазуритовая минерализация. Высокая степень деформации и будинажа не только алюмосиликатных пород, но и самих мраморов приводит к сформированию наиболее благоприятных условий для биметасоматоза [Янсон, Пономарева, 2001; Faryad, 2002]. Процесс скарнирования наиболее интенсивно происходит в межбужинных пространствах, а лазуритсодержащие скарны формируются преимущественно по мелким будинам и их обломкам (размером не более 0,5–1,0 м), в то время как крупные будины замещаются преимущественно диопсидовыми и скаполит-диопсидовыми скарнами [Воробьев, 1983; Иванов, Сапожников, 1985; Литвиненко, 2004].

По данным [Коржинский, 1993; Янсон, Пономарева, 2001; Александров, Сенин, 2006; Faryad, 2002; Giuliani et al., 2018], образование лазуритовых метасоматитов главным образом происходит на регрессивном этапе метаморфизма, что приводит к удалению летучих компонентов (Cl, CO₂, S) из эвапоритовых толщ при высоком химическом потенциале калия и натрия и инертном поведении алюминия и магния.

Таким образом, лазуритизированные зоны могут иметь большую протяженность и приурочены к метаморфизованным доломитовым мраморам (на месторождении Ляджвардара они имеют протяженность до 350 м, на Сары-Санг – 400–500 м). Учитывая распространенную зональность тел на месторождении Ляджвардара и проявлении Горон, на которых к зоне диопсидизированного гранит-пегматита прилегает зона диопсид-лазуритовой породы, это также указывает на условия весьма высокой щелочности растворов (лазурит замещает калиевый полевой шпат, альбит). Максимальная температура, по данным [Faryad, 2002], составляет 750°C и снижается до 500–650°C, образование кубического лазурита – интервал сужается до 550–650°C [Янсон, Пономарева, 2001]. Температура формирования флогопитоносных метасоматитов лежит в интервале 500–600°C, появление которого в диопсид-лазуритовой ассоциации свидетельствует о

понижении активностей натрия и кремния [Янсон, Пономарева, 2001].

Заключение

Месторождения лазурита Бадахшанского массива имеют схожее геологическое строение, но характеризуются рядом минералого-геохимических особенностей, которые влияют на масштабы минерализации и качество лазуритового сырья. Минералы лазуритовых пород, в состав которых входит собственно сам лазурит, а также диопсид, флогопит, клиногумит и другие, наследуют химизм замещаемых пород, что отображается в их составе. Так, концентрация типоморфных элементов-примесей (Ba, Be, Sr, Ti, Mn, Fe, Zr, Pb) в минералах месторождения Лядждара и проявления Горон фиксирует разную степень метаморфических и метасоматических преобразований будинированных тел алюмосиликатных пород. Кроме того, немаловажную роль имеет разная степень дислоцированности и трещиноватости пород. Например, на месторождении Ляджвардара лазуритовая минерализация наблюдается вблизи ядерной части антиклинали и осложняющей ее опрокинутой изоклинали, а на месторождении Сары-Санг линейные тела лазуритизированных будин прослеживаются вдоль тектонически ослабленных зон.

Таким образом, основными поисковыми критериями и признаками зон с лазуритовой минерализацией в регионе являются:

- 1) приуроченность к докембрийским сложнодислоцированным толщам магнезиальных мраморов, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций;
- 2) обогащенность мраморов первично-осадочной серой;
- 3) наличие в мраморах тел алюмосиликатных магматических пород умереннокислого и кислого составов, а также будинированных жил аплитов и пегматитов;
- 4) присутствие щелочных минералов в подстилающих метаморфических и будинах магматических пород;
- 5) характер трещиноватости и интенсивность метасоматических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдалиева Г.К. Памирские кыргызы на Великом шелковом пути // Наука, новые технологии и инновации. 2016. № 9. С. 205–207.
- Александров С.М., Сенин В.Г. Генезис и состав лазурита в магнезиальных скарнах // Геохимия. 2006. № 10. С. 1053–1067.
- Асочакова Е.М. Минералогия лазуритовых месторождений Бадахшанского массива // Геммология : материалы второй науч. конф. Томск : ТЦНТИ, 2006. С. 15–20.
- Буданов В.И. Эндогенные формации Памира. Душанбе : Дониш, 1993. 300 с.
- Виноградов В.И., Лицарев М.А. Изотопный состав серы и некоторые особенности образования лазурита // Геохимия и минералогия серы. М. : Наука, 1972. С. 267–282.
- Воробьев Е.И. О генезисе лазурита // Минералогия и генезис цветных камней Восточной Сибири. 1983. С. 62–68.
- Ефимов И.Я., Судеркин А.И. Месторождения яшмы-лазури Сары-Санг в Северном Афганистане // Вестник АН КазССР. 1967. № 8 (268). С. 64–66.
- Иванов В.Г., Сапожников А.Н. Лазуриты СССР. Новосибирск : Наука, 1985. 173 с.

- Индосинийский** магматизм и геодинамика Южного Памира / А.Г. Владимиров, М.М. Малых, В.И. Дронов и др. ; науч. ред. Г.В. Поляков. Новосибирск, 1992. 228 с.
- Канева Е.В., Черепанов Д.И., Суворова Л.Ф., Сапожников А.Н., Левицкий В.И.** Ромбический лазурит Тултуйского месторождения (Прибайкалье) // Записки Российского минералогического общества. 2010. Т. 139, № 4. С. 95–101.
- Киевленко Е.Я.** Геология самоцветов. М. : Земля. Ассоциация ЭКОСТ, 2000. 582 с.
- Киселев В.И., Буданов В.И.** Месторождения докембрийской магнезильно-скарновой формации Юго-Западного Памира. Душанбе : Дониш, 1986. 221 с.
- Коржинский Д.С.** Петрология скарновых месторождений // Избранные труды / отв. ред. В.А. Жариков. М. : Наука, 1993. 286 с.
- Литвиненко А.К.** Нуристан-южнопамирская провинция докембрийских самоцветов // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46, № 4. С. 305–312.
- Литвиненко А.К.** Эндогенные месторождения драгоценных камней Афганистана // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2012. № 4. С. 31–36.
- Литвиненко А.К., Барнов Н.Г.** История памирских самоцветов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2010. № 4. С. 70–74.
- Минералы:** Справ. Т. 5 : Каркасные силикаты. Вып. 1 : Силикаты с разорванными каркасами, полевые шпаты / гл. ред. Г.Б. Бокий, Б.Е. Боруцкий ; отв. ред. Н.Н. Мозгова, М.Н. Соколова. М., 2003а. 583 с.
- Минералы:** Справ. Т. 5 : Каркасные силикаты. Вып. 2 : Фельдшпатоиды / гл. ред. Г.Б. Бокий, Б.Е. Боруцкий ; отв. ред. Н.Н. Мозгова, М.Н. Соколова. М., 2003б. 379 с.
- Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Резницкий Л.З.** Первая находка лазурита в Восточном Саяне // Доклады Академии наук. 1997. Т. 355, № 4. С. 509–513.
- Таусон В.Л., Сапожников А.Н.** О природе окраски лазурита // Записки ВМО. 2003. № 5. С. 102–107.
- Таусон В.Л., Сапожников А.Н., Акимов В.В., Липко С.В., Шинкарева С.Н., Лустенберг Э.Е.** Модулированный кубический лазурит из Прибайкалья как структура, перешедшая в состояние вынужденного равновесия // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433, № 2. С. 231–236.
- Юргенсон Г.А., Сухарев Б.П.** Условия локализации и минеральная зональность лазуриносных тел Бадахшана // Записки РМО. 1984. Ч. 113, вып. 4. С. 498–505.
- Янсон С.Ю., Пономарева Н.И.** Физико-химические условия формирования лазуриновых метасоматитов // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. 2001. № 3. С. 68–71.
- Atlas of geological maps of Northern-Central-Eastern Asia and adjacent areas 1 : 2 500 000** / ed. by S.Z. Daukeev, B.C. Kim, Li Tingdong, O.V. Petrov, O. Tomurtogoo. Geological Publishing House, 2008.
- Coenraads R.R., Canut De Bon C.** Lapis lazuli from the Coquimbo Region, Chile // Gems and Gemology. 2000. V. 36, is. 1. P. 28–41.
- Faryad S.W.** Metamorphic evolution of the Precambrian South Badakhshan block, based on mineral reactions in metapelites and metabasites associated with whiteschists from Sare Sang (western Hindu Kush, Afghanistan) // Precambrian Research. 1999. V. 98, is. 3–4. P. 223–241.
- Faryad S.W.** Metamorphic conditions and fluid compositions of scapolite-bearing rocks from the Lapis Lazuli deposit at Sare Sang, Afghanistan // Journal of Petrology. 2002. V. 43, is. 4. P. 725–747.
- Gambardella A.A., Schmidt Patterson C.M., Webb S.M., Walton M.S.** Sulfur K-edge XANES of lazurite: Toward determining the provenance of lapis lazuli // Microchemical Journal. 2016. V. 125. P. 299–307.
- Giuliani G., Dubessy J., Ohnenstetter D., Banks D., Branquet Y., Feneyrol J., Fallick A.E., Martelat J.-E.** The role of evaporites in the formation of gems during metamorphism of carbonate platforms: a review // Mineralium Deposita. 2018. V. 53, is. 1. P. 1–20.
- Hassan I.** Transmission electron microscopy and differential thermal studies of lazurite polymorphs // American Mineralogist. 2000. V. 85, is. 10. P. 1383–1389.
- Lo Giudice, A., Re A., Calusi S., Giuntini L., Massi M., Olivero P., Pratesi G., Albonico M., Conz E.** Multitechnique characterization of lapis lazuli for provenance study // Analytical and Bioanalytical Chemistry. 2009. V. 395, is. 7. P. 2211–2217.

Авторы:

Асочакова Евгения Михайловна, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Коноваленко Сергей Иванович, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

Е.М. Asochakova, **S.I. Konovalenko**

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

LAZURITE MINERALIZATION OF THE BADAKHSHAN MASSIF

Lazurite rocks of the Badakhshan massif, which is located in the south of Central Asia at the junction of two folded structures of the Southwestern Pamir and East Hindu Kush, are considered. On the example of the Sary-Sang, Lyadzhvardara and Goron occurrence, structural-textural features and the mineral composition of the main, secondary and accessory minerals of lazurite rocks are described. The main studies performed are spectral, X-ray structural, chemical analyzes, allowing to reveal their typomorphic features.

The formation of lazuritic metasomatites mainly occurs at the regressive stage of metamorphism, which leads to the removal of volatile components (Cl, CO₂, S) from evaporite strata with high chemical potential of potassium and sodium and the inert behavior of aluminum and magnesium. The lazurite deposits of the Badakhshan massif have a similar geological structure, but are characterized by a number of mineralogical and geochemical features that affect the scale of the deposits and the quality of lazurite raw materials. Minerals of lazuritic rocks (lapzurite, diopside, phlogopite, clinohumite) often inherit the chemistry of the rocks being replaced, which is reflected in their chemical composition. The concentration of typomorphic impurity elements (Ba, Be, Sr, Ti, Mn, Fe, Zr, Pb) in the minerals of the Lyadzhvardara deposit and Horon occurrences shows different degrees of metamorphic and metasomatic transformations of the buminised bodies of aluminosilicate rocks. In addition, an important role has a different degree of dislocation and fracturing of rocks. For example, in the Lyadzhvardara field, lazurite mineralization is observed near the nuclear part of the anticline and the isocline that complicates its upturned isocline, and the Sary-Sang deposit linear bodies of lazuritized boudins are traced along tectonically weakened zones.

Thus, the main search criteria and signs of zones with lazurite mineralization in the region are: 1) confined to the Precambrian complex of magnesian marbles, metamorphosed under the conditions of the amphibolite and granulite facies; 2) the enrichment of marbles with primary sedimentary sulfur; 3) the presence in the marbles of the bodies of aluminosilicate igneous rocks of moderately acidic and acidic compositions, as well as boudinated veins of aplites and pegmatites; 4) the presence of alkaline minerals in the underlying metamorphic and Boudins of igneous rocks; 5) the nature of fracturing and the intensity of metasomatic processes.

Keywords: lazurite, magnesian skarn, budinage, zonality, Sary-Sang, Lyadzhvardara, Goron

References

- Abdaliyeva G.K. *Pamirskiye kyrgyzy na velikom shelkovom puti* [Pamir Kyrgyz silk road] // Nauka, novyye tekhnologii i innovatsii Kyrgyzstana. 2016. No 9. pp. 205–207. In Russian
- Aleksandrov S.M., Senin V.G. Genesis and composition of lazurite in magnesian skarns // *Geochemistry International*. 2006. V. 44, Iss. 10. pp. 976–988.
- Asochakova E.M. *Mineralogiya lazuritovykh mestorozhdeniy Badakhshanskogo massiva* [Mineralogy of the Lazurite deposits of the Badakhshan Massif] / *Gemmologiya Materialy vtoroy nauchnoy konferentsii*. Tomsk: TTSNTI, 2006. pp. 15–20. In Russian
- Budanov V.I. *Endogennyy formatsii Pamira* [Endogenous formation of the Pamir.]. Dushanbe: Donish, 1993, 300 p. In Russian
- Vinogradov V.I., Litsarev M.A. *Izotopnyy sostav sery i nekotoryye osobennosti obrazovaniya lazurita* [The isotopic composition of sulfur and some features of the formation of lapis lazuli]. v kn.: *Geokhimiya i mineralogiya sery*. Moscow : Nauka, 1972, pp. 267–282. In Russian
- Vorob'yev E.I. *O genezise lazurita* [On the genesis of lapis lazuli] v kn.: «Mineralogiya i genezis tsvetnykh kamney Vostochnoy Sibiri», 1983, pp. 62–68. In Russian
- Efimov I.Ya., Suderkin A.I. *Mestorozhdeniya lyapis-lazuri Sary-Sang v Severnom Afganistane* [The lapis lazuli deposits of Sary-Sang in northern Afghanistan] // *Vest.AN Kaz SSR*. 1967. No 8 (268). pp. 64–66. In Russian
- Ivanov V.G., Sapozhnikov A.N. *Lazurity SSSR* [Lazurite USSR]. Novosibirsk : Nauka, 1985. 173 p. In Russian
- Indosiniyskiy magmatizm i geodinamika YUzhnogo Pamira* [Indo-Sinian magmatism and geodynamics of the Southern Pamir] / Vladimirov A.G., Malykh M.M., Dronov V.I. i dr. / RAN, Sib. Otd-niye, Ob'yed. In-t geologii, geofiziki i mineralogii. Nauchnyy redaktor chl.-kor. RAN G.V. Polyakov. Novosibirsk, 1992. 228 p. In Russian
- Kaneva E.V., Cherepanov D.I., Suvorova L.F., Sapozhnikov A.N., Levitsky V.I. Orthorhombic lazurite from the Tultuy deposit (Baikal region) // *Zapiski VMO*. 2010. № 4. pp. 95–101. In Russian
- Kiyevlenko E.Ya. *Geologiya samotsvetov* [Geology gems]. Moscow : Zemlya. Assotsiatsiya EKOST, 2000. 582 p. In Russian
- Kiselev V.I., Budanov V.I. *Mestorozhdeniya dokembriyskoy magnezial'no-skarnovoy formatsii Yugo-zapadnogo Pamira* [Deposits of the Precambrian magnesian-skarn formation of the Southwestern Pamir]. Dushanbe: Donish, 1986. 221 p. In Russian
- Korzhinskiy D.S. *Petrologiya skarnovykh mestorozhdeniy. Izbrannyye trudy* [Petrology of skarn deposits. Selected manuscript]. Otv. red. V.A. Zharikov. Moscow : Nauka, 1993. 286 p. In Russian
- Litvinenko A.K. Nuristan-South Pamir province of Precambrian gems // *Geology of Ore Deposits*. 2004. T. 46. № 4. pp. 263–268. In Russian
- Litvinenko A.K. *Endogennyye mestorozhdeniya dragotsennykh kamney Afganistana* [Endogenic deposits of precious stones in Afghanistan] // *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka*. 2012. № 4. pp. 31–36. In Russian
- Litvinenko A.K., Barnov N.G. *Istoriya pamirskikh samotsvetov* [History of the Pamirs gems] // *Izvestiya vuzov. Geologiya i razvedka*. 2010. № 4. pp. 70–74. In Russian
- Minerals: Handbook. V. 5: Testosilicates. Pt. 1: Silicates with interrupted framework, feldspar minerals / Editor-in Chiefs: G.B. Bokiy, B.Ye. Borutzky; Responsible editorts: N.N. Mozgova, M.N. Sokolova. 2003a. 583 p. In Russian
- Minerals: Handbook. V. 5: Testosilicates. Pt. 2: Feldspathoids / Editor-in Chiefs: G.B. Bokiy, B.Ye. Borutzky; Responsible editorts: N.N. Mozgova, M.N. Sokolova. 2003b. 379 p. In Russian
- Sekirin A.P., Men'shagin YU.V., Reznitskiy L.Z. *Pervaya nakhodka lazurita v Vostochnom Sayane* [The first finding of lazurite in the Eastern Sayan] // *Doklady Earth Sciences*. 1997. V. 355, No 4. pp. 509–513. In Russian

- Tauson V. L., Sapozhnikov A.N. *Priroda okraski lazuritov* [On the nature of lazurite coloring] // Zapiski VMO. 2003. № 5. p. 102–107. In Russian
- Tauson V.L., Sapozhnikov A.N., Akimov V.V., Lipko S.V., Shinkareva S.N., Lustenberg E.E. Modulated cubic lazurite from the baikal region: Structure transformed to the state of forced equilibrium // Doklady Earth Sciences. 2010. T. 433, № 1. C. 931–936.
- Yurgenson G.A., Sukharev B.P. *Usloviya lokalizatsii i mineral'naya zonal'nost' lazuritovosnykh tel Badakhshana* [Localization conditions and mineral zonality of the lazuritic bodies of Badakhshan] // Zapiski RMO. 1984. P. 113. Vyp. 4. pp.498–505. In Russian
- Yanson S.Yu., Ponomareva N.I. *Fiziko-khimicheskiye usloviya formirovaniya lazuritovykh metasomatitov* [Physico-chemical conditions of the formation of lazurite metasomatites] // Vestn. S.-Peterburg. un-ta. Ser. 7. 2001. 3.pp. 68–71. In Russian
- Atlas of geological maps of Northern-Central-Eastern Asia and adjacent areas 1 : 2 500 000 / Ed. Daukeev S.Z., Kim B.C., Li Tingdong, Petrov O.V., Tomurtogoo O. Geological Publishing House, 2008
- Coenraads R.R., Canut De Bon C. Lapis lazuli from the Coquimbo Region, Chile // Gems and Gemolog. 2000. V. 36, Iss. 1. pp. 28–41
- Faryad S.W. Metamorphic evolution of the Precambrian South Badakhshan block, based on mineral reactions in metapelites and metabasites associated with whiteschists from Sare Sang (western Hindu Kush, Afghanistan) // Precambrian Research. 1999. V. 98, Iss. 3-4. pp. 223–241.
- Faryad S.W. Metamorphic conditions and fluid compositions of scapolite-bearing rocks from the Lapis Lazuli deposit at Sare Sang, Afghanistan // Journal of Petrology. 2002. V. 43, Iss. 4. pp. 725–747.
- Gambardella A.A., Schmidt Patterson C.M., Webb S.M., Walton M.S. Sulfur K-edge XANES of lazurite: Toward determining the provenance of lapis lazuli // Microchemical Journal. 2016. V. 125. pp. 299–307.
- Giuliani G., Dubessy J., Ohnenstetter D., Banks D., Branquet Y., Feneyrol J., Fallick A.E., Martelat J.-E. The role of evaporites in the formation of gems during metamorphism of carbonate platforms: a review // Mineralium Deposita. 2018. V. 53, Iss.1. pp. 1–20
- Hassan I. Transmission electron microscopy and differential thermal studies of lazurite polymorphs // American Mineralogist. 2000. V. 85, Iss. 10. pp. 1383–1389.
- Lo Giudice, A., Re A., Calusi S., Giuntini L., Massi M., Olivero P., Pratesi G., Albonico M., Conz E. Multitechnique characterization of lapis lazuli for provenance study // Analytical and Bioanalytical Chemistry. 2009. V. 395, Iss. 7. pp. 2211–2217.

Author's:

Asochakova Evgeniya M., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Mineralogy and Geochemistry, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: ev.asochakova@ gmail.com

Konovalev Sergey Iv., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Mineralogy and Geochemistry, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ТИПОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ КВАРЦА ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

О.В. Бухарова¹, А.Е. Марфин²

¹ Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Приведены геохимические исследования кварца гранитных пегматитов разных формаций. Установлено, что сочетание структурных дефектов и геохимические особенности кварца носят закономерный, статистически подтвержденный характер. Показаны тенденции изменения содержаний примесных элементов в кварце гранитоидов и их поздних дифференциатов.

Ключевые слова: ICP-MS кварца пегматитов, типохимизм кварца, структурные дефекты кварца, корреляционный анализ, кластерный анализ.

Введение

Значительное количество генетической информации о эволюционировании гранитно-пегматитовой системы было получено при исследовании кварца. Кварц является сквозным минералом, присутствуя в продуктах материнского расплава – гранитоидах и, непосредственно, пегматитах, а также сингранитных и синпегматитовых метасоматитах. Образуясь на всех стадиях пегматитового процесса, он отражает физико-химические условия формирования минеральных зон. Это делает его значимым минералом, который фиксирует любые изменения в процессе минералообразования, консервируя в себе как ионы химических элементов, так и твердые, расплавные и газовой-жидкие включения.

Исследования по составу примесей в кварце, их количеству и положению в структуре отражены в работах как отечественных, так и зарубежных авторов [Светова и др., 2012; Götze et al., 2004; Larsen et al., 2004; Jacamon et al., 2009; Beurlen et al., 2011; Morteani et al., 2016 и др.]. Современные представления о типохимизме кварца в большей степени определяются структурными особенностями минерала, а также химическими элементами, которые входят в состав твердых и газовой-жидких включений. Ограниченная изоморфная емкость кварца обусловлена строением его кристаллической решетки, дефекты которой способствуют вхождению химических элементов в минерал. В решетку кварца входят Ge, Ti, Al, Ga, Fe и P [Weil, 1984], среди которых наиболее распространен Al [Götze, Möckel, 2012]. Другие катионы: H, Li, Na, K, Cu, Ag, присутствуют в структуре минерала в качестве компенсаторов заряда структуры. Они располагаются в структурных каналах, расположенных параллельно оси третьего порядка. Установлено, что даже в пределах отдель-

ных зерен кварца из гранитоидов и пегматитов, существует неоднородность содержания элементов-примесей [Светова и др., 2012; Götze et al., 2004; Larsen et al., 2004; Jacamon, Larsen, 2009; Beurlen et al., 2011; Morteani et al., 2016]. Кроме структурных и межузловых примесей, в кварце определяют целый ряд химических элементов флюидных включений: Cl, Cs, Fe, Mn, Zn, Li, B, S, As, Sb, Be, Ta, Nb, W, Mo, Bi и петрогенных элементов (Na, K, Ca), обусловленных присутствием захваченных фаз (альбит, топаз, слюда и др.) [Смирнов, 2015].

Объект и методы исследования

Объектом исследования являлся кварц пегматитовых полей Памира, Алтая, Западного Тянь-Шаня. Коллекция образцов была собрана сотрудниками Томского государственного университета в ходе полевых экспедиций, организатором и участником которых был Сергей Иванович Коноваленко. Анализировали кварц из пегматитов разных формаций – от хрусталеносных до слюдоносных, большую часть из которых составили образцы редкометальных и миароловых пегматитов. В коллекцию вошел также кварц, отобранный из пегматитов, которые относятся к подформациям или самостоятельным формациям редкометально-мусковитовых, редкометально-слюдоносно-керамических и редкометально-редкоземельных (амазонитовых) пегматитов [Миароловые пегматиты... 1999].

В Центре коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем» Томского государственного университета методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой были выполнены аналитические исследования 43 монофракций кварца. Получены данные о содержании 44 примесных элементов в кварце, которые могут яв-

ляться как структурными примесями, так и химическими элементами, составляющими газово-жидкие и твердые включения, обеспечивают Li, Mn, Ti, Zn, Sr, Ba, Rb, Cs 90–95 % суммарной массы примесей и около 1% – элементы редкоземельной группы.

В работе учитывались опубликованные геохимические данные, которые позволили расширить базу данных до 1200 анализов кварца гранитоидов и пегматитов [Светова и др., 2012; Rossman et al., 1987; Larsen, 2000; Breiter et al., 2002; Reimann et al., 2002; Müller, 2003, 2009; Kostova, 2004; Jacamon, 2006; Götze, 2009; Beurlen et al., 2011]. Для оценки закономерностей распределения элементов-примесей в структуре кварца были применены регрессивный метаанализ данных и метод Бокс-Кокс трансформации [Hossain, 2011]. Обработка данных выполнена с использованием программ STATISTICA 10, IBM SPSS Statistics 19, Oracle Crystal Ball, OriginLab 2016.

Результаты исследований

В кварце из пегматитов обнаружено 30 примесных элементов (не считая лантаноидов) (табл. 1). Как показали результаты анализа, кварц редкоте-

пегматитов заметно отличается от кварца хрусталеносных и слюдоносных повышенным содержанием Li, Rb, Cs, Sr, Ba.

Гистограммы распределения химических элементов выборки имеют асимметричный вид. Проверка выборки тестом Шапиро–Уилка не позволяет принять гипотезу о нормальном распределении, и, соответственно, применение линейных статистик становится некорректным.

По результатам кластерного анализа элементы выборки объединились в четыре группы: 1) U–Ba–Zn–Th–Cu; 2) Co–Ni–Cr; 3) Y–Zr–Sr–Ti; 4) Cs–Rb–Ga–Mn–L–Ge, часть из которых отражает геохимию пегматитового процесса (рис. 1). Элементы группы № 2 (Co, Ni, Cr) не играют роли в пегматитовом процессе; по экспериментальным данным, появление этих элементов есть результат «загрязнения» кварца во время пробоподготовки. Группа № 4 объединила элементы, которые подчеркивают редкометальную специализацию пегматитов. Группы № 1 и 3 составили элементы, характерные для магматических систем с щелочным уклоном (щелочных гранитоидов и их продуцентов – редкометально-редкоземельных пегматитов).

Таблица 1

Содержания микропримесей в кварце пегматитов разных формаций, ppm

Table 1

The contents of microimpurities in quartz of pegmatites of different formations, ppm

	Хрусталеносные (5)*			Миароловые (8)			Редкометальные (26)			Слюдоносные (4)		
	min	max	χ_{ap}	min	max	χ_{ap}	min	max	χ_{ap}	min	max	χ_{ap}
Li	4,58	24,41	14,39	12,28	344,25	134,90	0,07	2169,81	159,47	0,67	10,09	5,62
Be	0,08	0,34	0,21	0,29	743,88	102,92	0,03	946,46	58,88	0,23	0,61	0,44
B	0,23	5,59	1,91	2,65	18,34	9,29	0,33	17,47	3,32	1,26	2,41	1,91
Sc	0,01	0,79	0,19	0,02	0,34	0,10	0,01	1,13	0,10	0,05	0,09	0,07
Ti	3,88	16,82	9,51	2,67	29,94	12,36	0,78	148,95	16,8	8,34	12,2	9,8
V	0,05	1,08	0,29	0,01	0,18	0,07	0,02	6,89	0,41	0,03	0,07	0,05
Cr	1,75	5,77	3,74	0,03	1,70	0,70	0,07	5,66	1,15	0,19	0,67	0,40
Fe	88,67	203,19	167,09	2,34	371,74	149,17	18,78	2203,93	306,32	38,77	180,09	86,53
Mn	1,33	24,98	6,48	2,44	154,25	37,12	1,12	114,26	12,08	1,12	1,95	1,68
Co	0,01	0,03	0,02	0,01	0,08	0,04	н.о.	0,20	0,05	0,04	0,16	0,08
Ni	0,13	5,58	1,35	0,02	0,59	0,18	0,06	1,61	0,44	0,02	0,13	0,09
Cu	0,06	4,53	1,61	0,30	1,73	0,74	0,21	7,16	1,62	0,50	0,94	0,70
Zn	0,21	2,7	1,76	0,39	5,59	1,89	0,14	57,34	5,33	0,14	0,92	0,53
Ga	0,10	0,29	0,19	0,18	1,99	0,80	0,03	1,74	0,49	0,10	0,32	0,18
Ge	н.о.	3,00	0,30	н.о.	3,00	0,61	н.о.	3,01	0,62	н.о.	1,01	0,01
Rb	0,20	1,08	0,57	н.о.	142,21	44,95	0,12	221,44	24,26	0,69	2,33	1,42
Sr	0,12	0,61	0,43	0,10	3,82	1,50	0,02	7,53	2,43	0,96	4,99	2,41
Y	0,04	0,18	0,09	0,04	13,37	2,03	0,02	183,24	8,54	0,03	0,20	0,08
Zr	0,12	0,29	0,18	0,13	11,76	2,13	0,05	386,01	18,22	0,11	0,69	0,26
Nb	0,03	0,16	0,08	0,06	11,35	2,49	0,02	88,99	5,99	0,05	0,20	0,10
Sn	0,15	0,22	0,18	0,12	14,17	4,54	0,01	31,08	2,98	0,33	0,80	0,64
Cs	0,03	0,56	0,17	0,13	38,34	14,65	н.о.	82,57	11,79	0,06	0,19	0,11
Ba	1,77	7,57	4,32	2,40	11,26	4,12	0,88	33,43	7,65	3,03	9,54	4,93
Hf	н.о.	0,01	0,002	н.о.	1,34	0,21	н.о.	7,55	0,39	0	0,03	0,01
Ta	0,01	0,03	0,02	0,01	6,88	1,88	0,01	8,25	0,71	0,02	0,03	0,02
W	0,03	0,90	0,27	0,20	0,51	0,36	0,02	0,76	0,17	н.о.	н.о.	н.о.
Tl	н.о.	0,01	0,001	н.о.	0,92	0,27	н.о.	1,10	0,10	н.о.	0,01	0,01
Pb	0,11	1,00	0,47	0,54	6,30	1,76	0,16	6,10	1,33	0,27	1,50	0,73
Th	0,01	0,08	0,03	0,02	1,38	0,30	н.о.	0,81	0,15	0,01	0,06	0,02
U	0,02	0,03	0,02	0,02	1,06	0,36	0,01	1,48	0,29	0,01	0,10	0,05

Примечание. *В скобках указано количество измерений. Аналитики: Е.И. Никитина, Е.И. Рабцевич, Д.Е. Бабенков.

Note. * The number of measurements is indicated in parentheses. Analysts: E.I. Nikitina, E.I. Rabtsevich, D.E. Babenkov.

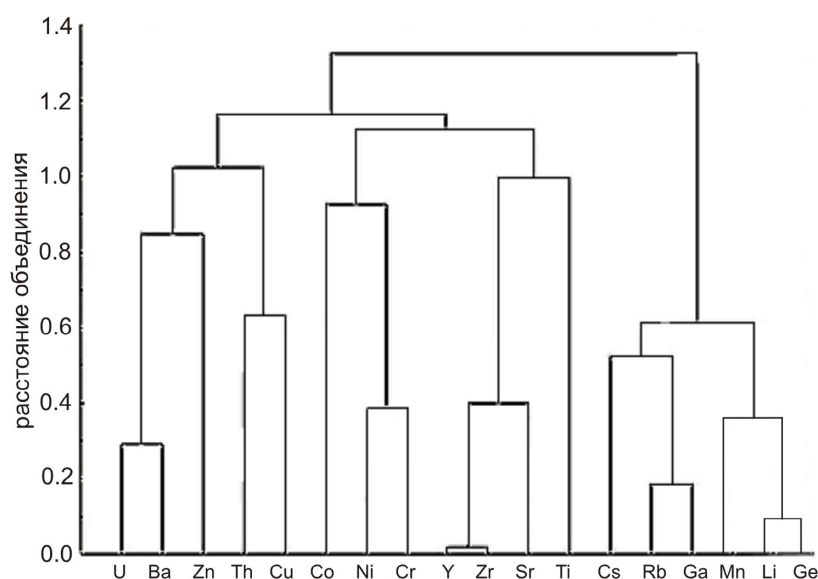


Рис. 1. Дендрограмма иерархической классификации элементов-примесей в кварце гранитных пегматитов (по результатам 43 анализов)

Правило объединения – метод полной связи; мера близости – 1-г Пирсона.

Fig. 1. Dendrogram of hierarchical classification of impurity elements in quartz of granite pegmatites (based on 43 analyzes)

The rule of unification is the method of complete communication; measure of closeness – 1-r Pearson.

Исследование расширенной выборки по результатам 1 243 анализов кварца показало, что распределения всех переменных (примесных элементов) имеют сильное отклонение от нормального закона распределения. Для возможности работать с имеющейся выборкой был применен метод Бокс-Кокс трансформации [Hossain, 2011], который доказал свою эффективность при работе с неоднородными выборками. В результате распределение преобразованных геохимических данных на гистограммах приобрело вид, близкий к нормальному, и проявилось подобие линейных связей между переменными. Это позволило применить к выборке несколько статистических анализов (дисперсионный, корреляционный, канонический).

Вычисления линейного коэффициента корреляции Пирсона показали, что существует корреляционная связь между следующими парами элементов, которые были разбиты на группы по сумме общего заряда катионов:

- 1) ($B^{3+}-Li^{+}$), ($Al^{3+}-Li^{+}$), ($B^{3+}-Na^{+}$), ($Ga^{3+}-Na^{+}$), ($Al^{3+}-Na^{+}$);
- 2) ($Ti^{4+}-Na^{+}$), ($Ge^{4+}-Li^{+}$), ($Sn^{4+}-Li^{+}$), ($Ti^{4+}-Li^{+}$);
- 3) ($B^{3+}-Al^{3+}$), ($Ga^{3+}-Al^{3+}$), ($Ti^{4+}-Ba^{2+}$), ($Sn^{4+}-Mn^{2+(?)}$), ($Ge^{3+}-Al^{3+}$), ($B^{3+}-Mn^{2+(?)}$), ($Ge^{4+}-Sr^{2+}$);
- 4) ($B^{3+}-Ge^{4+}$), ($Sn^{4+}-Ga^{3+}$), ($Ti^{4+}-Ge^{4+}$), ($Ti^{4+}-Al^{3+}$);
- 5) ($Sr^{2+}-Na^{+}$), ($Ba^{2+}-Na^{+}$), ($Mn^{2+(?)}-Na^{+}$), ($Mn^{2+(?)}-Li^{+}$);
- 6) ($Li^{+}-Cs^{+}$), ($Rb^{+}-Cs^{+}$), ($Rb^{+}-Na^{+}$).

В основном эти связи имеют положительные зависимости, за исключением ($Ti^{4+}-Ge^{4+}$), ($Ge^{4+}-Sr^{2+}$), ($Ti^{4+}-Li^{+}$), ($Ti^{4+}-Al^{3+}$), для которых характерна отрицательная корреляция. Коэффициент корреляции Пирсона в парах варьируется от 0,93 (для Ga–Na) до 0,25 (для Ti–Li).

Результаты канонического анализа приведены в табл. 2. По данным анализа, в кварце гранитоидов и пегматитов влияние друг на друга имеют совершенно идентичные группы элементов: 1) Li и Ge; 2) B, Al и Ti. Причем извлеченная дисперсия – показатель доли влияния, указывает, что наличие Li и Ge влияет на присутствие в кварце B, Al и Ti. В кварце пегматитов совместное влияние Li и Ge объясняет 91 % вариативности содержания B, Al и Ti.

Бинарные диаграммы распределения элементов позволили выделить поля, в которых концентрируются фигуративные точки значений содержаний примесных элементов в кварце из гранитоидов и пегматитов (рис. 2).

Можно выделить 5 типов корреляционных картин:

1. Корреляции с противоположным характером распределения элементов в кварце гранитоидов и пегматитов (отрицательная – в пегматитах, положительная – в гранитоидах) (рис. 2, 1, 5).

2. Отсутствие корреляционной зависимости между распределением пар элементов в кварце гранитоидов и слабая положительная – в кварце пегматитов (рис. 2, 4, 10).

Таблица 2

Результаты канонического анализа содержания примесей в кварце гранитоидов и пегматитов

Table 2

The results of the canonical analysis of the content of impurities in quartz of granitoids and pegmatites

		Кварц пегматитов		Кварц гранитоидов	
Часть уравнения		Левая	Правая	Левая	Правая
Число переменных		2	3	2	3
Извлеченная дисперсия		100 %	91,37 %	100 %	75,11 %
Переменные:	1	Li	B	Li	B
	2	Ge	Ti	Ge	Ti
	3		Al		Al

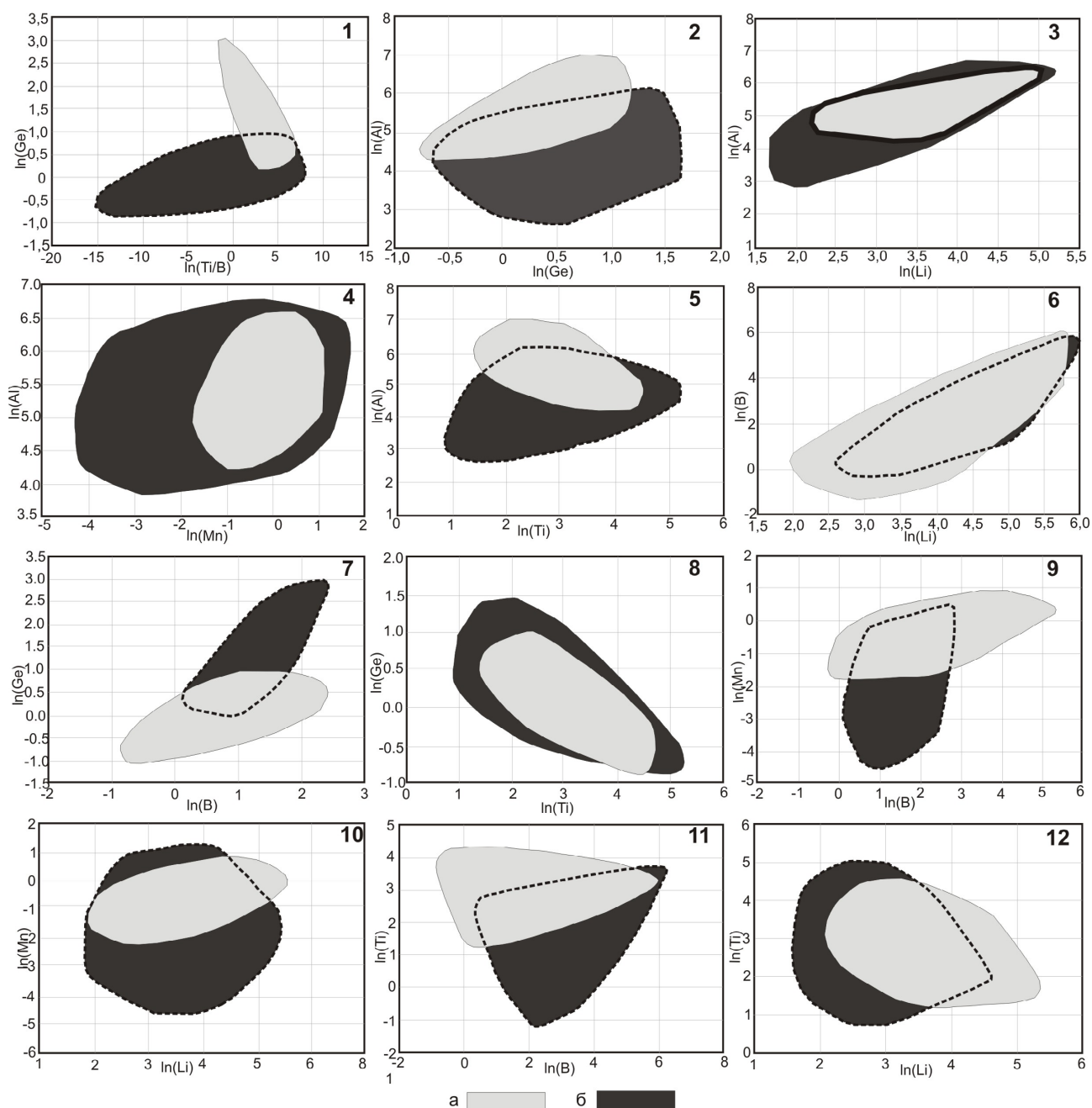


Рис. 2. Диаграммы полей концентраций элементов примесей в кварце пегматитов (а) и гранитоидов (б) по результатам 1 243 анализов

Fig. 2. The diagrams of the concentration fields of impurity elements in quartz of pegmatites (a) and granitoids (b) based on the results of 1 243 analyzes

3. Положительные корреляция распределения элементов в кварце гранитов и пегматитов (рис. 2, 2, 3, 6, 11).

4. Отрицательная корреляция распределения элементов в кварце гранитоидов и пегматитов (рис. 2, 8, 12).

5. Слабая положительная корреляция (почти отсутствует) в кварце гранитоидов и положительная – пегматитов (рис. 2, 7, 9).

Полученные диаграммы демонстрируют тенденции распределения элементов в кварце гранитоидов и их поздних продуцентах.

Обсуждение результатов

Статистическая обработка геохимических данных позволила сопоставить структурные особенности кварца и его типохимизм. Точечные дефекты в кварце делятся на две группы: внешние и внутрен-

ние. Внутренние представлены только собственными атомами решетки-хозяина. К ним относятся дырочные центры (вакансия O, Si) или их избыточные атомы (силанольная группа, радикал перексосоли, перексосолевая связь) [Götze, Möckel, 2012]. К внешним дефектам относят чужеродные для кварца атомы Li^+ , Al^{3+} , Ge^{4+} [Larsen et al., 2004; Götze, 2009]. Схема наиболее распространенных внутренних и внешних точечных дефектов приведена на рис. 3.

Изоморфные замещения в кварце могут происходить, согласно [Jacamon, Larsen, 2009], по трем схемам:

- 1) $\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Ge}^{4+}$, Ti^{4+} (изовалентный изоморфизм);
- 2) $\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Me}^{3+} + \text{Me}^+$, где Me^{3+} – Fe^{3+} , Al^{3+} , B^{3+} , Me^+ – Li^+ , Na^+ , K^+ (гетеровалентный изоморфизм);
- 3) $2\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Al}^{3+} + \text{P}^{5+}$ (гетеровалентный с заменой двух соседних атомов кремния ионами трехвалентного и пятивалентного элемента).

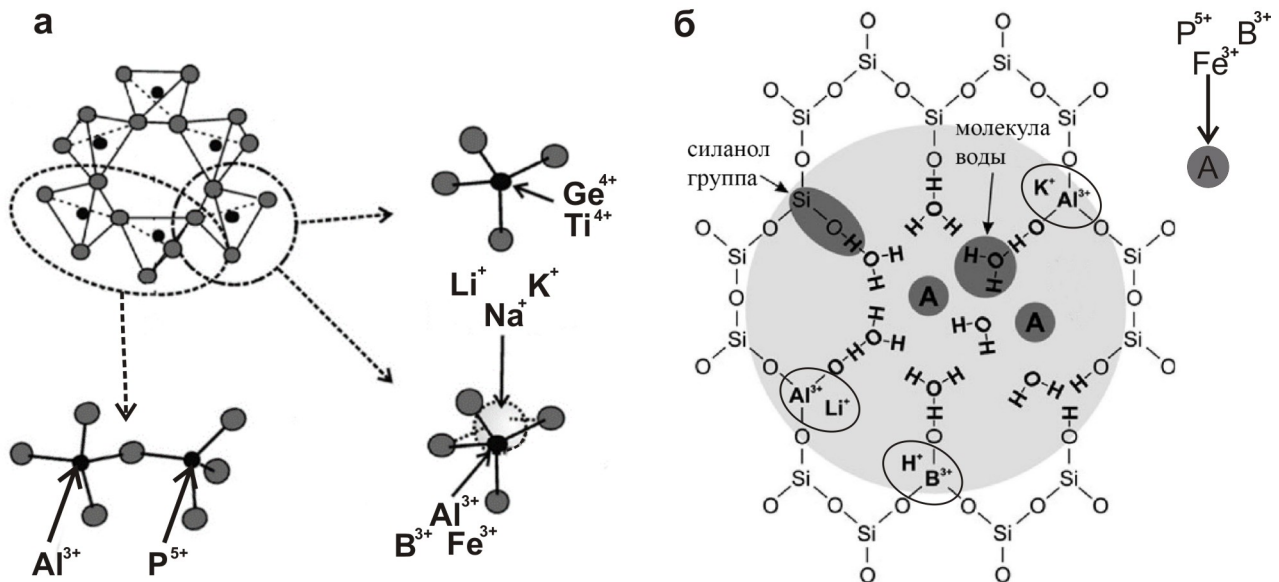


Рис. 3. Теоретическая конфигурация атомных микрокластеров по [Larsen et al., 2004; Götze, Möckel, 2012], с дополнениями

Fig. 3. The theoretical configuration of atomic microclusters according to [Larsen et al., 2004; Götze, Möckel, 2012], with additions

В результате исследований нами было установлено, что проявление гетеровалентного изоморфизма в структуре кварца статистически подтверждается вычисленными положительными корреляциями в парах элементов первой группы ($(\text{B}^{3+}-\text{Li}^+) \dots (\text{Al}^{3+}-\text{Na}^+)$). Находит объяснение и обратная зависимость между Ge и Ti, которые могут входить в структуру кварца на место Si по схеме изовалентного замещения. Вероятность вхождения Ti и Ge равновеликая, что должно выразиться отсутствием всякой корреляции.

Вероятно, что проявление обратной зависимости Ti и Ge контролируют Li и Na (вторая группа корреляционных пар). Наличие этих элементов в пегматитовой системе служит геохимическим критерием, определяющим присутствие в структуре кварца Ti или Ge. Содержание в кварце Ti и Ge, их отношение (Ge/Ti) рассматривают как показатель дифференциации кислого расплава (0,033 и 0,309 для кварца из биотитовых гранитов и аплита) [Jacamon, 2009]. Значения Ge/Ti в кварце пегматитов, как

поздних дифференциатах кислого расплава, варьируют в широких пределах (для кварца хрусталеносных – 0,266, максимальное значение 1,124 для кварца редкометальных пегматитов Мандальского поля). Отношение Ge/Ti в кварце слюдоносных пегматитов 0,001, что вполне естественно, если рассматривать слюдоносные пегматиты как продукт метасоматический кристаллизации, а не результат кристаллизации остаточного расплава. Особенность корреляционных пар, объединенных нами в группы 3 и 4, заключается в положительной взаимосвязи между собой металлов II, III, IV групп таблицы Менделеева (Ga, Ge, B, Al, Sn и др.). Анализ показывает, что присутствие этих элементов-примесей возможно лишь при наличии щелочных металлов, прежде всего Na. Вероятно, в минералообразующей среде, обогащенной Na, возможно несколько сценариев изоморфизма: $\text{Si}^{4+} \rightarrow (\text{Al}, \text{B})^{3+} + \text{Na}^+$ и $\text{Si}^{4+} \rightarrow (\text{Al}, \text{Ge})^{3+} + \text{Na}^+$. На основании экспериментальных данных [Lin et al., 1994; Stenina, 2004; Ayensu, 2013; Anovitz et al., 2015; Gyeabour et

al., 2016] допускаем, что Rb, Cs, Ba, Sr, Mn могут быть связаны с кристаллической решеткой кварца через водные комплексы ($\text{H}^+ - \text{OH}^-$). Была показана возможность нахождения гидроксил-иона (OH^-) в структуре кварца. Более того (рис. 3), вода может формировать кластеры в кристаллической решетки кварца совместно с гетеровалентными изоморфными парами элементов (B^{3+} , Fe^{3+}) [Götze, Möckel, 2012]. Методом ИК-спектроскопии [Frigo et al., 2016] были установлены дефекты LiOH , VOH в кристаллической структуре кварца, что подтверждает наличие водных комплексов в данном минерале. В свою очередь, H^+ водного комплекса замещается ионами Na, Li.

Имея статистическое обоснование кристаллохимической неоднородности кварца гранит-пегматитовой системы, можно рассчитать геохимический критерий минерала для пегматитов различных формаций. Нами были выбраны наиболее контрастные пары (рис. 4).

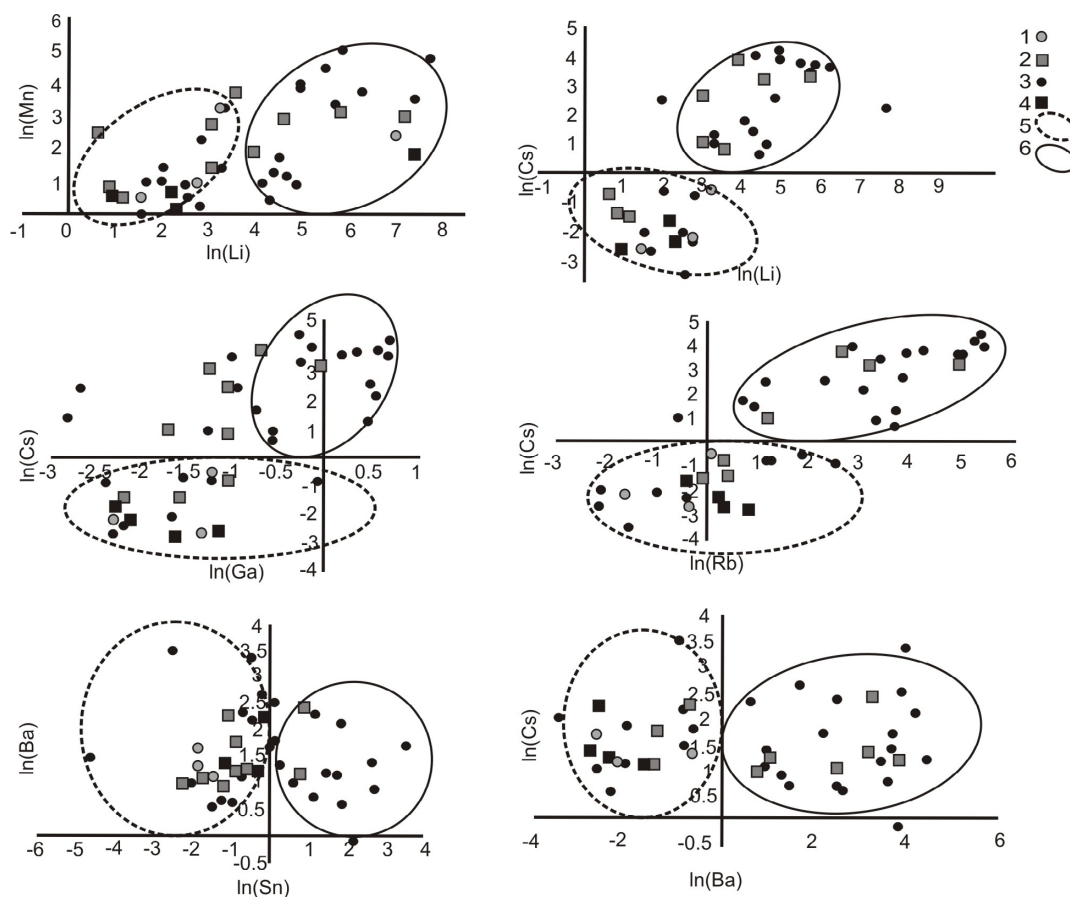


Рис. 4. Диаграммы рассеяния примесных элементов в кварце разноформационных пегматитов (по результатам 43 анализов)

1 – хрусталеносные, 2 – миароловые, 3 – редкометальные (редкометальные и редкометально-редкоземельные), 4 – слюдоносные, 5 – область неуверенного разделения, 6 – область уверенного разделения

Fig. 4. Diagrams of scattering of impurity elements in quartz of different-sized pegmatites (based on the results of 43 analyzes)

1 – crystalline, 2 – miarolitic, 3 – rare-metal (rare metal and rare-metal-rare earth), 4 – mica, 5 – area of uncertain separation, 6 – area of confident separation

Пары Cs–Li и Cs–Rb показали положительную корреляцию не только в масштабах общей выборки, но и четко ее проявляют для кварца хрусталеносных, миароловых и редкометальных пегматитов. Закономерно минимальная корреляционная связь наблюдается для кварца слюдоносных пегматитов в паре Cs–Li и намечается отрицательная Cs–Rb. Другие пары либо имеют слабую положительную корреляцию (Mn–Li, Cs–Ga), либо не имеют ее вообще (Ba–Sn, Ba–Cs).

Характер распределения примесных элементов в кварце позволяет выделить два условных поля с неуверенным и уверенным разделением разноформационных пегматитов по геохимическому критерию. Поле неуверенного разделения формирует кварц из пегматитов всех формаций. Сравнительный анализ показывает, что большинство исследуемых образцов из редкометальных пегматитов и, отчасти, миароловых, можно по примесному составу отличить от кварца других формаций (см. рис. 4). Таким образом, поля уверенного разделения можно назвать «поля редкометальной специализации», поскольку кроме кварца из редкометальных пегматитов в них попадают индивиды из миароловых пегматитов, которые были отобраны из зон с редкометальной минерализацией (кварц-эльбаитовый и кварц-альбит-лепидолитовый минеральные агрегаты).

Заключение

В результате проведенных исследований была составлена база геохимических данных кварца из гранитоидов и разноформационных пегматитов.

Существенные вариации содержания элементов примесей в кварце были нивелированы благодаря применению для неоднородной геохимической выборки метода Бокс-Кокс трансформации. Это уменьшило влияние случайных ошибок и позволило проанализировать выборку статистическими методами. Результаты статистической обработки данных ICP анализа кварца однозначно показали, что его геохимические особенности тесно связаны со структурными дефектами (изоморфными примесями, элементами–компенсаторами заряда структуры при гетеровалентном изоморфизме). Наличие корреляционной зависимости между элементами-примесями в кварце позволило выявить следующие геохимические закономерности среды пегматитообразования. Во-первых, параллельно с возрастающей ролью Na увеличивается вероятность изовалентного изоморфизма Si→Ti. Во-вторых, изовалентный изоморфизм по схеме Si→Ge возможен при наличии Li, что отражает процесс накопления Li и Ge в поздних минеральных комплексах пегматитов. Разработка минералогического критерия (по кварцу) для определения формационной принадлежности пегматитов не дала ожидаемого результата. Отмечаем, что кварц из редкометальных парагенетических ассоциаций имеет повышенные содержания редких щелочей (Cs, Rb), а также Ba, Mn, Sn.

Работа была инициирована Сергеем Ивановичем Коноваленко, доцентом кафедры минералогии и геохимии Томского университета. Авторы навсегда останутся бесконечно признательны своему Учителю, который открыл им удивительный мир пегматитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Миароловые** пегматиты. Гранитные пегматиты / В.Е. Загорский, И.С. Перетяжко, Б.М. Шмакин. Новосибирск : Наука, 1999. Т. 3. 488 с.
- Светова Е.Н., Светов С.А., Данилевская Л.А.** Редкие и редкоземельные элементы в кварце как индикаторы условий минералообразования // Труды Карельского научного центра РАН. 2012. № 3. С. 137–144.
- Смирнов С.З.** Флюидный режим магматического этапа развития редкометальных гранитно-пегматитовых систем, обогащенных фтором и бором: петрологические следствия : дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 2015. 556 с.
- Anovitz L.M., Anovitz L.M., Cole D.R., Jackson A.J., Rother G., Littrell K.C., Allard L.F., Wesolowski D.J.** Effect of quartz overgrowth precipitation on the multiscale porosity of sandstone: a (U) SANS and imaging analysis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2015. V. 158. P. 199–222.
- Ayensu A.** Electron irradiation damage effects in hydrothermal grown quartz crystals // *Journal of Applied Science & Technology*. 2013. V. 18. P. 27–34.
- Beurlen H., Müller A., Silva D., Da Silva M.R.R.** Petrogenetic significance of LA-ICP-MS trace-element data on quartz from the Borborema Pegmatite Province, northeast // *Mineralogical Magazine*. 2011. V. 75, № 5. P. 2703–2719.
- Breiter K., Müller A., Andreas K.** Trace elements and growth patterns in quartz: a fingerprint of the evolution of the subvolcanic Podlesi Granite System (Krušné hory Mts., Czech Republic) // *Bulletin of the Czech Geological Survey*. 2002. V. 77, № 2. P. 135–145.
- Flem B., Larsen R.B., Grimstvedt A., Mansfeld J.** In situ analysis of trace elements in quartz by using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry // *Chemical Geology* 2002. V. 182. P. 237–247.
- Frigo C., Stalder R., Hauzenberger C.A.** OH defects in quartz in granitic systems doped with spodumene, tourmaline and/or apatite: experimental investigations at 5–20 kbar // *Physics and Chemistry of Minerals*. 2016. V. 43, № 10. P. 717–729.
- Götze J.** Chemistry, textures and physical properties of quartz—geological interpretation and technical application // *Mineralogical Magazine*. 2009. V. 73, № 4. P. 645–671.
- Götze J., Möckel R.** Quartz: Deposits, mineralogy and analytics. Springer Science & Business Media, 2012. 360 p.

- Götze J., Plötze M., Graupner T., Hallbauer D.K., Bray C.J.** Trace element incorporation into quartz: a combined study by ICP-MS, electron spin resonance, cathodoluminescence, capillary ion analysis, and gas chromatography // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2004. V. 68, № 18. P. 3741–3759.
- Gyeabour A.I., Owusu A.** Speciation and phase separation of water in quartz // *Journal of Applied Science & Technology*. 2016. V. 21, № 1–2. P. 1–14.
- Hossain M.Z.** The use of box-cox transformation technique in economic and statistical analyses // *Journal of Emerging Trends in Economics and Management Sciences*. 2011. V. 2, № 1. P. 32–39.
- Jacamon F.** The significance of textures and trace element chemistry of quartz with regard to the petrogenesis of granitic rocks // *Doctoral theses at NTNU*. 2006. V. 155. P. 122.
- Jacamon F., Larsen R.B.** Trace element evolution of quartz in the charnockitic Kleivan granite, SW-Norway: The Ge/Ti ratio of quartz as an index of igneous differentiation // *Lithos*. 2009. V. 107, № 3. P. 281–291.
- Kostova B., Pettke T., Driesner T., Petrov P., Heinrich C.A.** LA ICP-MS study of fluid inclusions in quartz from the Yuzhna Petrovitsa deposit, Madan ore field, Bulgaria // *Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology*. 2004. V. 84, № 1. P. 25–36.
- Larsen R.B., Flem B., Dundas S., Lahaye Y., Mansfeld J.** LA-HR-ICP-MS analysis of quartz and principles governing the distribution and speciation of structural impurities in igneous quartz // *Report Geological Survey of Norway*. 2000. P. 81.
- Larsen R.B., Henderson I., Ihlen P.M., Jacamon F.** Distribution and petrogenetic behaviour of trace elements in granitic pegmatite quartz from South // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2004. V. 147, № 5. P. 615–628.
- Lin J.S., Payne M.C., Heine V., McConnell J.D.** Ab-initio calculations on (OH) 4 defects in α -quartz // *Physics and Chemistry of Minerals*. 1994. V. 21, № 3. P. 150–155.
- Morteani G., Eichinger F., Tarantola A., Müller A., Götze J., Sfragulla J.A.** The synorogenic pegmatitic quartz veins of the Guacha Corral Shear zone (Sierra de Comechingones, Argentina): A textural, chemical, isotopic, cathodoluminescence and fluid inclusion study // *Chemie der Erde-Geochemistry*. 2016. V. 76, № 3. P. 391–404.
- Müller A., van den Kerkhof A.M., Behr H.J., Kronz A., Koch-Müller M.** The evolution of late-Hercynian granites and rhyolites documented by quartz—a review // *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. 2009. V. 100, № 1–2. P. 185–204.
- Müller A., Wiedenbeck M., van den Kerkhof A.M., Kronz A., Simon K.** Trace elements in quartz—a combined electron microprobe, secondary ion mass spectrometry, laser-ablation ICP-MS, and cathodoluminescence study // *European Journal of Mineralogy*. 2003. V. 15, № 4. P. 747–763.
- Reimann C., Filzmoser P., Garrett R.G.** Factor analysis applied to regional geochemical data: problems and possibilities // *Applied Geochemistry*. 2002. V. 17, № 3. P. 185–206.
- Rossmann G.R., Weis D., Wasserburg G.J.** Rb, Sr, Nd and Sm concentrations in quartz // *Geochimica et cosmochimica Acta*. 1987. V. 51, № 9. P. 2325–2329.
- Stenina N.G.** Water-related defects in quartz // *Bull. Geosci.* 2004. V. 79, № 4. P. 251–268.
- Usami T., Toyoda S., Bahadur H., Srivastava A.K., Nishido H.** Characterization of the E 1' center in quartz: Role of aluminum hole centers and oxygen vacancies // *Physica B: Condensed*. 2009. V. 404, is. 20. P. 3819–3823.
- Weil J.A.** A review of electron spin spectroscopy and its application to the study of paramagnetic defects in crystalline quartz // *Physics and Chemistry of Minerals*. 1984. V. 10, № 4. P. 149–165.

Авторы:

Бухарова Оксана Владимировна, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры минералогии и геохимии, геолого-географического факультета, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: getina@ggf.tsu.ru

Марфин Александр Евгеньевич, ведущий инженер, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия. E-mail: marfin1309@gmail.com

Geosphere Research, 2018, 2, 21–30. DOI: 10.17223/25421379/7/2

O.V. Bukharova¹, A.E. Marfin²

¹National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

²Institute of the Earth's crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

STATISTICAL ESTIMATION OF TYPOCHEMICAL FEATURES OF QUARTZ OF GRANITE PEGMATIS

A significant amount of genetic information on the evolution of the granitic-pegmatite system was obtained by studying quartz. Modern ideas about the quartz's typochemism are determined by the structural features of the mineral, as well as by the chemical elements that make up the solid and gas-liquid inclusions. The object of the research was quartz from pegmatites of different formations: crystalline, rare-metal, rare-earth (amazonite) and miarolitic from Pamir, Altai, western Tian Shan. 30 impurity elements (excluding lanthanoids) were found in quartz from pegmatites. 90–95 % of overall weight fall on Li, Mn, Ti, Zn, Sr, Ba, Rb, Cs and around 1 % on rare-earth elements. To assess distribution patterns of impurity elements in quartz, a regressive meta-analysis of data and the Box-Cox method of transformation were applied. Calculations of the linear Pearson correlation coefficient have shown that there is a correlation relationship between 27 pairs of elements. Basically, these connections have positive dependencies. Negative correlation is typical for (Ti⁴⁺–Ge⁴⁺), (Ge⁴⁺–Sr²⁺), (Ti⁴⁺–Li⁺), (Ti⁴⁺–Al³⁺). The results of canonical analysis showed that the presence of Li and Ge on 91 % affects the presence of B, Al and Ti in quartz. It is established that the schemes of heterovalent isomorphism in quartz are confirmed by the positive correlation of the elements (for example, ((B³⁺–Li⁺), (Al³⁺–Na⁺), etc.) The presence of Ga, Ge, B, Al, Sn, and others in quartz is possible only in the presence of alkali metals, especially Na. The inverse relationship between Ge and Ti, which can enter the quartz structure in place of Si by isovalent substitution scheme, is controlled by Li and Na. These elements in the pegmatite system serve as a geochemical criterion determining the presence of Ti or Ge in the quartz structure. The con-

tent in quartz of Ti and Ge, their ratio (Ge/Ti) is considered as an indicator of differentiation of the acid melt (0.033 and 0.309 for quartz from biotite granites and aplite) [Jacamon, 2009]. The values of Ge/Ti in quartz of pegmatites, as late differentiates of acid melt, vary in wide aisles (for crystalline quartz 0.266, for quartz of rare-metal pegmatites of the Mandal field up to 1.124). Ge/Ti ratio in quartz of micaceous pegmatites is 0.001. A mineralogical criterion (based on quartz) for determining the formational affiliation of pegmatites was developed. The nature of the distribution of impurity elements in quartz makes it possible to distinguish two fields according to the geochemical criterion: a certain and an uncertain separation of pegmatites of different formations. Individuals from rare-metal pegmatites and miarolitic pegmatites (zones with Li-mineralization quartz-elbaite and quartz-albite-lepidolite mineral aggregates) fall into the fields of confident separation. Quartz from rare-metal paragenetic associations has increased contents of rare alkalis (Cs, Rb), as well as Ba, Mn, Sn.

Keywords: ICP-MS quartz pegmatites, quartz chemistry, structural defects of quartz, correlation analysis, cluster analysis.

References

- Miarolovye pegmatity. Granitnye pegmatity. [Miarol pegmatites. Granite pegmatites.] V.3. / V.E. Zagorsky, I.S. Peretyazhko, B.M. Shmakin. Novosibirsk: Nauka, 1999. 488 p. In Russian.
- Svetova E.N., Svetov S.A., Danilevskaya L.A. *Redkiye b redkozemelnye elementy v kvartze kak indikator uslovy mineraloobrazovaniy* [Rare and rare earth elements in quartz as indicators of mineral formation conditions] // Trudi Karelian nauh. Zentra RAN. 2012. No3. pp. 137–144. In Russian.
- Smirnov S.Z. *Fluidnyi rejim magmaticheskogo etapa pazvitiy redkometel'vykh granitno-pegmatitovykh system, obogashchennykh fluorom I borom: petrologicheskie sledstvia* [Fluid regime of the magmatic stage of development of rare-metal granite-pegmatite systems enriched with fluorine and boron: petrological implications]: dis. ... d-ra geol.-min.nayk. Novosibirsk, 2015. 556 p. In Russian.
- Anovitz L.M. Anovitz L.M., Cole D.R., Jackson A.J., Rother G., Littrell K.C., Allard L.F., Wesolowski D.J. Effect of quartz overgrowth precipitation on the multiscale porosity of sandstone: a (U) SANS and imaging analysis // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2015. V. 158. pp. 199–222.
- Ayensu A. Electron irradiation damage effects in hydrothermal grown quartz crystals // *Journal of Applied Science & Technology*. 2013. V. 18. pp. 27–34.
- Beurlen H., Müller A., Silva D., Da Silva M.R.R. Petrogenetic significance of LA-ICP-MS trace-element data on quartz from the Borborema Pegmatite Province, northeast // *Mineralogical Magazine*. 2011. V. 75. No.5. pp. 2703–2719.
- Breiter K., Müller A., Andreas K. Trace elements and growth patterns in quartz: a fingerprint of the evolution of the subvolcanic Podlesi Granite System (Krušné hory Mts., Czech Republic) // *Bulletin of the Czech Geological Survey*. 2002. V. 77. No 2. pp. 135–145.
- Flem B., Larsen R.B., Grimstvedt A., Mansfeld J. In situ analysis of trace elements in quartz by using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry// *Chemical Geology* 2002. V. 182. pp. 237–247.
- Frigo C., Stalder R., Hauzenberger C.A. OH defects in quartz in granitic systems doped with spodumene, tourmaline and/or apatite: experimental investigations at 5–20 kbar // *Physics and Chemistry of Minerals*. 2016. V. 43. No 10. pp. 717–729.
- Götze J. Chemistry, textures and physical properties of quartz–geological interpretation and technical application // *Mineralogical Magazine*. 2009. V. 73. No 4. pp. 645–671.
- Götze J., Plötze M., Graupner T., Hallbauer D.K., Bray C.J. Trace element incorporation into quartz: a combined study by ICP-MS, electron spin resonance, cathodoluminescence, capillary ion analysis, and gas chromatography // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2004. V. 68. No 18. pp. 3741–3759.
- Götze J., Möckel R. Quartz: Deposits, mineralogy and analytics. Springer Science & Business Media, 2012. 360 p.
- Hossain M. Z. The use of box-cox transformation technique in economic and statistical analyses // *Journal of Emerging Trends in Economics and Management Sciences*. 2011. V. 2. No 1. pp. 32–39.
- Jacamon F. The significance of textures and trace element chemistry of quartz with regard to the petrogenesis of granitic rocks // *Doctoral theses at NTNU*. 2006. V. 155. pp. 122.
- Jacamon F., Larsen R.B. Trace element evolution of quartz in the charnockitic Kleivan granite, SW-Norway: The Ge/Ti ratio of quartz as an index of igneous differentiation // *Lithos*. 2009. V. 107. No 3. pp. 281–291.
- Kostova B., Pettke T., Driesner T., Petrov P., Heinrich C.A. LA ICP-MS study of fluid inclusions in quartz from the Yuzhna Petrovitsa deposit, Madan ore field, Bulgaria // *Swiss Bulletin of Mineralogy and Petrology*. 2004. V. 84. No 1. pp. 25–36.
- Larsen R.B., Henderson I., Ihlen P.M., Jacamon F. Distribution and petrogenetic behaviour of trace elements in granitic pegmatite quartz from South // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2004. V. 147. No 5. pp. 615–628.
- Larsen R.B., Flem B., Dundas S., Lahaye Y., Mansfeld J. LA-HR-ICP-MS analysis of quartz and principles governing the distribution and speciation of structural impurities in igneous quartz / Report Geological Survey of Norway. 2000. 081.
- Lin J.S., Payne M.C., Heine V., McConnell J.D. Ab-initio calculations on (OH) 4 defects in α -quartz // *Physics and Chemistry of Minerals*. 1994. V. 21. No 3. pp. 150–155.
- Morteani G., Eichinger F., Tarantola A., Müller A., Götze J., Sfragulla J.A. The synorogenic pegmatitic quartz veins of the Guacha Corral Shear zone (Sierra de Comechingones, Argentina): A textural, chemical, isotopic, cathodoluminescence and fluid inclusion study // *Chemie der Erde-Geochemistry*. 2016. V. 76. No 3. pp. 391–404.
- Müller A., van den Kerkhof A.M., Behr H.J., Kronz A., Koch-Müller M. The evolution of late-Hercynian granites and rhyolites documented by quartz—a review // *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. 2009. V. 100. No 1–2. pp. 185–204.
- Müller A., Wiedenbeck M., van den Kerkhof A.M., Kronz A., Simon K. Trace elements in quartz—a combined electron microprobe, secondary ion mass spectrometry, laser-ablation ICP-MS, and cathodoluminescence study // *European Journal of Mineralogy*. 2003. V. 15. No 4. pp. 747–763.
- Ayensu Gyeabour A. I., Owusu A. Speciation and phase separation of water in quartz // *Journal of Applied Science & Technology*. 2016. V. 21. No1–2. pp.1–14.
- Reimann C., Filzmoser P., Garrett R.G. Factor analysis applied to regional geochemical data: problems and possibilities // *Applied Geochemistry*. 2002. V. 17. No 3. pp. 185–206.

- Rossmann G. R., Weis D., Wasserburg G.J. Rb, Sr, Nd and Sm concentrations in quartz // *Geochimica et cosmochimica Acta*. 1987. V. 51. No 9. pp. 2325–2329.
- Stenina N. G. Water-related defects in quartz // *Bull. Geosci.* 2004. V. 79. No 4. pp. 251–268.
- Usami T., Toyoda S., Bahadur H., Srivastava A.K., Nishido H. Characterization of the E 1' center in quartz: Role of aluminum hole centers and oxygen vacancies // *Physica B: Condensed*. 2009. V. 404. Issue 20. pp. 3819–3823.
- Weil J. A. A review of electron spin spectroscopy and its application to the study of paramagnetic defects in crystalline quartz // *Physics and Chemistry of Minerals*. 1984. V. 10. No 4. pp. 149–165.

Authors:

Bukharova Oksana V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Mineralogy and Geochemistry, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: getina@ggf.tsu.ru

Marfin Alexander E., Lead Engineer, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: marfin1309@gmail.com

ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 549.514.81+549.383+550.4+571.642

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГАФНИЯ В ЦИРКОНАХ ИЗ ПОРОД БЕРЕЗОВСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА И УСЛОВИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ (о. САХАЛИН)

Ф.П. Леснов¹, И.Н. Капитонов², С.А. Сергеев²

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия

Исследованы морфолого-оптические, геохимические, U-Pb изотопно-геохронологические и Hf-изотопные свойства цирконов из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива, входящего в состав Восточно-Сахалинской мезозойской офиолитовой ассоциации. Массив состоит из протрузии ультрамафитов, прорывающего ее габброидного интрузива, расположенной вдоль их границы контактово-реакционной зоны, а также контактово-реакционной зоны, между габброидным интрузивом и вмещающими толщами. В составе массива выделены реститогенные и гибридные ультрамафиты, ортомагматические, а также гибридные габброиды. Кристаллы циркона, извлеченные из проб некоторых пород массива, разделены на четыре различных по возрасту и генезису популяции (реликтовые, ксеногенные, сингенетические и эпигенетические). Они отличаются по морфологии, катодолюминесцентным и геохимическим свойствам, а также по изотопному возрасту и изотопии Hf. Кристаллы реликтовых и ксеногенных цирконов имеют преимущественно округленные в результате резорбирования формы. Им свойственно катодолюминесцентное свечение низкой интенсивности, они часто лишены осцилляторной зональности. Кристаллы сингенетических и эпигенетических цирконов отличаются хорошо проявленной кристаллографической огранкой, умеренным до интенсивного катодолюминесцентным свечением и ритмичной осцилляторной зональностью. Значения изотопного возраста исследованных цирконов варьируют в интервале от ~3 100 до ~20 млн лет. Реликтовые и ксеногенные цирконы, содержащиеся в гибридных ультрамафитах и гибридных оливиновых габброидах, показали более древний, преимущественно докембрийский возраст. В свою очередь, сингенетические цирконы из ортомагматических габброидов имеют раннеюрско-меловой возраст, а эпигенетические цирконы – преимущественно позднемеловой возраст. Исследованные цирконы неоднородны по изотопному составу Hf. Наиболее низкое значение параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{Lu}_{\text{corr}}}(0,280771)$ определено в самом древнем реликтовом кристалле (3 096 млн лет). В сингенетических цирконах, имеющих возраст в интервале 167–159 млн лет, определены более высокие значения параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{Lu}_{\text{corr}}}(0,283105–0,283219)$. В наиболее древнем реликтовом цирконе параметр $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ имеет значение –0,6, в остальных реликтовых цирконах значения этого параметра изменяются в интервале от –15,9 до +16,8. Сингенетические цирконы характеризуются очень высокими положительными значениями этого параметра: от +15,0 до +19,0. Полученные результаты комплексных исследований цирконов из пород Березовского массива позволили более строго обосновать предложенную ранее модель его полихронного и полигенного формирования.

Ключевые слова: цирконы, геохимия, U-Pb изотопный возраст, изотопия Hf, ультрамафитовые реститы, габброиды, офиолиты, о. Сахалин.

Введение

Дискуссия о генезисе сложных мафит-ультрамафитовых массивов, широко распространенных в разновозрастных складчатых областях, в том числе входящих в состав офиолитовых ассоциаций, продолжается на протяжении многих десятилетий. Особенно актуальными остаются такие вопросы, как пространственно-временные взаимоотношения между телами ультрамафитов и габброидов, условия образования такситовых (полосчатых) их разновидностей, а также изотопный возраст этих массивов. В последние десятилетия при изучении петрологии

магматических комплексов и связанных с ними метасорождений полезных ископаемых, помимо классических структурно-геологических, петрографических и петрохимических методов, все чаще используются новейшие геохимические, изотопные и изотопно-геохронологические методы анализа пород и минералов [Изотопное датирование... 2015]. Одним из важных направлений в этих исследованиях является определение изотопного возраста акцессорных цирконов U-Pb методом в комплексе с анализом соотношений в них изотопов Hf.

Березовский массив, входящий в состав Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации, относит-

ся к числу особенно благоприятных объектов для проведения таких исследований. Ранее по результатам геолого-структурных, петрографических, петрохимических и отчасти минералого-геохимических исследований было установлено, что в строении этого массива принимают участие тесно сближенные в пространстве, но генетически автономные тела различного петрографического состава: 1) протрузия, сложенная ультрамафитовыми реститами; 2) прорывающий ее габброидный интрузив; 3) контактово-реакционная зона, расположенная вдоль границ протрузии и габброидного интрузива и сложенная гибридными ультрамафитами и габброидами, обычно содержащими оливин; 4) контактово-реакционная зона, расположенная вдоль границ габброидного интрузива с вмещающими толщами и сложенная гибридными габброидами, часто содержащими амфибол и кварц [Леснов, 2015; Lesnov, 2017]. В данной работе представлены результаты детальных морфолого-оптических, геохимических, изотопно-геохронологических (U-Pb метод) и Hf-изотопных исследований цирконов из пород обозначенного массива.

Методы исследований

Определение содержания главных компонентов в цирконах (рентгеноспектральный метод с использованием электронно-зондового микроанализатора JEOL JXA-8100) и анализы их микроэлементного состава (метод LA ICP-MS с использованием масс-спектрометра «Element» с лазерной приставкой UP-213, Nd:YAG, геохимический стандарт NIST-612) выполнены в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Определение изотопного возраста цирконов (U-Pb метод с использованием вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP II (стандарты «TEMORA» и «91500») выполнено в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике [Schuth et al., 2012]. Кроме того, с применением сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500 были получены данные о морфологии кристаллов циркона и их катодоллюминесцентных свойствах. Анализы изотопного состава Hf и ряда других элементов-примесей в цирконах также были выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) с использованием тех же препаратов, в которых ранее U-Pb методом был определен их изотопный возраст. Анализы изотопного состава Hf выполнены методом LA ICP-MS с применением мультиколлекторного масс-спектрометра ThermoFinnigan Neptune (лазер COMPEX-102, 193 нм ArF, система абляции DUV-193). Конфигурация коллекторов позволила одновременно регистрировать изотопы ^{172}Yb , ^{174}Yb , ^{175}Lu , ^{176}Hf , ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf . Для коррекции масс-дискриминации исполь-

зовали одно нормализующее отношение – $^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Корректное значение ^{176}Hf получено путем вычитания ^{176}Yb и ^{176}Lu (измерялись свободные от наложений линии ^{172}Yb и ^{175}Lu). Диаметр кратеров от луча лазера составлял ~ 50 мкм при глубине 20–40 мкм. За период измерений средние значения параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для стандартов циркона составили $0,282701 \pm 35$ (Temora, n=6), $0,282497 \pm 27$ (Mud Tank, n=5), $0,282009 \pm 23$ (GJ-1, n=7). Указанные значения соответствуют опубликованным значениям для соответствующих стандартов: Temora – $0,282680 \pm 24$ [Woodhead et al., 2004], Mud Tank – $0,282504 \pm 44$ [Woodhead, Hergt, 2005] и GJ-1 – $0,282015 \pm 19$ [Elhlou et al., 2006]. Все ошибки приведены на уровне 2σ. При обработке результатов измерений принята постоянная распада $^{176}\text{Lu} = 1,865 \times 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$ [Scherer et al., 2001]. Для расчета значений Hf использованы хондритовые значения: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0336$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ [Bouvier, Vervoort, Patchett, 2008].

Модельный Hf-возраст цирконов был определен относительно деплетированной мантии (DM) с такими параметрами: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0384$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28325$ [Chauvel, Blichert-Toft, 2001]. Поскольку модельный возраст циркона ($T_{\text{DM}}^{\text{Hf}}$) представляет минимальный возраст источника расплава, из которого он кристаллизовался, был рассчитан также более реалистичный двухстадийный возраст T_{Hf}^{C} , полученный проецированием инициального значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ циркона к линии деплетированной мантии с использованием среднего значения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$ [Griffin et al., 2000].

Геология, петрографическая и геохимическая характеристика массива

Березовский массив расположен в восточных отрогах Центрального хребта о. Сахалин на водоразделах рек Зловещая, Герань и Березовка (координаты по центру массива – $49^{\circ}50'$ с.ш., $143^{\circ}50'$ в.д.). Он имеет размеры $1,5 \times 4,5$ км и обнажается на площади $6,7 \text{ км}^2$, из которых около 90 % приходится на ультрамафиты, остальная часть – на габброиды (рис. 1). На некотором удалении от массива расположен ряд небольших тел мафит-ультрамафитового состава, которые, по-видимому, являются его тектонически отторженцами. Массив залегает среди неоднородных по вещественному составу и сложно дислоцированных терригенно-вулканогенных образований предположительно домелового возраста, которые расчленены на залегающую в основании разреза богатынскую свиту и перекрывающую ее раkitинскую свиту. Богатынская свита представлена метавулканитами основного и среднего состава (трахиандезиты, андезиты, трахиандезиты, их туфы, туфобрекчии, туффиты, прослой песчаников и алевролитов), ее мощность оценивается в 800–900 м. Более широко в районе массива распространены отложе-

ния раkitинской свиты, которые представлены пирокластами пестрого состава, переслаивающимися с яшмами, известняками и радиоларитами, их мощность оценивается в 1 400 м.

Массив, как и обрамляющие его толщи, расчленен разломами на ряд блоков различного размера и формы, испытавших разнонаправленные смещения. Первичные контакты массива с вмещающими его отложениями почти повсеместно нарушены разломами. Вдоль разломов наблюдаются зоны интенсивно динамометаморфизованных и гидротермально измененных пород мощностью в сотни метров.

В картировочных канавах было установлено, что плоскости сместителей разломов, проходящих вдоль восточного и западного контактов массива, наклонены к востоку под углами от 80° на его северном фланге до 25° – на южном. Вдоль тектонических контактов массива с вмещающими отложениями наблюдались маломощные зоны альбит-карбонат-цоизитовых и цоизит-тальк-хлоритовых пород. В ультрамафитах вблизи от контактов с габброидами распространены жилы габброидов и пироксенитов, а в самих габброидах нередко наблюдались ксенолиты ультрамафитов (рис. 2).

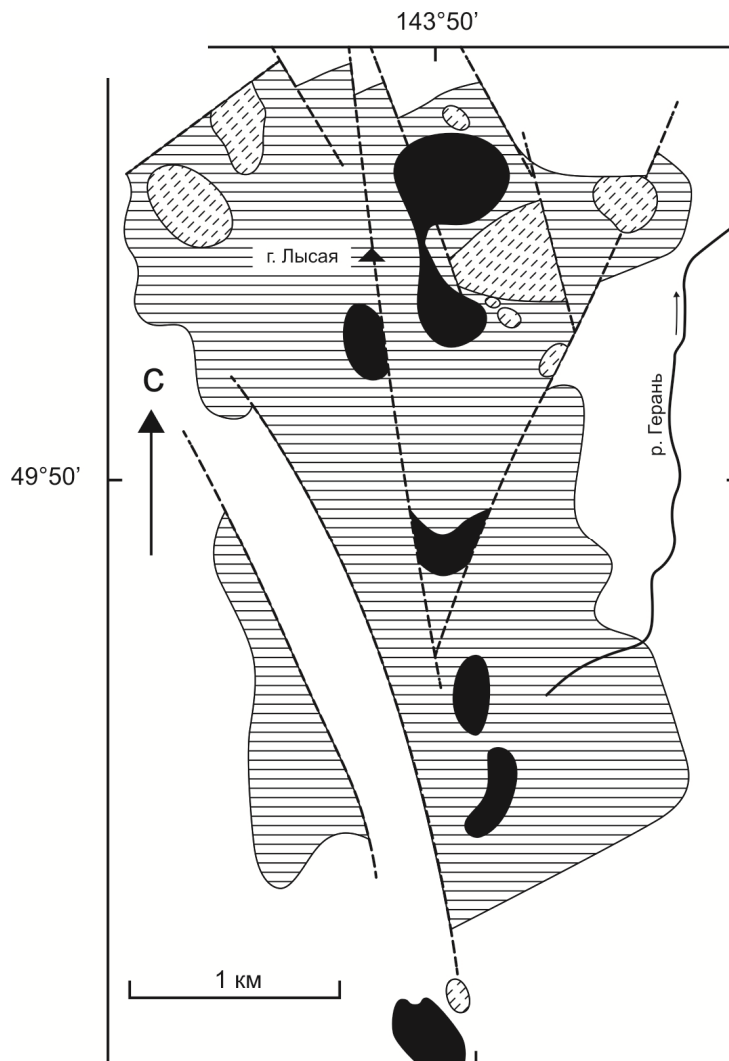


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Березовского массива

Черным цветом обозначены реститогенные ультрамафиты: лерцолиты, гарцбургиты, дуниты и их серпентинизированные разновидности; горизонтальной штриховкой – гибридные ультрамафиты (верлиты, пироксениты и их плагиоклазсодержащие разновидности) и габброиды (оливиновые габбро, троктолиты); наклонным штрих-пунктирным крапом – ортомагматические (габбронориты и габбро) и гибридные (амфиболовые и кварцсодержащие габбро, габбро-диориты, диориты) габброиды

Fig. 1. Schematic geological map of the Berezovskii massif

Black denotes restitogenic ultramafic rocks: lherzolite, harzburgite, dunite and their serpentinized species; horizontal hatching – hybrid ultramafic rocks (wehrlite, pyroxenite and their plagioclase-containing varieties) and gabbroids (olivine gabbro, troctolite); inclined dash-dotted crap – orthomagmatic (gabbronorite and gabbro) and hybrid (amphibole and quartz-containing gabbro, gabbro-diorite, diorite) gabbroids

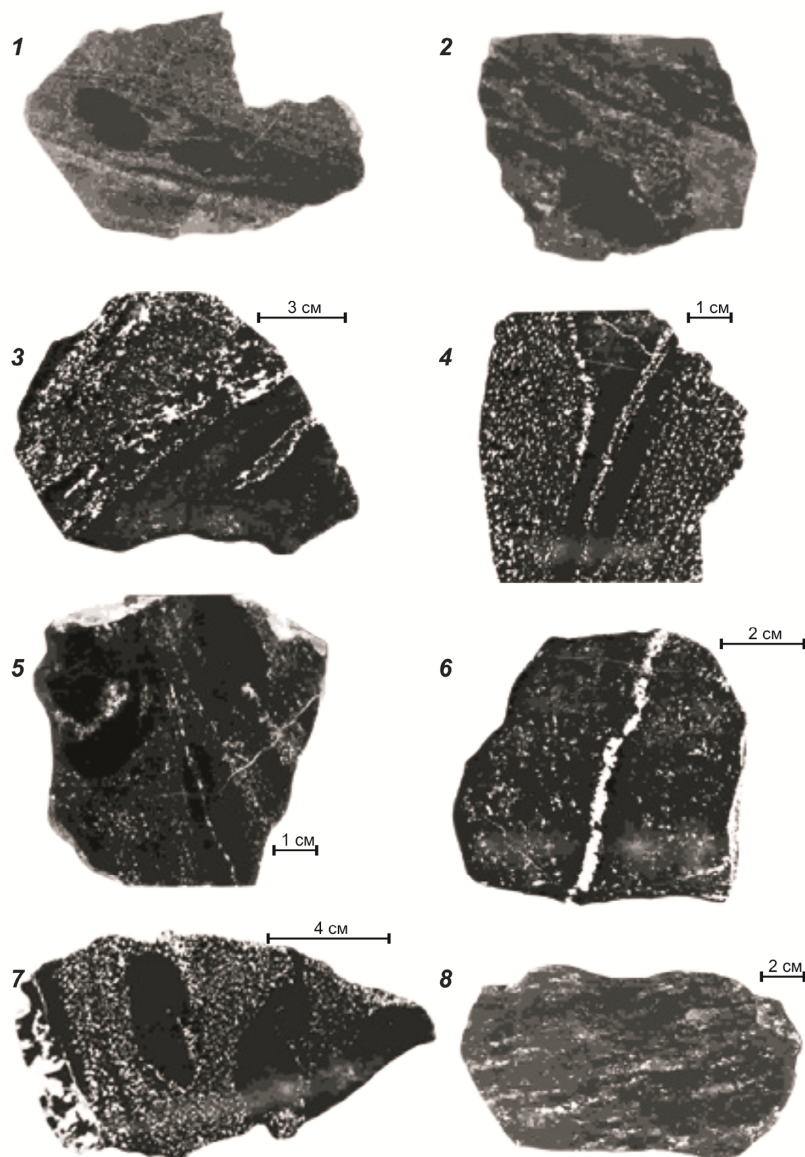


Рис. 2. Фотографии срезов образцов ультрамафитов и габброидов из контактово-реакционной зоны Березовского массива

1, 2 – тонкополосчатые оливиносодержащие габбро с мелкими линзовидными ксенолитами серпентинизированного перидотита (уменьшено в 2,2 раза); 3 – выклинивающиеся жилы меланократового оливинового габбро, инъецирующие серпентинит, в котором содержатся порфиробласты клинопироксена и плагиоклаза, при этом в габбро присутствуют мелкие ксенолиты серпентинита; 4 – тонкополосчатое меланократовое оливиновое габбро с линзообразным ксенолитом серпентинита, содержащего порфиробласты и прожилки плагиоклаза; 5 – меланократовое оливиновое габбро с полосовидными и клинообразными ксенолитами серпентинитов; в центре образца находится ксенолит, который пересекается прожилком плагиоклаз-пироксенового состава; 6 – плагиоверлит с реликтовыми фрагментами серпентинита и более поздним прожилком анортозита, содержащего порфиробласты клинопироксена; 7 – оливиновое габбро с округленными ксенолитами серпентинитов, которые секутся прожилками габбро; в левой части образца оливиновое габбро и содержащийся в нем ксенолит серпентинита секутся жилой пегматоидного габбро; 8 – плагиоверлит с полосчатой текстурой, обусловленной субпараллельно ориентированными мелкими реликтовыми ксенолитами апоперидотитового серпентинита, содержащего порфиробласты клинопироксена и плагиоклаза

Fig. 2. Photos of sections of samples of ultramafic rocks and gabbroids from the contact-reaction zone of the Berezovskii massif

1, 2 – thin-banded olivine-containing gabbros with small lenticular xenoliths of serpentinized peridotite (reduced by 2.2 times); 3 – wedging veins of melanocratic olivine gabbro, injecting serpentinite, which contains clinopyroxene and plagioclase porphyroblasts, while small xenoliths of serpentinite are present in the gabbro; 4 – thin-banded melanocratic olivine gabbro with lenticular xenolith of serpentinite, containing porphyroblasts and veins of plagioclase; 5 – melanocratic olivine gabbro with banded and wedge-shaped xenoliths of serpentinites; in the center of the sample is the xenolith, which is intersected by a vein of plagioclase-pyroxene composition; 6 – plagioclase-bearing wehrlite with relict fragments of serpentinite and a later vein of anorthosite, containing clinopyroxene porphyroblasts; 7 – olivine gabbro with rounded xenoliths of serpentinites, which are split by veins of gabbro; in the left part of the sample, the olivine gabbro and the serpentinite xenolite contained in it split through the residential pegmatoid gabbro; 8 – plagioclase-bearing wehrlite with banded texture caused by subparallel oriented small relic xenoliths of apoperidotitic serpentinite containing clinopyroxene and plagioclase porphyroblasts

Среди породных разновидностей, слагающих Березовский массив, выделен ряд петрогенетических типов. Относительно однородные по структуре, текстуре и количественно-минеральному составу и в различной мере серпентинизированные реститогенные гарцбургиты, лерцолиты, реже дуниты, а также образованные по ним серпентиниты слагают протрузию ультрамафитов. Слабо эродированный габброидный интрузив, прорывающий протрузию ультрамафитов, сложен ортомагматическими габброидами, представленными безоливиновыми габброноритами, габбро и реже норитами, которые имеют относительно однородный количественно-минеральный состав и массивную структуру. Значительная по мощности контактово-реакционная зона, расположенная вдоль границ ультрамафитовой протрузии и прорывающего ее интрузива габброидов, сложена перемежающимися телами гибридных (парамагматических) ультрамафитов и оливинсодержащих габброидов. Гибридные ультрамафиты представлены неоднородными по количественно-минеральному составу и текстуре плагиоперидотитами, вебстеритами, ортопироксенитами, клинопироксенитами и их оливин- и плагиоклазсодержащими разновидностями. Гибридными ультрамафитами сложены также ксенолиты, находящиеся среди габброидов (см. рис. 2).

Гибридные габброиды представлены оливиновыми и оливинсодержащими мезо-, мелано- и лейкократовыми габбро и габброноритами, реже – троктолитами и анортозитами, которые характеризуются неоднородным количественно-минеральным составом и такситовыми, в том числе параллельно-полосчатыми текстурами. Контакттово-реакционная зона, расположенная вдоль границ между габброидным интрузивом и вмещающими породами, сложена другой группой гибридных габброидов, которые представлены амфибол- и кварцсодержащими габбро, габбро-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами, значительно варьирующими по количественно-минеральному составу и часто имеющими такситовые текстуры.

Ксенолиты гибридных ультрамафитов, находящиеся среди габброидов, апофизы габброидов и пироксенитов в ультрамафитах, а также контактово-реакционная зона, отделяющая протрузию ультрамафитов от габброидного интрузива, рассматриваются в качестве важнейших свидетельств более позднего формирования габброидного интрузива по отношению к ультрамафитовой протрузии. Широкое распространение в составе массива гибридных ультрамафитов и габброидов свидетельствует об очень активном воздействии сформировавшего габброидный интрузив мафитового расплава и его флюидов как на породы ультрамафитовой протрузии, так и на породы вмещающих терригенно-вулканогенных толщ. С учетом указанных геолого-структурных и

петрографических признаков Березовский мафит-ультрамафитовый массив отнесен нами к категории полихронных и полигенных [Леснов, 2015].

Геохимические исследования Березовского массива показали, что слагающие его породы характеризуются неравномерными и сравнительно низкими содержаниями редкоземельных элементов (РЗЭ), основным концентратором изоморфной примеси которых является клинопироксен. Суммарные содержания РЗЭ в породах изменяются в следующих пределах (г/т): гарцбургиты (0,97–1,97), лерцолиты (0,32–3,65), плагиолерцолиты, верлиты и плагиоверлиты (0,41–3,95), вебстериты и оливиновые вебстериты (2,05–15,0), габбро и габбронориты (0,65–8,59), анортозиты (0,57). Хондрит-нормированные содержания РЗЭ в породах массива варьируют от значений, примерно на порядок уступающих их содержаниям в хондрите CI, до незначительно превышающих последние. Наблюдаемые в некоторых образцах ультрамафитов и габброидов аномально высокие содержания легких РЗЭ, как предполагается, обусловлены присутствием в этих породах переменных количеств неструктурной примеси данных элементов, сосредоточенной в межзерновых и внутризерновых микротрещинах [Леснов, 2015].

Морфологические и катодолюминесцентные свойства цирконов

Кристаллы циркона из пород Березовского массива значительно варьируют по размеру и морфологии, по интенсивности катодолюминесцентного свечения и по характеру осцилляторной зональности. Размер кристаллов по длинной оси колеблется от 50 до 400 мкм при преобладании их разновидностей длиной 50–200 мкм. Значения коэффициента удлинения кристаллов изменяются в интервале 1–4 с преобладанием значений 1–2,5. Исследованные кристаллы циркона имеют различную морфологию, что особенно отчетливо видно при сравнении их реликтовых и ксеногенных разновидностей, с одной стороны, и кристаллов, рассматриваемых в качестве сингенетических и эпигенетических, – с другой (рис. 3). Подавляющая часть реликтовых и ксеногенных кристаллов имеет округленные формы вплоть до полного отсутствия кристаллографической огранки, а также шероховатую поверхность. Цирконы такой формы преимущественно встречались в гибридных пироксенитах и габбро-пироксенитах.

Предполагается, что эти кристаллы подверглись различному по интенсивности резорбированию под влиянием более позднего мафитового расплава и его флюидов. В свою очередь, сингенетические и эпигенетические кристаллы циркона почти всегда имеют хорошо выраженную кристаллографическую огранку.

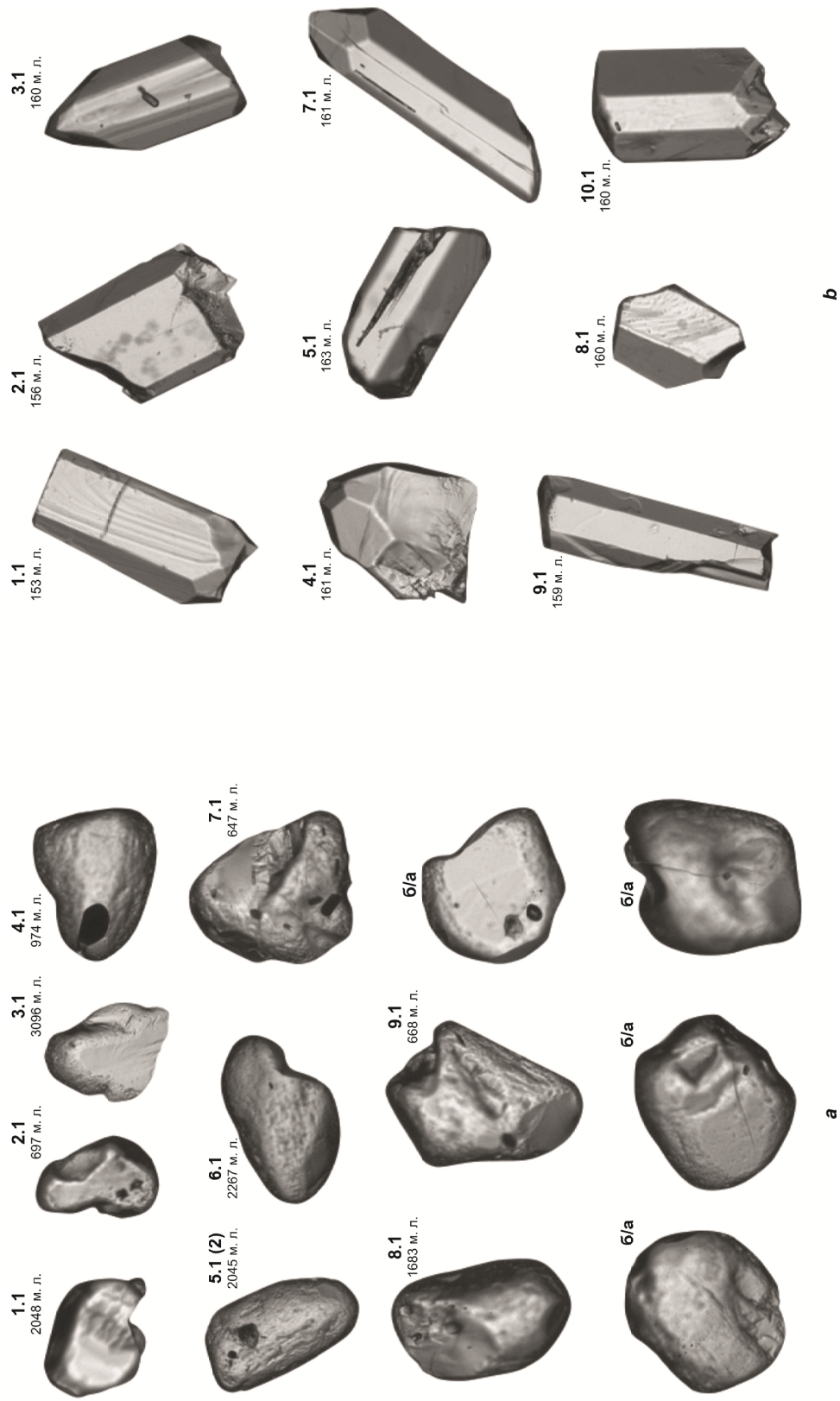


Рис. 3. Морфология кристаллов циркона из пород Березовского массива

a – реликтовые кристаллы из пироксенита (обр. 1597); *b* – сингенетические кристаллы из габбро-диорита (обр. 1658). Микрофотографии выполнены в оптическом режиме ($\times 100$). Цифрами обозначены номера кристаллов, а также их изотопный возраст в миллионах лет (м. л.); б/а – возраст не определялся

Fig. 3. Morphology of zircon crystals from rocks of the Berezovskii massif

a – relict crystals from pyroxenite (sample 1597); *b* – syngenetic crystals from gabbro-diorite (sample 1658). Microphotographs are made in optical mode ($\times 100$). The digits denote the numbers of the crystals, as well as their isotopic age in millions of years (m. l.); b/a – the age was not determined

Реликтовые и ксеногенные кристаллы циркона отличаются от сингенетических и эпигенетических кристаллов также по их изображениям в катодолюминесцентном режиме и характеру осцилляторной зональности. В своем большинстве реликтовые и ксеногенные кристаллы характеризуются низкоинтенсивным катодолюминесцентным свечением вплоть до его полного отсутствия, а также редко наблюдаемой осцилляторной зональностью. В тех случаях, когда такая зональность в них наблюдается, она имеет нерегулярный или пятнистый характер, при этом осцилляторные зоны обычно дисконкордантны по отношению к кристаллографической огранке кристаллов. Сингенетические и эпигенетические кристаллы циркона, наоборот, в подавляющем большинстве случаев обладают умеренным до интенсивного катодолюминесцентным свечением и хорошо проявленной осцилляторной зональностью,

конкордантной по отношению к их кристаллографической огранке.

Химический состав и геохимия цирконов

Результаты анализов общего химического состава цирконов из пород массива, выполненных рентгеноспектральным методом, свидетельствуют о том, что содержания главных компонентов изменяются в них в следующих пределах (мас. %): SiO_2 (32,2–33,1), ZrO_2 (64,0–66,2), HfO_2 (0,01–2,15), при этом повышенные содержания последнего из компонентов преимущественно наблюдались в цирконах из габброидов (табл. 1). Значения параметра $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ в минерале варьируют в интервале 29,9–78,9. Вариации значений этого параметра наблюдались и в разных кристаллах из одного образца породы.

Таблица 1
Химический состав цирконов из представительных образцов пород Березовского массива, мас. %

Table 1
Chemical composition of zircons from representative samples of rocks of the Berezovskii massif, wt %

№ обр.	№ зерна	Порода	SiO_2	ZrO_2	HfO_2	UO_2	ThO_2	Ce_2O_3	Yb_2O_3	Y_2O_3	Сумма	$\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$	UO_2/ThO_2
1607	4,1	Габбро-пироксенит	32,70	65,52	1,16	0,054	0,073	Н.о.	0,148	0,139	99,79	56,6	0,74
	5,1		32,66	64,77	1,56	0,091	0,021	0,004	0,019	0,068	99,19	41,6	4,33
	6,1		32,36	65,12	1,87	0,024	Н.о.	0,036	Н.о.	0,063	99,47	34,9	Н.д.
	7,1		32,47	65,41	1,72	0,226	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	99,83	38,1	Н.д.
	8,1		32,99	65,26	1,55	Н.о.	0,025	0,008	0,177	0,229	100,24	42,2	Н.д.
	9,1		32,53	65,70	1,85	0,08	0,014	Н.о.	Н.о.	Н.о.	100,17	35,5	5,71
	10,1		32,97	64,54	1,87	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	99,38	34,4	Н.д.
1610-2	1,1	Габбро-пироксенит	32,90	64,36	1,60	0,042	0,096	0,056	Н.о.	0,121	99,18	40,2	0,44
	2,1		32,57	64,87	1,22	0,111	0,073	0,016	0,137	0,403	99,40	53,0	1,52
	3,1		32,50	64,52	1,14	0,011	0,066	0,08	0,263	0,550	99,13	56,6	0,17
	4,1		32,67	64,95	1,28	0,072	Н.о.	0,064	0,104	0,339	99,48	50,6	Н.д.
	5,1		32,56	64,87	1,13	0,140	0,142	0,040	0,106	0,240	99,23	57,5	0,99
	6,1		32,30	65,09	1,18	0,173	0,130	0,068	0,166	0,522	99,63	55,1	1,33
	9,1		32,62	65,36	1,39	0,018	Н.о.	Н.о.	0,007	0,047	99,44	47,1	Н.д.
	10,1		32,64	65,16	1,80	0,058	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,034	99,69	36,1	Н.д.
	11,1		32,80	65,14	1,16	0,112	Н.о.	0,008	Н.о.	0,037	99,26	56,0	Н.д.
1604	1,1	Габбронорит оливинный	32,69	65,82	1,25	0,022	0,105	Н.о.	Н.о.	0,058	99,95	52,8	0,21
	2,1		32,43	64,52	1,37	0,287	0,288	0,127	0,080	0,292	99,39	47,2	1,00
	3,1		32,61	65,53	1,37	0,062	Н.о.	0,044	0,045	0,139	99,80	47,8	Н.д.
	4,1a		32,70	66,21	1,36	Н.о.	0,022	0,091	Н.о.	0,038	100,42	48,9	Н.д.
	4,1б		33,01	65,48	1,48	Н.о.	0,017	Н.о.	Н.о.	Н.о.	99,99	44,3	Н.д.
	5,1		32,39	65,17	1,82	0,210	0,106	Н.о.	Н.о.	0,203	99,90	35,9	1,98
	6,1		32,65	65,03	2,09	0,046	0,052	Н.о.	0,069	0,094	100,00	31,1	0,89
	7,1		32,67	64,89	2,03	0,132	Н.о.	Н.о.	0,039	Н.о.	99,76	31,9	Н.д.
	8,1		32,47	65,08	1,76	0,003	0,027	0,099	Н.о.	Н.о.	99,44	36,9	0,11
1596-A1	1,1	Габброид	32,76	65,18	1,74	Н.о.	0,044	0,024	Н.о.	0,009	99,76	37,6	Н.д.
	2,1		32,26	65,25	2,04	0,194	Н.о.	0,004	0,028	0,165	99,94	32,0	Н.д.
	3,1		33,11	65,27	1,45	Н.о.	0,023	Н.о.	0,100	0,297	100,25	44,9	Н.д.
	4,1		32,64	65,26	1,31	0,108	0,020	Н.о.	Н.о.	Н.о.	99,34	36,3	5,40
	4,2		32,60	64,89	1,79	0,053	0,055	0,080	Н.о.	0,037	99,51	49,7	0,96
1596-6	1,1	Габброид	32,44	64,72	1,62	Н.о.	0,008	Н.о.	0,014	0,063	98,87	40,0	Н.д.
	2,2		32,52	65,68	1,18	0,101	0,080	Н.о.	Н.о.	0,071	99,63	55,5	1,26
	3,1		32,43	65,76	1,64	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	99,83	40,0	Н.д.
	5,1		32,32	65,78	1,77	0,058	0,020	Н.о.	0,031	0,069	100,05	37,2	2,90
1595	1,1	Габброид	32,29	65,90	0,86	0,045	0,016	0,132	0,126	0,320	99,69	78,9	2,81
	2,1		32,58	65,23	1,78	0,082	Н.о.	0,060	0,026	0,023	99,78	36,7	Н.д.
	3,1		32,46	64,26	2,15	Н.о.	0,031	0,008	0,015	Н.о.	98,92	29,9	Н.д.

Окончание табл. 1

№ обр.	№ зерна	Порода	SiO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	UO ₂	ThO ₂	Ce ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Сумма	ZrO ₂ /HfO ₂	UO ₂ /ThO ₂
	4,1		32,55	65,08	1,42	0,079	0,038	0,056	0,077	0,093	99,39	45,8	2,08
	5,1		32,57	64,28	1,88	0,067	0,021	0,024	0,132	0,173	99,15	34,2	3,19
	6,1a		32,42	65,49	1,47	0,035	0,037	0,028	Н.о.	Н.о.	99,48	44,5	0,95
	6,1б		32,53	65,37	1,27	0,068	0,042	Н.о.	0,038	0,049	99,37	51,5	1,62
1651	1,1	Габбро-диорит	32,32	64,87	1,26	0,014	0,027	0,016	0,099	0,302	98,91	51,4	0,52
	2,1		32,45	64,00	1,88	0,0244	Н.о.	Н.о.	0,058	0,246	98,66	34,0	Н.д.
	3,1		32,55	64,65	1,19	0,042	0,015	Н.о.	0,128	0,363	98,94	54,3	2,80
	5,1		32,58	65,26	1,26	0,008	0,073	Н.о.	0,090	0,224	99,50	51,6	0,11
	6,1		32,40	64,68	1,29	0,135	0,098	0,012	0,199	0,455	99,27	50,3	1,38
	7,1		32,19	64,07	1,20	0,037	0,108	0,008	0,307	0,868	98,79	53,5	0,34
	8,1		32,55	65,50	1,09	0,104	Н.о.	0,068	0,075	0,233	99,62	60,0	Н.д.
	9,1		32,35	65,93	1,11	Н.о.	0,004	Н.о.	0,007	0,148	99,55	59,6	Н.д.
	10,1		32,52	65,28	0,01	0,032	0,045	Н.о.	0,019	0,184	99,09	64,5	0,71
	11,1		32,31	64,34	1,27	0,122	0,111	Н.о.	0,257	0,714	99,12	50,8	1,38

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) рентгеноспектральным методом на микроанализаторе «Camebax-Micro» (исполнитель В.Н. Королук). Н.о. – элемент не обнаружен. Н.д. – нет данных.

Note. Analyzes were performed in the Analytical Center of the Institute of Geology and Mineralogy of the SB RAS (Novosibirsk) by X-ray spectroscopy on the micro-analyzer "Camebax-Micro" (performer V.N. Korolyuk). Н.о. – The element was not found. Н.д. – no data.

Геохимические исследования цирконов из пород массива показали, что содержания РЗЭ, которые определялись методом LA ICP-MS, изменяются в них в широких пределах, при этом в сингенетических цирконах среднее суммарное содержание данных примесей намного больше, чем в реликтовых кристаллах (табл. 2). Сингенетические цирконы отличаются от реликтовых более высоким средним значением параметра $(Yb/La)_n$ и более низким средним значением параметра $(Gd/Lu)_n$, что указывает на их различия в отношении интенсивности фракционирования элементов. Большинство проанализированных кристаллов характеризуется типичной для этого минерала конфигурацией спектров распределения хондрит-нормированных содержаний РЗЭ, осложненных интенсивными положительными аномалиями Се и менее интенсивными отрицательными аномалиями Еу (рис. 4).

Согласно средним оценкам значений параметра $(Ce/Ce^*)_n$, реликтовые и сингенетические цирконы мало отличаются по интенсивности положительных аномалий Се, но при этом отличаются по интенсивности отрицательных аномалий Еу, которая в реликтовых цирконах в среднем несколько больше, чем в сингенетических цирконах. Наряду с преобладающими кристаллами циркона, имеющими типичную для этого минерала конфигурацию спектров распределения РЗЭ, в изученной коллекции выявлены их кристаллы с аномальной конфигурацией спектров РЗЭ, в той или иной мере отличающейся от типичных спектров цирконов как по положению на диаграммах, так и по конфигурации [Леснов, 2015; Lesnov, 2017]. На таких спектрах положительные аномалии Се и отрицательные аномалии Еу, как правило, имеют низкую интенсивность либо полно-

стью отсутствуют. Как предполагается, подобные аномальные спектры являются следствием неравномерного эпигенетического перераспределения элементов-примесей, прежде всего легких РЗЭ, неструктурная примесь которых сосредоточивалась, главным образом, во внутризерновых микротрещинах кристаллов. Такого рода аномальные спектры распределения РЗЭ преимущественно наблюдались в реликтовых и ксеногенных кристаллах.

Мультиэлементные спектры распределения хондрит-нормированных содержаний элементов-примесей в исследованных цирконах, включая те, в которых были определены изотопные параметры Нf и которые не подверглись эпигенетическому перераспределению примесей, имеют близко одинаковую конфигурацию, причем во всех случаях на них присутствуют интенсивные положительные аномалии U, Th и Нf, а также менее интенсивные аномалии Се (рис. 5).

Между содержаниями La, Се, суммарными содержаниями РЗЭ, значениями параметров $(Ce/Ce^*)_n$ и $(Eu/Eu^*)_n$, а также содержаниями некоторых других элементов-примесей в цирконах, с одной стороны, и значениями их изотопного возраста, с другой стороны, выявлена обратная зависимость (рис. 6).

В этой связи можно указать на наблюдения Т.Ф. Зингер и соавт. [2010], которые выявили зависимость между интенсивностью пластических деформаций в кристаллах циркона из образцов габброидов, драгированных в Срединно-Атлантическом хребте, и степенью аномального их обогащения редкоземельными элементами, а также U, Th, Нf и Р. По наблюдениям этих авторов, привнос указанных элементов-примесей в кристаллы циркона сопровождался также нарушениями в их U-Pb изотопных системах.

Content of rare-earth elements in zircons from representative samples of rocks of the Berезovskii massif, ppm

№ зерна (анализа)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Сумма РЗЭ	(Yb/La) _n	(Gd/Lu) _n	(Ce/Ce*) _n	(Eu/Eu*) _n
Обр. 1597 (пироксенит)																			
1.1*	0,056	3,09	0,047	1,27	2,75	0,298	14,1	5,39	63,3	18,9	94,3	21,0	207	29,4	461	5476	0,060	20,17	0,130
2.1*	0,082	28,5	0,799	6,33	12,2	2,532	41,6	15,6	181,0	63,8	310,9	76,0	762	112	1 613	13 767	0,046	19,39	0,353
3.1*	0,030	5,51	0,087	1,61	2,30	1,184	11,1	4,33	53,6	19,3	98,5	22,2	232	33,8	486	11 457	0,041	29,39	0,652
4.1*	0,087	96,4	0,391	4,98	11,3	2,043	34,0	13,7	129,1	41,8	173,7	36,0	331	36,7	911	5 637	0,115	123,54	0,340
5.1*	0,681	24,0	0,449	4,57	5,12	0,522	25,2	8,26	106,6	36,1	171,6	34,8	340	46,4	805	740	0,068	14,51	0,127
5.2	0,100	12,1	0,080	1,89	1,74	0,184	8,12	3,08	38,6	14,1	72,6	16,5	188	27,1	384	2 785	0,037	45,34	0,138
6.1	0,034	16,0	0,153	2,36	4,14	0,904	13,8	5,12	56,7	19,9	107,3	27,2	293	46,3	592	12 767	0,037	52,41	0,378
7.1*	0,041	10,5	0,143	1,51	2,80	0,996	8,47	3,28	37,1	15,1	76,7	19,7	223	37,4	437	8 058	0,028	35,31	0,666
8.1	0,049	7,82	0,193	2,69	5,07	0,407	16,8	6,44	74,5	25,8	120,7	27,0	273	35,7	596	8 254	0,059	19,89	0,140
9.1*	0,053	15,2	0,087	1,03	3,65	0,637	11,0	4,23	53,8	21,0	109,8	25,7	295	39	580	8 246	0,035	69,89	0,328
Обр. 1601-1 (габбро-пироксенит)																			
1.1*	0,60	14,98	0,49	3,38	4,97	0,19	18,67	6,37	74,4	24,3	115	25,7	248	33	570	612	0,070	9,26	0,060
2.1*	0,31	19,32	0,97	12,53	15,4	1,53	40,21	12,19	129	41,1	177	35,1	315	40	840	1 505	0,125	9,38	0,209
3.1*	0,05	7,00	0,29	4,27	6,92	0,47	21,38	6,98	77,0	23,5	104	22,6	210	28	512	6 222	0,095	12,50	0,125
4.1*	0,06	18,07	0,72	9,63	15,1	1,25	47,54	18,11	209	70,9	349	79,9	755	103	1 678	18 643	0,057	13,83	0,150
5.1	0,02	11,63	0,15	2,42	4,90	0,67	12,97	5,23	59,8	21,8	105	23,9	243	36	527	18 000	0,045	41,25	0,285
6.1	0,06	7,46	0,18	2,75	4,92	0,31	20,43	7,52	96,3	32,1	158	38,0	351	45	764	8 667	0,056	19,36	0,091
7.1*	0,01	23,38	0,28	3,11	7,43	1,88	25,99	9,18	98,6	32,1	158	36,4	347	46	789	51 409	0,070	47,65	0,421
8.1*	0,05	16,26	0,20	3,44	4,73	1,19	17,39	6,52	74,5	25,8	119	29,2	286	40	625	8 474	0,054	40,02	0,402
9.1*	0,02	8,54	0,12	1,40	3,19	1,09	19,37	8,82	120	51,8	311	80,2	975	168	1 749	72 224	0,014	37,01	0,553
10.1*	0,02	6,94	0,06	1,20	1,49	0,50	5,86	2,38	30,7	12,9	72,3	19,8	236	40	430	17 482	0,018	54,04	0,506
Обр. 197 (диорит)																			
1.1*	0,03	2,6	0,03	0,7	1,3	0,48	5,6	2,5	35	15	96	28	321	54	562	15 852	0,013	28,80	0,516
2.1	0,001	3,4	0,03	0,9	1,6	0,56	5,9	2,8	41	18	108	31	372	65	650	551 128	0,011	64,80	0,557
3.1	0,12	4,7	0,05	1,4	2,3	0,65	9,5	4,4	60	27	162	46	538	90	946	6 642	0,013	19,44	0,409
4.1*	0,07	6	0,08	1,4	2,1	0,84	10,3	4,7	72	32	181	50	597	102	1 059	12 635	0,013	26,35	0,499
5.1	0,1	6,7	0,1	2	3,9	0,94	12,1	5,6	86	39	223	67	835	129	1 410	12 347	0,012	22,26	0,442
6.1a*	0,04	5,3	0,08	1,6	3,5	1,11	13,5	4,7	63	28	169	51	640	108	1 089	23 704	0,016	28,10	0,486
6.1б	0,04	4,9	0,04	1,6	3	0,78	11,1	5,2	70	30	171	47	594	98	1 037	22 001	0,014	40,70	0,413
6.1в	0,04	5,9	0,06	2,1	1,9	1,03	9,6	4,6	67	30	169	51	667	103	1 112	24 704	0,012	38,19	0,659
6.1	0,04	5,4	0,006	1,79	2,8	0,97	11,4	4,8	67	29	170	50	634	103	1 080	23 482	0,014	86,55	0,507
7.1	0,05	11,5	0,09	2,8	6,3	2,08	24,8	10,3	144	69	421	117	1 433	232	2 474	42 461	0,013	52,58	0,498
8.1*	0,03	2,4	0,04	0,4	1,2	0,45	4,2	2	32	14	89	24	293	49	512	14 470	0,011	22,36	0,623
9.1*	0,02	2,7	0,005	1	1,7	0,58	6,5	3	39	16	98	29	373	63	634	24 630	0,013	78,02	0,527
10.1	0,01	5,1	0,08	1,4	2,1	0,68	9,2	4,2	63	29	179	49	590	100	1 033	87 410	0,011	34,12	0,446

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) методом LA ICP-MS (исполнители С.В. Палеский и И.В. Николаева). Значком * обозначены зерна циркона, в которых определены изотопные параметры Hf.

Note. Analyzes were performed in the Analytical Center of the Institute of Geology and Mineralogy of the SB RAS (Novosibirsk) using the LA ICP-MS method (performers S.V. Palesky and I.V. Nikolaeva). The symbol * denotes zircon grains in which the isotopic parameters Hf are determined.

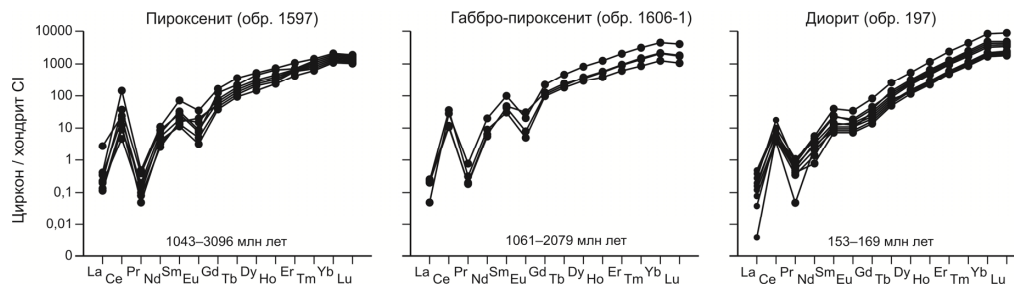


Рис. 4. Спектры распределения хондрит-нормированных содержаний редкоземельных элементов в цирконах из пород Березовского массива (по данным табл. 2)

Fig. 4. Chondrite-normalized rare-earth elements patterns of zircons from the rocks of the Berezovskii massif

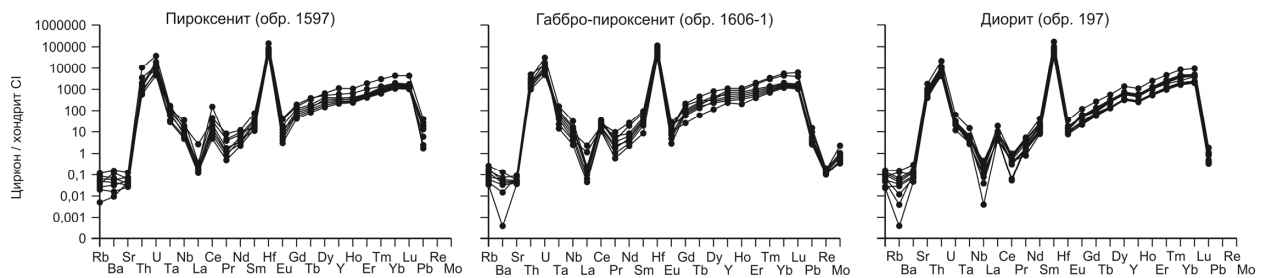


Рис. 5. Мультиэлементные спектры цирконов из пироксенита (обр. 1597), габбро-пироксенита (обр. 1606-1) и диорита (обр. 197), по [Леснов, 2015]

Fig. 5. Multielement patterns of zircon from pyroxenite (sample 1597), gabbro-pyroxenite (sample 1606-1) and diorite (sample 197), by [Lesnov, 2015]

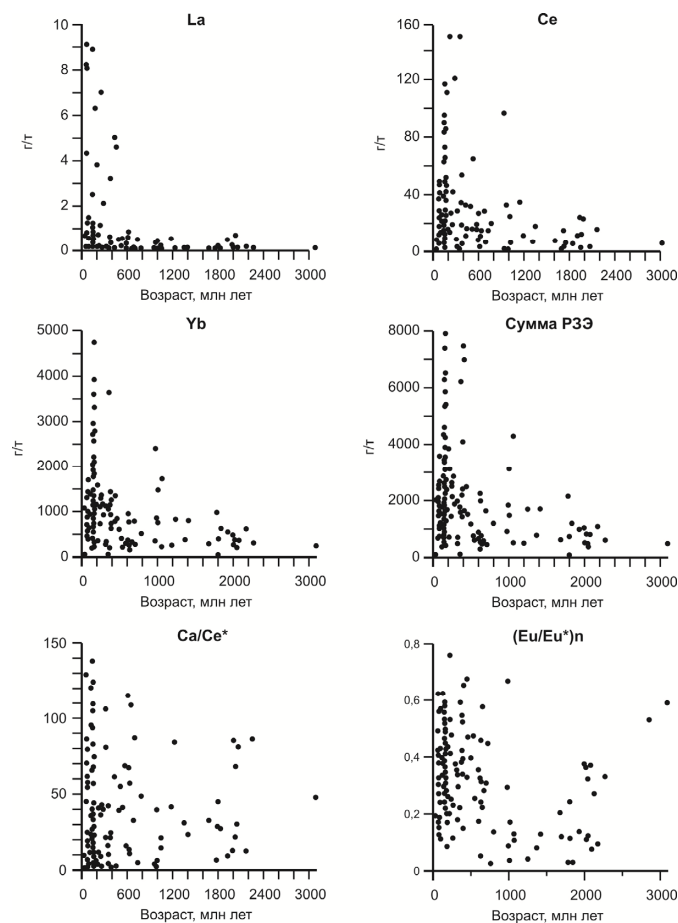


Рис. 6. Соотношение между содержаниями редкоземельных элементов в кристаллах циркона из пород Березовского массива и их изотопным возрастом

Fig. 6. The ratio between the contents of rare-earth elements in zircon crystals from the rocks of the Berezovskii massif and their isotope age

U-Pb изотопный возраст цирконов

В пределах общей коллекции исследованных кристаллов циркона из пород Березовского массива их изотопный возраст варьирует в очень широких пределах (3 096–20 млн лет) (табл. 3, рис. 6)

[Леснов, 2015]. На полимодальной гистограмме частот встречаемости значений возраста этих цирконов наблюдается ряд максимумов, наиболее интенсивным среди которых является максимум для цирконов с возрастом в интервале 170–150 млн лет (рис. 7).

Таблица 3

Результаты определения изотопного возраста цирконов из представительных образцов пород Березовского массива

Table 3

Results of the determination of the isotope age of zircons from representative samples of rocks of the Berezovskii massif

№ зерна (анализа)	U, г/г	Th, г/г	^{206}Pb , г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	Возраст, млн лет ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$)	Возраст, млн лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$)
Обр. 1597 (пироксенит)										
1.1	318	60	102	0,19	2,671	0,12914	6,627	0,3741	2 048±14	2 077±10
2.1	329	339	32,4	1,07	8,712	0,06649	0,988	0,1142	697,2±5,9	700±70
3.1	49	18	26,3	0,37	1,617	0,2356	19,87	0,6164	3 096±34	3 078±15
4.1	79	104	11,1	1,36	6,109	0,0768	1,666	0,1631	974±12	1 043±55
5.1	172	62	55	0,37	2,694	0,13012	6,554	0,3703	2 031±16	2 076±15
7.1	53	37	4,79	0,72	9,47	0,0638	0,929	0,1056	6 47,3±9,8	735±70
9.1	41	24	3,92	0,62	9,00	0,0718	0,87	0,1092	668±12	527±250
Обр. 1606-1 (габбро-пироксенит)										
1.1	154	73	13,5	0,49	9,8	0,066	0,857	0,1015	623±6,2	649±76
2.1	129	148	10,9	1,18	10,23	0,0602	0,812	0,0978	601,4±7,3	611±45
3.1	43	30	6,62	0,73	5,532	0,0802	1,794	0,179	1 061±15	1 005±88
4.1	136	87	28,6	0,67	4,075	0,0911	3,018	0,2449	1 412±15	1 413±23
7.1	57	50	18,7	0,9	2,617	0,1348	6,91	0,3805	2079±23	2121±27
8.1	84	62	7,04	0,76	10,25	0,0632	0,802	0,0971	597,5±7,5	601±81
9.1	268	102	5,62	0,39	40,93	0,056	0,173	0,0243	154,7±2	273±210
10.1	102	55	10,3	0,56	8,45	0,0675	0,998	0,1174	715,8±8,7	662±190
Обр. 197 (диорит)										
1.1	44	11	0,98	0,26	38,7	0,0569	0,16	0,02547	162±4,7	Н.д.
4.1	84	26	1,87	0,32	38,49	0,0544	0,176	0,02582	164±3,5	Н.д.
6.1	79	21	1,8	0,27	37,62	0,06	0,187	0,0263	167±3,5	Н.д.
8.1	42	9	0,92	0,22	39,3	0,0602	0,163	0,02502	159±4,2	Н.д.
9.1	50	10	1,14	0,21	38,12	0,0574	0,154	0,02577	164±4,6	Н.д.

Примечание. Анализы выполнены U-Pb методом (SHRIMP II) в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) (исполнитель С.А. Сергеев). Н.д. – нет данных, по [Леснов, 2015].

Note. Analyzes were performed using the U-Pb method (SHRIMP II) in the Center for Isotope Research VSEGEI (St. Petersburg) (performer S.A. Sergeev). Н.д. – no data, by [Lesnov, 2015].

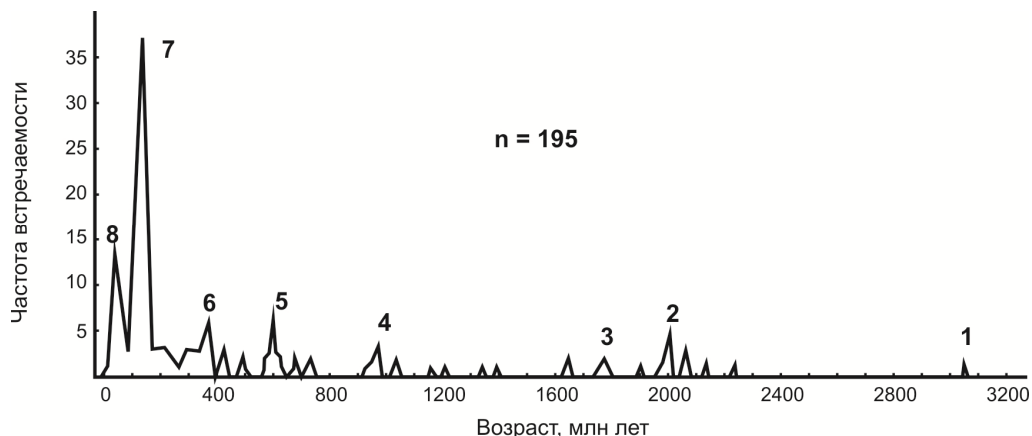


Рис. 7. Гистограмма частот встречаемости значений изотопного возраста в общей коллекции кристаллов циркона из пород Березовского массива, полученных U-Pb методом, по [Леснов, 2015]

Fig. 7. The histogram of frequencies of occurrence of values of isotope age in the general collection of zircon crystals from rocks of the Berezovskii massif, obtained by the U-Pb method, by [Lesnov, 2015]

При этом большой разброс значений возраста наблюдался не только в пределах общей выборки кристаллов, но и в разных кристаллах из многих отдельно взятых проб пород (рис. 8). Древние цирконы преимущественно представлены в гибридных пироксенитах и габбро-пироксенитах, реже – в гибридных оливинсодержащих габброидах. В свою очередь, молодые цирконы с возрастом в интервале 200–140 млн лет преимущественно встречались в ортомагматических габброидах, а также в гибрид-

ных амфиболовых габбро, габбро-диоритах и диоритах. При этом широкие вариации значений изотопного возраста установлены и в тех кристаллах, в которых были определены изотопные параметры Hf.

Установлено, что между содержаниями La, Ce, суммарными содержаниями РЗЭ, значениями параметров $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_n$ и $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n$, а также содержаниями некоторых других элементов-примесей в цирконах, с одной стороны, и значениями их изотопного возраста, с другой стороны, выявлена обратная зависимость (рис. 9).

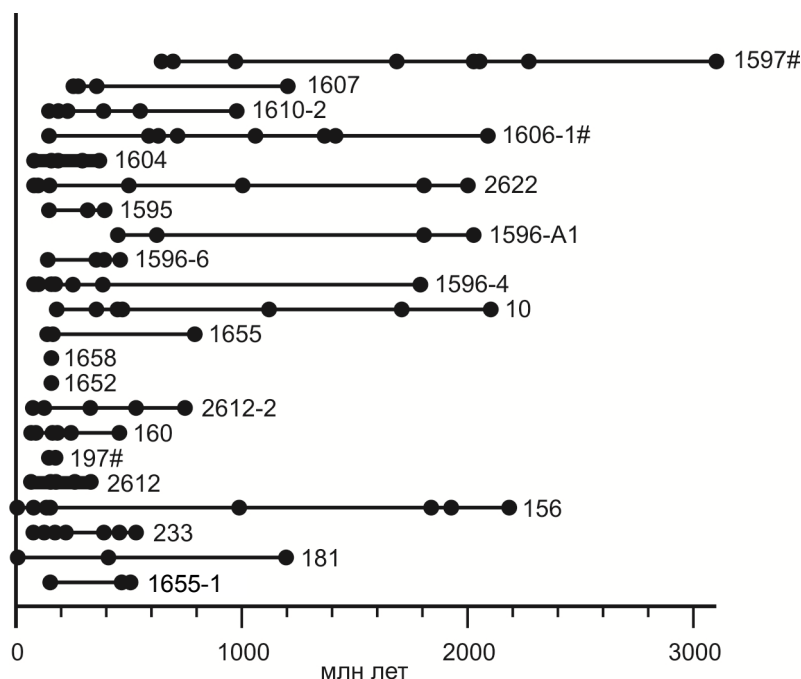


Рис. 8. Вариации значений изотопного возраста цирконов из пород Березовского массива и его обрамления
Номера образцов: 1597 – пироксенит; 1607, 1610-2, 1606-1 – габбро-пироксениты; 1604 – габбронорит оливинный, меланократовый; 2622 – габбро; 1595, 1596-1А, 1596-6, 1596-4, 10 – габброиды; 1655, 1658, 1652, 2612-2 – габбро-диориты; 160, 197 – диориты; 2612 – диорит кварцосодержащий; 156 – трахиандезит; 233 – андезит; 181 – трахиандезибазальт; 1655-1 – метатuff. Значком # отмечены номера образцов пород, в цирконах из которых определены значения изотопных параметров Hf

Fig. 8. Variations in the values of the isotope age of zircons from the rocks of the Berezovskii massif and its surroundings

Sample numbers: 1597 – pyroxenite; 1607, 1610-2, 1606-1 – gabbro-pyroxenites; 1604 – olivine melanocratic gabbro-norite; 2622 – gabbro; 1595, 1596-1A, 1596-6, 1596-4, 10 – gabbroids; 1655, 1658, 1652, 2612-2 – gabbro-diorites; 160, 197 – diorites; 2612 – quartz-containing diorite; 156 – trachyandesite; 233 – andesite; 181 – trachyandesibasalt; 1655-1 – metatuff. The symbol # denotes the numbers of rock samples, in zircons from which the values of the isotopic parameters Hf are determined

В реликтовых и ксеногенных цирконах параметр $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ характеризуется более высокими значениями (0,19–1,36) по сравнению с сингенетическими цирконами (0,21–0,27). Для подавляющего большинства кристаллов центры эллипсоидов доверительных интервалов значений параметров на диаграммах в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ расположены на конкордиях либо очень близко к ним, реже они находятся на дискордиях, причем разброс значений параметра $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ обычно больше, чем значений параметра $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Для большинства сингенетических и эпигенетических кристаллов центры эллип-

соидов доверительных интервалов значений этих параметров также находятся на конкордиях.

Приведенные данные об изотопном возрасте цирконов из пород Березовского массива позволяют сделать следующие заключения: а) в пределах общей коллекции кристаллов изотопный возраст цирконов охватывает очень широкий временной интервал, т.е. эти цирконы являются полихронными; б) в одних и тех же пробах пород присутствуют разновозрастные кристаллы циркона; в) содержащиеся в породах массива цирконы могут быть разделены на несколько возрастных кластеров; г) наиболее древние

реликтовые и ксеногенные цирконы встречались, главным образом, в гибридных ультрамафитах (пироксениты, габбро-пироксениты), реже – в гибридных оливинсодержащих габброидах; д) реликтовые и ксеногенные цирконы характеризуются округленными в результате резорбирования формами, при этом им присущи очень низкая интенсивность катодолюминесцентного свечения и почти полное отсутствие осцилляторной зональности; е) наличие в породах массива цирконов с возрастом в интервале ~3 000–200 млн лет, вероятнее всего, обусловлено «омоложением» их изотопных систем под влиянием более позднего мафитового расплава, сформировавшего габброидный интрузив; ж) цирконы с возрастом в интервале ~200–150 млн лет в своем большинстве имеют хорошо выраженную кристаллографическую огранку и отчетливую осцилляторную зональность; з) кристаллы циркона с возрастом ~200–150 млн лет, как предполагается, являются сингенетическими, т.е. кристаллизовавшимися из того мафитового расплава, который сформировал габброидный интрузив, и, следовательно, их возраст соответствует времени формирования этого интрузива; и) в породах массива выявлены немногочисленные кристаллы циркона с возрастом в интервалах 99–64 и 30–20 млн лет, которые рассматриваются в качестве эпигенетических, образованных, как предполагается, в процессе инфильтрации флюидов, отделявшихся от расплавов, которые сформировали расположенные вблизи от Березовского массива и в других районах о. Сахалин более молодые гранитоидные интрузивы.

Это предположение в определенной мере подтверждается данными И.А. Александрова и соавт. [2017], согласно которым, для цирконов из такого рода гранитоидных интрузивов получены следующие значения U-Pb изотопного возраста: 44–42 млн лет (охотский комплекс); 41–40 млн лет (анивский комплекс); 37–36 млн лет (лангерийский комплекс).

Изотопный состав Hf в цирконах

В одном из первых обобщений по результатам исследований изотопии Hf в цирконах из пород различного состава и генезиса было отмечено, что значения таких изотопных параметров Hf в цирконах из магматических пород, как ϵ_{Hf} и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, варьируют в широких пределах, что является показателем изотопной эволюции мантийных источников во времени [Kinny, Maas, 2003]. За последние годы получены более представительные данные по этой актуальной проблеме. Было, в частности, показано, что разработанные локальные методы анализа изотопов Hf и других индикаторных элементов-примесей в цирконах дают возможность определять их изотоп-

ный состав в тех же точках кристаллов, в которых определялся их возраст U-Pb методом, что позволяет получить более точную возрастную привязку изотопных параметров.

Важно также подчеркнуть, что коэффициент диффузии Hf в структуре циркона имеет намного меньшие значения, чем коэффициент диффузии Pb. Вследствие этого циркон способен сохранять информацию об изотопном составе Hf даже в случае тех или иных нарушений в его U-Pb изотопной системе [Zeh, Gerdes, Barton, 2009]. К настоящему времени среди полученных данных по изотопии Hf в цирконах существенно преобладает информация по их разновидностям из гранитоидов [Туркина, Капитонов, 2017; Туркина, Прияткина, 2017], а также из метаморфических [Туркина и др., 2016] и осадочных (детритовые цирконы) пород [Сафонова, Рино, Маруяма, 2010; Капитонов, Петров, Шевченко, 2014; Туркина, Бережная, Сухоруков, 2016 и др.]. Пока намного меньше таких данных по цирконам из пород мафит-ультрамафитового состава [Griffin et al., 2000; Knauf, 2008; Аникина и др., 2010; Баданина, Белоусова, Малич, 2013; Малич, Баданина, Белоусова, 2012; Малич и др., 2015]. Полученные нами первые данные по изотопии Hf в цирконах из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива позволяют несколько восполнить этот пробел.

В 20 кристаллах циркона из трех разновидностей пород Березовского массива (пироксенит, габбро-пироксенит, диорит) получены оценки следующих изотопных параметров: $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{HfLu}_{\text{Согг}}$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ и $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (табл. 4).

Как отмечалось выше, пироксенит и габбро-пироксенит рассматриваются нами в качестве гибридных ультрамафитов, образованных при преобразовании реститогенных ультрамафитов под воздействием более позднего мафитового расплава, при этом содержащиеся в данных породах кристаллы циркона интерпретируются как реликтовые. Предполагается, что U-Pb изотопные системы этих кристаллов подверглись неравномерному «омоложению» под влиянием мафитового расплава и его флюидов. В свою очередь, диорит рассматривается в качестве гибридной породы, материнский мафитовый расплав которой был загрязнен веществом пород вмещающих толщ, при этом обнаруженные в данном диорите цирконы интерпретируются в качестве сингенетических, т.е. фиксирующих как возраст этой породы, так и самого габброидного интрузива. Установлено, что цирконы из трех названных разновидностей пород Березовского массива во многом отличаются не только по морфологии кристаллов, их катодолюминесцентным и геохимическим свойствам и изотопному возрасту, но и по изотопным параметрам Hf.

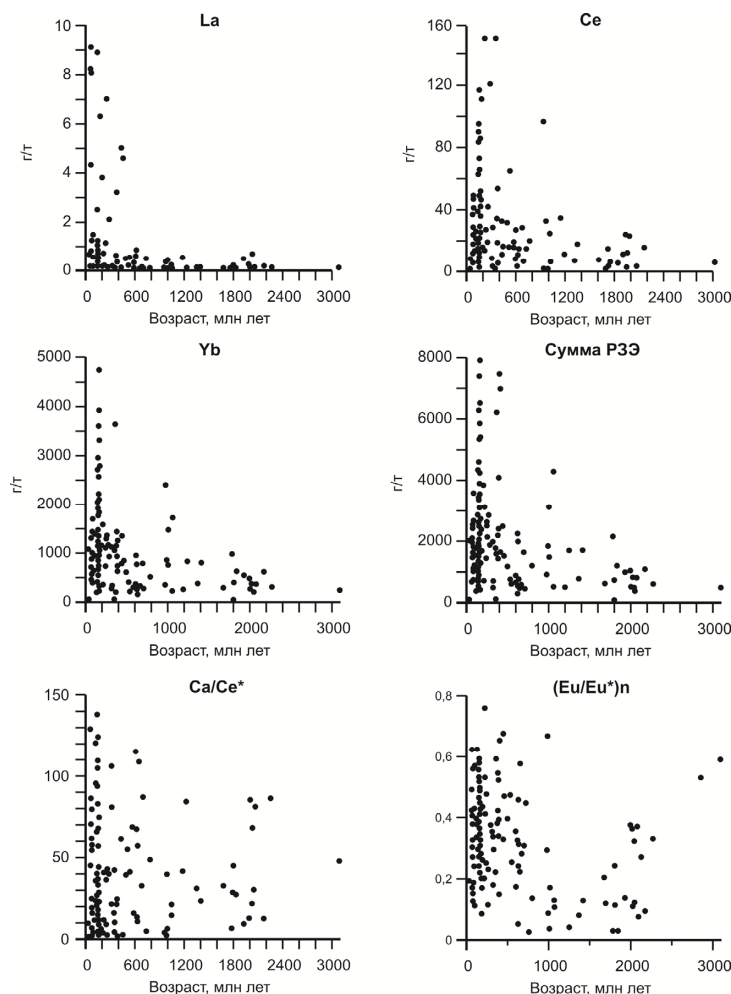


Рис. 9. Соотношение между содержаниями редкоземельных элементов в кристаллах циркона из пород Березовского массива и их изотопным возрастом, по [Леснов, 2015]

Fig. 9. The ratio between the contents of rare-earth elements in zircon crystals from the rocks of the Berezovskii massif and their isotope age [Lesnov, 2015]

Таблица 4

Результаты исследований Lu-Hf изотопной системы в цирконах из представительных образцов пород Березовского массива

Table 4

Results of studies of the Lu-Hf isotope system in zircons from representative samples of rocks of the Berezovskii massif

№ зерна (анализа)	Возраст, млн лет $T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$	U, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{LuCorr}}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(T)$
Обр. 1597 (пироксенит)							
7.1	647	53	0,72	0,000468	0,2824537	0,282448	+2,5
9.1	668	41	0,62	0,000604	0,2826377	0,282630	+9,4
2.1	697	329	1,07	0,001393	0,2821400	0,282122	-7,9
4.1	974	79	1,36	0,000331	0,2821292	0,282123	-1,6
5.1	2031	172	0,37	0,001284	0,2815368	0,281487	0,0
1.1	2048	318	0,19	0,000450	0,2815637	0,281546	+2,5
3.1	3096	49	0,37	0,001116	0,2808372	0,280771	-0,6
Обр.1606-1 (габбро-пироксенит)							
9.1	154,7	268	0,39	0,002765	0,2831712	0,283163	+16,8
8.1	597,5	84	0,76	0,002820	0,2824303	0,282399	-0,3
2.1	601,4	129	1,18	0,001008	0,2819678	0,281956	-15,9
1.1	623,0	154	0,49	0,001296	0,2824998	0,282485	+3,3
10.1	715,8	102	0,56	0,001509	0,2826936	0,282673	+12,0
3.1	1061	43	0,73	0,000573	0,2820802	0,282069	-1,6
4.1	1412	137	0,67	0,000973	0,2819761	0,281950	+2,2
7.1	2079	57	0,90	0,000522	0,2815320	0,281511	+1,9

Окончание табл. 4

№ зерна (анализа)	Возраст, млн лет $T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$	U, г/т	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf Lu}_{\text{Coff}}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(T)$
Обр. 197 (диорит)							
8.1	159,3	42	0,22	0,001137	0,2831394	0,283136	+16,0
1.1	162,2	44	0,26	0,001638	0,2831778	0,283173	+17,3
9.1	164,0	50	0,21	0,001398	0,2831956	0,283191	+18,0
4.1	184,3	84	0,32	0,001995	0,2832250	0,283219	+19,0
6.1	167,3	79	0,27	0,000895	0,2831078	0,283106	+15,0

Примечание. Анализы выполнены методом LA ICP-MS в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) (исполнители С.А. Сергеев и И.Н. Капитонов). При измерении отношений Lu/Hf и Yb/Hf в качестве стандарта использован циркон 91500 с принятыми концентрациями: Lu (12 г/т), Hf (5 895 г/т), Yb (55 г/т). $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf Lu}_{\text{Coff}}$ – рассчитанный первоначальный состав Hf на момент формирования циркона. При этом расчете введена поправка на распад Lu в цирконе за период его существования. Значение $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ на момент формирования циркона рассчитано по формуле: $[(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{образец}} / (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - 1] \times 10^4$.

Note. The analyzes were performed by LA ICP-MS method in the Center for Isotope Research VSEGEI (St. Petersburg) (performers S.A. Sergeev, I.N. Kapitonov). During measuring relations Lu/Hf and Yb/Hf as a standard used zircon 91500 with the adopted concentrations: Lu (12 г/т), Hf (5 895 г/т), Yb (55 г/т). $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf Lu}_{\text{Coff}}$ – calculated initial composition Hf at the time of formation of zircon. In this calculation, a correction for the decay Lu in zircon for the period of its existence. Value $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ at the time of formation of zircon is calculated by the formula: $[(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{образец}} / (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_{\text{CHUR}} - 1] \times 10^4$.

Реликтовые цирконы из пироксенита (обр. 1597) и габбро-пироксенита (обр. 1606-1) характеризуются пониженными значениями параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf Lu}_{\text{Coff}}$ в интервале 0,280771–0,282673, причем наименьшее его значение определено в кристалле, имеющем наиболее древний изотопный возраст (3 096 млн лет). Остальные реликтовые кристаллы циркона из пироксенита и габбро-пироксенита, изотопный возраст которых находится в интервале 2 080–598 млн лет, отличаются несколько повышенными значениями параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf Lu}_{\text{Coff}}$ по сравнению с самым древним реликтовым кристаллом. Параметр $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ в наиболее древнем реликтовом кристалле имеет значение –0,6, в остальных реликтовых кристаллах его значение изменяется в интервале от –15,9 до +16,8. Все сингенетические цирконы из диорита (обр. 197), возраст которых находится в интервале 167–159 млн лет, характеризуются повышенными значениями параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf Lu}_{\text{Coff}}$ (0,283105–0,283219) по сравнению с реликтовыми кристаллами, при этом значения параметра $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ в них имеют положительный знак и изменяются в узком интервале – от +15,0 до +19,0. В порядке сравнения отметим, что очень древние цирконы, выявленные в породах Нижне-Тагильского (Уральская складчатая область), Гулинского (Сибирская платформа) и Стиллуотерского (Северо-Американская платформа) мафит-ультрамафитовых массивов, имеют следующие значения изотопных параметров Hf соответственно: в первом – $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0,280924\text{--}0,281146$, $\epsilon_{\text{Hf}}=-3,1\text{--}3,6$; во втором – $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0,281051$, $\epsilon_{\text{Hf}}=+1,1$; в третьем – $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0,281003\text{--}0,281101$, $\epsilon_{\text{Hf}}=-1,0\text{--}2,0$ [Малич и др., 2012].

Среднее значение модельного возраста исследованных цирконов (THfDM) для пробы 197 (5 зерен)

составляет ~ 120 млн лет (диапазон от 37 до 203 млн лет), что в пределах погрешности совпадает с данными U-Pb определения возраста для этой пробы (среднее значение 163 млн лет). Для наиболее древнего зерна (возраст по U-Pb системе 3 096 млн лет) расчет THfDM дает значение 3 360 млн лет.

Гистограммы частот встречаемости значений параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в реликтовых цирконах имеют полимодальную конфигурацию, что косвенно свидетельствует об их гетерогенности (рис. 10, а, б). В отличие от гистограмм реликтовых цирконов гистограмма значений параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в сингенетических цирконах имеет одномодальную конфигурацию, что позволяет предполагать их генетическую общность (рис. 10, в). Сказанное находит подтверждение на диаграмме в координатах « $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ – изотопный возраст», на которой поля фигуративных точек реликтовых цирконов, в значительной мере перекрывая друг друга, занимают обособленное положение по отношению к полю фигуративных точек сингенетических цирконов (рис. 11). На диаграмме в координатах « ϵ_{Hf} – изотопный возраст» фигуративная точка наиболее древнего реликтового циркона находится (в пределах погрешности) на линии изотопной эволюции хондритового резервуара (рис. 12).

Фигуративные точки остальных реликтовых кристаллов, U-Pb изотопные системы которых, как предполагается, в той или иной мере подверглись «омоложению», в своем большинстве расположены между линией изотопной эволюции деплетированной мантии (DM) и линией универсального хондритового резервуара (CHUR). В свою очередь, фигуративные точки сингенетических цирконов из диорита расположены на участке позднего этапа линии изо-

топной эволюции примитивной мантии. Эти данные позволяют предполагать, что мафитовый расплав, из которого сформировался диорит, имел верхнемантийную (ювенильную) природу, но затем подвергся контаминации веществом коры.

Таким образом, комплексное изучение цирконов из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива показало, что они являются полихронными и могут быть разделены на четыре генетических типа –

реликтовые, ксеногенные, сингенетические и эпигенетические. Реликтовые и ксеногенные цирконы были резорбированы, при этом их геохимические и U-Pb изотопные системы подверглись нарушениям и обусловленному этим неравномерному «омоложению».

Возраст сингенетических цирконов из габброидов соответствует времени формирования габброидного интрузива, внедрившегося в пределы ультрамафитовой протрузии.

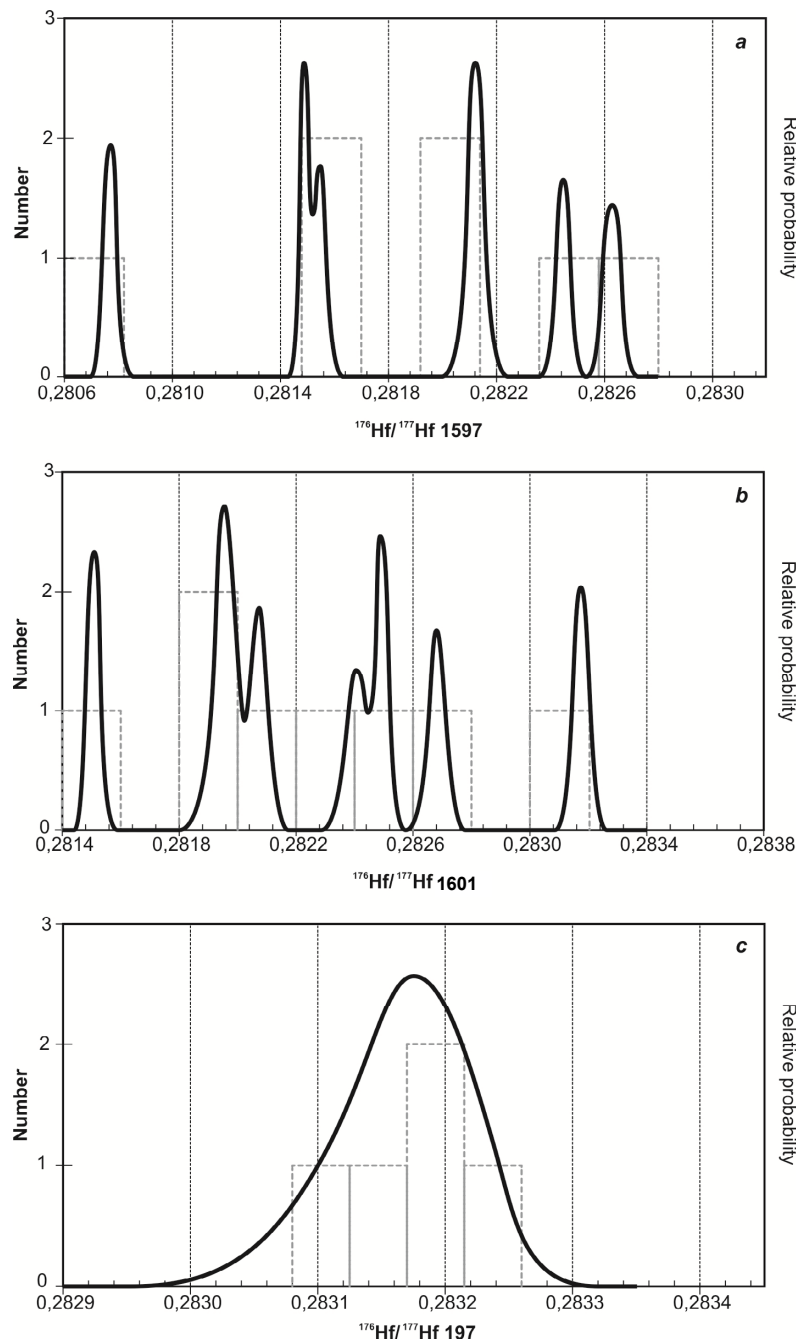


Рис. 10. Гистограммы распределения значений параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в цирконах (по данным табл. 4)
 а – пироксенит, обр. 1597; б – габбро-пироксенит, обр. 1606-1; в – диорит, обр. 197

Fig. 10. The histograms of the distribution of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ values in zircons (data Table 4)
 а – pyroxenite, sample 1597; б – gabbro-pyroxenite, sample 1606-1; в – diorite, sample 197

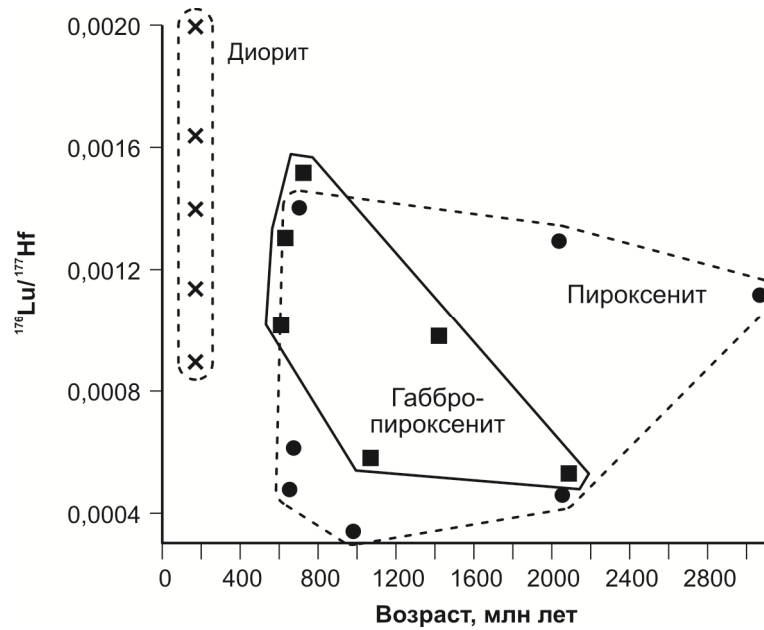


Рис. 11. Соотношение между U-Pb возрастом и значениями параметра $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в цирконах (по данным табл. 4)

Fig. 11. The ratio between U-Pb age and the values of the parameter $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ in zircons (data Table 4)

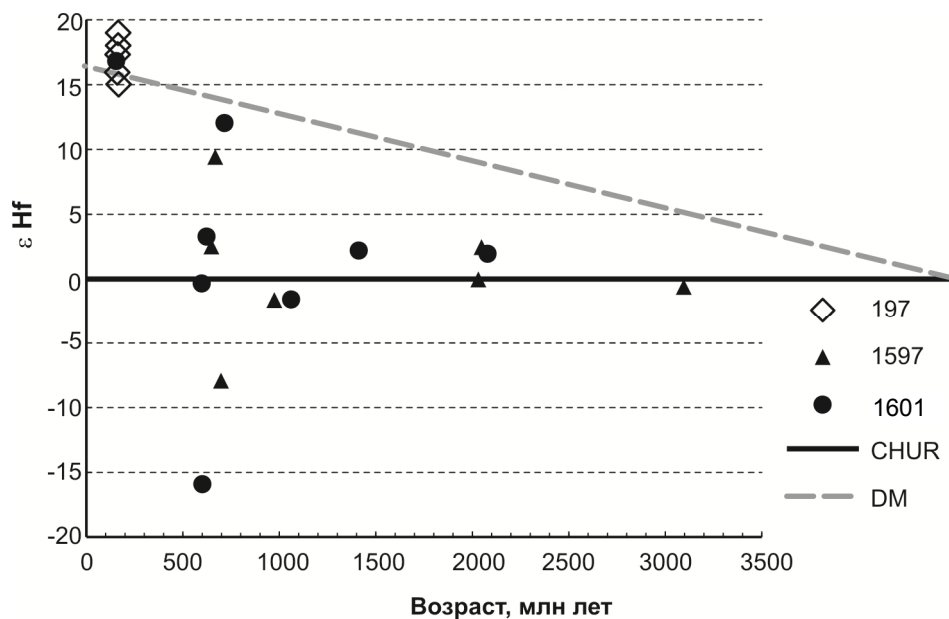


Рис. 12. Диаграмма в координатах $\epsilon\text{Hf}(T)$ – возраст, млн лет для цирконов из пироксенита (обр. 1597), габбро-пироксенита (обр. 1601) и диорита (обр. 197)

На рисунке также показаны линии изотопной эволюции универсального хондритового резервуара (CHUR) и деплетированной мантии (DM) (по данным табл. 4)

Fig. 12. The diagram in coordinates $\epsilon\text{Hf}(T)$ – Age, million years for zircons from pyroxenite (sample 1597), gabbro-pyroxenite (sample 1601) and diorite (sample 197)

On the figure shows the lines of the isotope evolution of the universal chondritic reservoir (CHUR) and depleted mantle (DM) (data Table 4)

Присутствующие в породах массива реликтовые и ксеногенные цирконы, которые имеют протерозойский и более древний изотопный возраст, а также наличие таких же очень древних цирконов в породах многих других мафит-ультрамафитовых комплексов из раз-

личных регионов [Леснов, 2015] позволяют нам, вслед за К.Н. Маличем и соавт. [2012], предполагать существование общепланетарного неархейского мантийного источника ультрамафитового состава, реститогенные продукты которого в дальнейшем вошли в со-

став мафит-ультрамафитовых массивов, локализованных в разновозрастных структурах срединно-океанических хребтов, складчатых областей и платформ.

Выводы

1. Березовский мафит-ультрамафитовый массив, входящий в состав Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации, включает в себя протрузию реститогенных ультрамафитов, прорывающий ее интрузив ортомагматических габброидов, расположенную вдоль их границы контактово-реакционную зону, сложенную гибридными породами ультрамафитового и мафитового состава, а также контактово-реакционную зону, расположенную между интрузивом габброидов и вмещающими породами и сложенную гибридными породами габбро-диоритового состава.

2. Цирконы из пород массива разделены на четыре генетических типа: реликтовые, ксеногенные, сингенетические и эпигенетические, при этом они отличаются по морфологии кристаллов, их катодолюминесцентным свойствам и геохимическим характеристикам, по изотопному возрасту, а также по изотопным параметрам Hf.

3. Реликтовые и ксеногенные кристаллы циркона имеют округленные в результате резорбирования формы, низкую интенсивность катодолюминесцентного свечения, обычно лишены осцилляторной зональности. Сингенетические и эпигенетические кристаллы циркона характеризуются хорошей кристаллографической огранкой, умеренным до интенсивного катодолюминесцентным свечением и ритмичной осцилляторной зональностью.

4. Цирконы из пород массива являются полихронными, их изотопный возраст варьирует в пределах от 3 096 до 20 млн лет. Значительные различия в возрасте определены как в общей коллекции исследованных кристаллов, так и в разных кристаллах из отдельно взятых проб пород. Реликтовые и ксеногенные цирконы, содержащиеся в гибридных ультра-

трамфитах и оливиновых габброидах, в своем большинстве показали докембрийский возраст, сингенетические цирконы – раннеюрско-меловой, эпигенетические кристаллы – послемеловой возраст.

5. Проанализированные цирконы из гетерогенных пород Березовского массива значительно отличаются по изотопным параметрам Hf. Наиболее низкое значение параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{L}_{\text{U}}\text{C}_{\text{от}}}$ (0,280771) определено в самом древнем реликтовом кристалле (3 096 млн лет). Сингенетические кристаллы с возрастом в интервале 167–159 до млн лет имеют более высокие значения указанного параметра (0,283105–0,283219).

6. В наиболее древнем реликтовом кристалле циркона значение параметра $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ составило –0,6, при этом его фигуративная точка на диаграмме в координатах « ε_{Hf} – изотопный возраст» (в пределах погрешности) расположена на линии изотопной эволюции хондритового резервуара. Значения параметра $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ в остальных реликтовых кристаллах варьируют в широком интервале: от –15,9 до +16,8. Сингенетические цирконы характеризуются высокими положительными значениями параметра $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ в интервале от +15,0 до +19,0. Полученные оценки параметра $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ свидетельствуют о намного более длительной эволюции реликтовых цирконов из гибридных пироксенитов по сравнению с сингенетическими цирконами из гибридного диорита.

7. Результаты морфолого-оптических, геохимических, изотопно-геохронологических и Hf-изотопных исследований цирконов из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива позволяют более корректно обосновать предложенную ранее на основе геолого-петрографических данных модель его полихронного и полигенного формирования.

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия.

ЛИТЕРАТУРА

Александров И.А., Zhao Pan, Ивин В.В., Liao Jia-Ping, Jahn Bor-ming. Формирование континентальной коры о. Сахалин на северо-восточной окраине Евразии // Геология и минерагения Северной Евразии. Новосибирск : Изд-во ИГМ СО РАН, 2017. С. 14–15.

Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Алексеев А.В., Бушарина С.В. Геохимическая, U-Pb и Hf изотопная систематика цирконов из габброидов Волковского массива на Среднем Урале // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Т. 1: XI Всероссийское петрографическое совещание с участием зарубежных ученых. Екатеринбург : Изд-во ИГиГ УрО РАН, 2010. С. 47–48.

Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Малич К.Н. Изотопный состав гафния цирконов дунитов Нижне-Тагильского и Гулинского массивов (Россия) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 448, № 1. С. 59–63.

Зингер Т.Ф., Бортников Н.С., Шарков Е.В., Борисовский С.Е., Антонов А.В. Влияние пластических деформаций в цирконе на его химический состав (на примере габброидов из зоны спрединга Срединно-Атлантического хребта, впадина Маркова, 6° N) // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433, № 6. С. 785–791.

Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы, перспективы. СПб. : Springer, 2015. 358 с.

Капитонов И.Н., Петров О.В., Шевченко С.С. и др. Изотопно-геохимические и геохронологические исследования цирконов пелагических илов из района арктических хребтов Ломоносова и Альфа-Менделеева // Региональная геология и металлогения. 2014. № 60. С. 5–20.

Леснов Ф.П. Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск : ГЕО, 2015. 240 с.

Малич К.Н., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А. Lu-Hf изотопная систематика архейских цирконов ультрамафитов платиноносных массивов // Минералогия во всем пространстве этого слова: проблемы укрепления минерально-сырьевой базы и рационального использования минерального сырья. СПб. : Изд-во Российского минералогического общества, 2012. С. 182–184.

Малич К.Н., Краснобаев А.А., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А. О природе цирконов ультрамафитов зональных платиноносных массивов // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы, перспективы. СПб. : Springer, 2015. С. 174–175.

Сафонова И.Ю., Рино Ш., Маруяма Ш. U-Pb возраст детритовых цирконов из современных отложений реки Янцзы и этапы орогении в Юго-Восточной Азии // Доклады Академии наук. 2010. Т. 431, № 1. С. 72–77.

Туркина О.М., Капитонов И.Н. Изотопный Lu-Hf состав циркона как индикатор источников расплава для палеопротерозойских коллизионных гранитов (Шарыжалгайский выступ, Сибирский кратон) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 2. С. 181–199.

Туркина О.М., Прияткина Н.С. Изотопный Lu-Hf состав циркона и геохимия палеопротерозойских гранитоидов Бирюсинского блока (Юго-Запад Сибирского кратона) // Геосферные исследования. 2017. № 1. С. 60–72.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Сухоруков В.П. Изотопный Lu-Hf состав детритового циркона из парагнейсов Шарыжалгайского выступа: свидетельства роста коры в палеопротерозое // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 7. С. 1292–1306.

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth and Planet. Sci. Lett. 2008. V. 273. P. 48–57.

Chauvel C., Blichert-Toft J. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 2001. V. 190. P. 137–151.

Elhlou S., Belousova E., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Trace element and isotopic composition of GJ red zircon standard by laser ablation // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70, No A158.

Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Acherbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochem. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. P. 133–147.

Kinny P.D., Maas R. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon Zircon // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2003. V. 53. P. 327–341.

Knauf O. The age of dunite-clinopyroxenite core of Kytlym and Galmoenan zonal Ural-type massifs by U-Pb data of zircons // 33th Int. Geol. Congr. Abstracts. Oslo, 2008. P. 105–107.

Lesnov F.P. Petrology of polygenic mafic-ultramafic massifs of the East Sakhalin ophiolite association. London, Leiden : Publishing House Taylor & Francis Group, 2017. 300 p.

Scherer E., Munker C., Mezger K. Calibration of the Lutetium-Hafnium clock. Science. 2001. V. 293. P. 683–687.

Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // Int. J. Geosci. 2012. V. 3, No 2. P. 289–296.

Woodhead J.D., Hergt J.M. Preliminary appraisal of seven natural zircon reference materials for in situ Hf isotope determination // Geostand. Geoanal. Res. 2005. V. 29. P. 183–195.

Woodhead J., Hergt J., Shelley M., Eggins S., Kemp R. Zircon Hf-isotope analysis with an excimer laser, depth profiling, ablation of complex geometries, and concomitant age estimation // Chem. Geol. 2004. V. 209. P. 121–135.

Zeh A., Gerdes A., Barton J.M.J. Archean accretion and crustal evolution of Kalahari Craton—the zircon age and Hf isotope record of granite rocks from Barbarton/Swaziland to the Francistown Arc // J. Petrol. 2009. 50. P. 933–966.

Авторы:

Леснов Феликс Петрович, доктор геолого-минералогических наук, академик РАН, ведущий научный сотрудник, лаборатория геодинамики и минералогии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия. E-mail: felix@igm.nsc.ru; lesnovfp@list.ru

Капитонов Игорь Николаевич, кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Центр изотопных исследований, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия.

Сергеев Сергей Андреевич, кандидат геолого-минералогических наук, директор, Центр изотопных исследований, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия.

Geosphere Research, 2018, 2, 31–51. DOI: 10.17223/25421379/73

F.P. Lesnov¹, I.N. Kapitonov², S.A. Sergeev²

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia

² A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Centre of isotopic research, Saint-Petersburg, Russia

ISOTOPIC COMPOSITION OF HAFNIUM IN ZIRCONS FROM THE ROCKS OF BEREZOVSKII MAFIC-ULTRAMAFIC MASSIF AND THE CONDITIONS OF ITS FORMATION (Sakhalin Island)

Morphological, geochemical, U-Pb isotope-geochronological and Hf-isotopic properties of zircons from the rocks of the Berezovsky mafic-ultramafite massif, which is part of the East Sakhalin Mesozoic ophiolite association, are studied. The massif consists of a protrusion of ultramafites, a breakthrough of its gabbroic intrusion located along their boundary of the contact-reaction zone, as well as a contact-reaction zone located along the boundary of the gabbroic intrusive and enclosing strata. Restitogenic and hybrid ultramafic rocks, orthomagmatic, and also hybrid gabbroids are distinguished among rocks of the massif. The zircon crystals revealed in the rocks of the massif are divided into four types (relic, xenogenic, syngenetic and epigenetic), which differ in morphology, cathodoluminescence and geochemical properties, as well as in isotope age and isotopic Hf. Relict and xenogenic zircon crystals have predominantly rounded

resorption forms and low-intensity cathodoluminescent glow and are usually devoid of oscillatory zonation. Syngenetic and epigenetic zircon crystals have well-developed crystallographic faceting, moderate to intense cathodoluminescent glow and rhythmic oscillatory zonation. The isotope age of zircon crystals from the rocks of the massif varies from ~ 3,100 to ~ 20 Ma, ie, they are polychronous. The crystals of relic and xenogeneic zircons contained in hybrid ultramafites and hybrid olivine gabbroids have a more ancient, predominantly Precambrian age, while syngenetic zircons have Early Jurassic-Cretaceous age, and epigenetic ones have late Cretaceous age. Crystals of zircon are heterogeneous in terms of the isotopic composition of Hf. The lowest value of the parameter $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf}$ LuCorr (0.280771) is determined in the oldest relic crystal (3,096 Ma). In the syngenetic zircon crystals with age in the range of 167–159 to a million years, higher values of the parameter $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf}$ LuCorr (0.283105–0.283219) were determined. The results of the performed studies of zircons from the rocks of the massif are consistent with the previously proposed model of its polygenic formation.

Keywords: zircons, geochemistry, U-Pb isotope age, isotope Hf, ultramafic restites, gabbroids, ophiolites, Sakhalin Island.

References

- Aleksandrov I.A., Zhao Pan, Ivin V.V., Liao Jia-Ping, Jahn Bor-ming. *Formirovanie kontinentalnoy kory o Sahalin na severo-vostochnoy okraine Evrazii* [Formation of the continental crust of Sakhalin on the north-eastern outskirts of Eurasia] // Geology and mineralogy of Northern Eurasia. Novosibirsk: Publishing House IGM SB RAS] / Geologiya i minerageniya Severnoy Evrazii Novosibirsk Izdatelstvo IGM SO RAN. 2017. p. 14–15. In Russian
- Anikina E.V., Krasnobaev A.A., Alekseev A.V., Busharina S.V. *Geohimicheskaya U-Pb i Hf izotopnaya sistematika tsirkonov iz gabbroidov Volkovskogo massiva na Srednem Urale* [Geochemical, U-Pb and Hf isotope systematics of zircons from the gabbroids of the Volkov Massif in the Middle Urals // Magmatism and metamorphism in the history of the Earth. Vol. 1. XI All-Russian petrographic meeting with participation of foreign scientists]. Ekaterinburg: Publishing House IGG UrB RAS. 2010. P. 47–48. In Russian
- Badanina I.Yu., Belousova E.A., Malich K.N. Hafnium isotopic composition of zircon from dunites of the Nizny Tagil and Guli massifs (Russia) // *Doklady Earth Sciences*. 2013. V. 448. No 1. p. 38–42.
- Zinger T.F., Bortnikov N.S., Sharkov E.V., Borisovsky S.E., Antonov A.V. Influence of plastic deformations in zircon on its chemical composition: evidence from gabbroids of the spreading zone of the Mid-Atlantic ridge, Markov trough, 6° N // *Doklady Earth Sciences*. 2010. Vol. 433. No 2. pp. 1098–1103.
- Izotopnoe datirovanie geologicheskikh protsessov novye rezultaty podhody perspektivy* [Isotope dating of geological processes: new results, approaches, prospects]. St. Petersburg: Springer. 2015. 358 p. In Russian
- Kapitonov I.N., Petrov O.V., Shevchenko S.S. et al. *Izotopno-geohimicheskie i geohronologicheskie issledovaniya tsirkonov pelagicheskikh ilov iz rayona arkticheskikh hrebtov Lomonosova i Alfa-Mendeleyeva* [Isotope-geochemical and geochronological studies of zircons of pelagic ooze from the region of the Arctic ranges of Lomonosov and Alfa-Mendeleyev // *Regional geology and metallogeny*]. 2014. No 60. pp. 5–20. In Russian
- Lesnov F.P. *Petrologiya poligennykh mafit-ultramafitovykh massivov Vostochno-Sahalinskoy ofiolitovoy assotsiatsii* [Petrology of polygenic mafic-ultramafite massifs of the East Sakhalin ophiolite association]. Novosibirsk: Publishing House GEO 2015. 240 p. In Russian
- Malich K.N., Badanina I.Yu., Belousova E.A. *Lu-Hf izotopnaya sistematika arheyskikh tsirkonov ultramafitov platinonosnykh massivov* [Lu-Hf isotope systematics of Archean zircons of ultramafites of platinum-bearing massifs] // *Mineralogy in the whole space of this word: problems of strengthening the mineral and raw materials base and rational use of mineral raw materials*. St.-Petersburg: Publishing House of the Russian Mineralogical Society. 2012. pp. 182–184. In Russian
- Malich K.N., Krasnobaev A.A., Badanina I.Yu., Belousova E.A. *O prirode tsirkonov ultramafitov zonalnykh platinonosnykh massivov* [About the nature of ultramafic zircons of zonal platinum-bearing massifs] // *Izotopnoe datirovanie geologicheskikh protsessov novye rezultaty podhody perspektivy*. St.-Peterburg: Springer Publishing House. 2015. pp. 174–175 In Russian
- Safonova I.Yu., Reno Sh., Maruyama S. Ages of detrital zircons from modern sediments of the Yangtze River and stages of orogeny in Southeast Asia // *Doklady Earth Sciences*. 2010. Vol. 431. No 1. pp. 280–284.
- Turkina O.M., Kapitonov I.N. Lu-Hf isotope composition of zircon as an indicator of the sources for Paleoproterozoic collisional granites (Sharyzhalgai uplift, Siberian craton) // *Russian Geology and Geophysics*. 2017. Vol. 58. No 2. pp. 149–164. In Russian
- Turkina O.M., Priyatkin N.S. *Izotopny Lu-Hf sostav tsirkona i geohimiya paleoproterozoyskikh granitoidov Biryusinskogo bloka yugo-zapad Sibirskogo kratona* [Isotope Lu-Hf composition of zircon and geochemistry of Paleoproterozoic granitoids of the Biryusinsky block (Southwest of the Siberian Craton)] // *Geosphere Research*. 2017. No 1. P. 60–72. In Russian
- Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Sukhorukov V.P. Isotope Lu-Hf composition of detrital zircon from the Paragneys of the Sharyzhalgai uplift: evidence for Paleoproterozoic crustal growth // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57. No 7. pp. 1016–1026.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2008. Vol. 273. P. 48–57.
- Chauvel C. and Blichert-Toft J. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 190. pp. 137–151.
- Elhlou S., Belousova E., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Trace element and isotopic composition of GJ red zircon standard by laser ablation // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2006. V. 70. No A158.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Acherbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2000. V. 64. pp. 133–147.
- Kinny P.D., Maas R. Lu–Hf and Sm–Nd isotope systems in zircon Zircon // In *Reviews in mineralogy and geochemistry*. V. 53. (Eds. Hanchar J.M. and Hoskin P.W.O.). 2003. pp. 327–341.
- Knauf O. The age of dunite-clinopyroxenite core of Kytlym and Galmoenan zonal Ural-type massifs by U-Pb data of zircons // 33th Int. Geol. Congr. Abstracts. Oslo, 2008. pp. 105–107.
- Scherer E., Munker C., Mezger K. Calibration of the Lutetium-Hafnium clock. *Science*. 2001. V. 293. pp. 683–687.
- Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // *Int. J. Geosci.* 2012. V. 3. No 2. pp. 289–296.

Woodhead J., Hergt J., Shelley M., Eggins S., Kemp R. Zircon Hf-isotope analysis with an excimer laser, depth profiling, ablation of complex geometries, and concomitant age estimation // *Chem. Geol.* 2004. Vol. 209. pp. 121–135.

Woodhead J.D., Hergt J.M. Preliminary appraisal of seven natural zircon reference materials for in situ Hf isotope determination // *Geostand. Geoanal. Res.* 2005. V. 29. pp. 183–195.

Zeh A., Gerdes A., Barton J.M.J. Archean accretion and crustal evolution of Kalahari Craton—the zircon age and Hf isotope record of granite rocks from Barbarton/Swaziland to the Francistown Arc // *J. Petrol.* 2009. 50. pp. 933–966.

Authors:

Lesnov Felix P., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Academician RANS, Leading Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia. E-mail: felix@igm.nsc.ru; lesnovfp@list.ru

Kapitonov Igor N., Cand. Sci. (Physic.-Math.), Leading Researcher, Center of isotopic research, A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint-Petersburg, Russia. E-mail: Igor_Kapitonov@vsegei.ru

Sergeev Sergey A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Center of isotopic research, A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Saint-Petersburg, Russia. E-mail: sergey_sergeev@vsegei.ru

КАШПАРСКИЙ КЕМБРО-ОРДОВИКСКИЙ ГАББРО-ДИОРИТ-КВАРЦМОНЦОДИОРИТ-СИЕНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС – НОВОЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Н.А. Макаренко, А.Д. Котельников

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

На основе материалов, полученных при проведении геолого-съемочных работ по программе ГДП-200 на территории двух номенклатурных листов (N-45-XXIV и N-46-XIX), обоснована необходимость выделения нового для региона трехфазного кашпарского габбро-диорит-кварцмонцодиорит-сиенитового комплекса с авторскими уран-свинцовыми датировками в диапазоне от 472 до 487 млн лет ($\text{Є}_3\text{--O}_1$). Ранее эти образования, предшествующие становлению тигертышских гранитоидов, включались в состав когтахского габбро-монцодиорит-сиенитового комплекса с абсолютным возрастом более 500 млн лет (Є_2). Показано, что для пород когтахского комплекса характерно постоянное присутствие нормативного, а иногда и модалного нефелина, тогда как кашпарские магматиты отличаются заметным содержанием не только нормативного, но и модалного кварца в диоритоидах и сиенитах, что свидетельствует о разной степени насыщения кремнекислотой и щелочами исходных магматических расплавов. На изученной территории аттестованы 33 интрузива кашпарского комплекса общей площадью более 1 600 км² при доминировании диоритоидов второй фазы (1 340 км²) и более скромной роли ранних габброидов (250 км²) и поздних сиенитов (23,3 км²). Приведены краткие описания пяти представительных массивов, в том числе петротипического Кашпарского интрузива. Определены общие минералого-петрографические особенности, а именно: отсутствие модалного оливина в породах всех трех фаз, частое преобладание магнезиальной роговой обманки над клинопироксеном, появление небольших количеств модалного ромбического пироксена (гиперстена) в диоритоидах (до 5 %), осязательное присутствие кварца в породах второй и третьей интрузивных фаз. Впервые вводятся в научный оборот авторские данные о содержаниях петрогенных, редких и редкоземельных элементов в породах комплекса. Выявлен отчетливый высококалиевый уклон химизма почти всех образований в рамках известково-щелочной калиево-натриевой петрохимической серии. Установлено, что с увеличением степени дифференцированности от габброидов к сиенитам происходит уменьшение концентраций CaO, MgO, FeO_{сумм.}, TiO₂, P₂O₅ с параллельным ростом содержаний Rb, Zr, Nb, Th, U и ΣREE . В редкоземельных спектрах преобладают легкие REE (La/Yb_N=9–21), для пород второй фазы характерна слабая европиевая аномалия (Eu/Eu*=0,77). Показано, что интрузивные породы комплекса на спайдер-диаграммах проявляют промежуточные геохимические характеристики между внутриплитными базальтами типа OIB и окраинно-континентальными типа IAB, что свидетельствует в пользу предположения о формировании магматических дифференциатов в сложной геодинамической обстановке. Металлогеническая специализация определяется приуроченностью к некоторым массивам (Балахчинский, Маганакский, Сырская группа) золоторудных месторождений и проявлений золото-сульфидно-кварцевого типа.

Ключевые слова: Кузнецкий Алатау, кашпарский и когтахский комплексы, представительные массивы, петрогенные, редкие и редкоземельные элементы, мультиэлементные диаграммы.

Введение

Раннепалеозойские интрузивные образования АССО представлены преимущественно крупными гранитоидными батолитами. На восточном склоне Кузнецкого Алатау это Улень-Туимский, Тигертышский, Уйбатский, Аскизский и Саксырский плутоны, традиционно включаемые в состав среднекембрийского мартайгинского и позднекембрийско-раннеордовикского тигертышского комплексов. Их геологическая позиция, внутреннее строение, состав и возрастное положение всегда привлекали пристальное внимание исследователей. На ранних этапах изучения они рассматривались, согласно концепции Ю.А. Кузнецова [Кузнецов и др., 1971], в качестве представителей батолитов «пестрого состава», при этом генезис гранитоидных магм объяснялся с позиций воздействия гипотетических глубинных растворов на породы рамы с последующим выплавлением анатектических кислых расплавов.

В настоящее время установлено, что гранитоидные батолиты АССО имеют сложное полихронное и полиформационное строение и возникли в течение длительного времени на активной континентальной окраине Палеоазиатского океана в обстановке островодужного (570–520 млн лет) и аккреационно-коллизийного (510–440 млн лет) геодинамических режимов [Владимиров и др., 1999; Шокальский и др., 2000; Ярмолюк и др., 2003; Руднев и др., 2004].

Гранитоидные ассоциации часто сопровождаются субсинхронными проявлениями субщелочного базитового, реже щелочно-базитового магматизма [Руд-

нев и др., 2008; Врублевский, 2015]. Эти проявления на восточном склоне Кузнецкого Алатау вплоть до настоящего времени [Кривенко и др., 1979; Врублевский и др., 2017] включались в состав единого когтахского комплекса.

Историческая справка

Когтахский комплекс с одноименным петротипическим массивом в верховьях р. Туим (окрестности пос. Шира) установлен и монографически описан в 1965 г. С.Л. Халфиным в виде трехфазного петрографического подразделения габбро-монцонит-сиенитового состава [Халфин, 1965]. В дальнейшем сиениты были исключены из состава комплекса ввиду представлений об их возможной связи с гранитоидным магматизмом. В более поздней работе комплекс был подробно охарактеризован как двухфазный в составе габбро-монцодиоритовой формации [Кривенко и др., 1979]. Лишь после проведения ГДП-200 [Государственная... 2000] на основе абсолютных датировок сиенитов Верхнетуимского массива он был включен в легенду Гостгеолкарты-200 Минусинской серии листов под названием **когтах-**

ского габбро-монцодиорит-сиенитового комплекса среднекембрийского возраста.

С самого начала изучения и до последнего времени интрузивные породы разных массивов комплекса рассматривались как однотипные и одновозрастные образования. Однако это не так.

На совмещенной TAS-диаграмме (рис. 1), составленной по опубликованным материалам [Кривенко и др., 1979] для двух наиболее изученных массивов комплекса (Когтахского и Балахчинского), отчетливо видно, что композиционные петрохимические поля этих массивов автономны (неоднотипны). В первом случае аналитические точки составов расположены в левой части диаграммы, тяготея к границе раздела высокощелочных (фойдолитовых) и умереннощелочных образований; во втором – они смещены вправо, располагаясь вблизи раздела нормальнощелочных и умереннощелочных магматитов. Таким образом, петрохимический облик двух массивов индивидуален. Для выяснения причин такой индивидуальности целесообразно провести пересчет анализов на нормативный состав (метод CIPW) и рассчитать значения средних содержаний типоморфных нормативных минералов (табл. 1, 2).

Таблица 1

Средние содержания типоморфных нормативных минералов (метод CIPW) в габброидах Когтахского и Балахчинского массивов по материалам [Кривенко и др., 1979], %

Table 1

Average contents of typomorphic normative minerals (CIPW method) in gabbros of the Kogtakh and Balahchin massifs according to [Krivenko et al., 1979], %

Нормативные минералы	Когтахский массив (n=33)		Балахчинский массив (n=4)
	Минеральные парагенезисы		
	Ne+Ol	Ol+Hy	Ol+Hy
Ne	2,47	–	–
Ol	9,76	5,95	9,30
Hy	–	2,05	6,61
Q	–	–	–
Количество анализов	30	3	4

Таблица 2

Средние содержания типоморфных нормативных минералов (метод CIPW) в диоритоидах Когтахского и Балахчинского массивов по материалам [Кривенко и др., 1979], %

Table 2

Average contents of typomorphic normative minerals (CIPW method) in dioritoids of the Kogtakh and Balachin massifs according to [Krivenko et al., 1979], %

Нормативные минералы	Когтахский массив (n=17)		Балахчинский массив (n=27)	
	Минеральные парагенезисы			
	Ne+Ol	Ol+Hy	Hy+Q	Ol+Hy
Ne	1,73	–	–	–
Ol	8,56	5,82	–	4,48
Hy	–	2,41	12,12	8,68
Q	–	–	3,21	–
Количество анализов	12	5	19	8

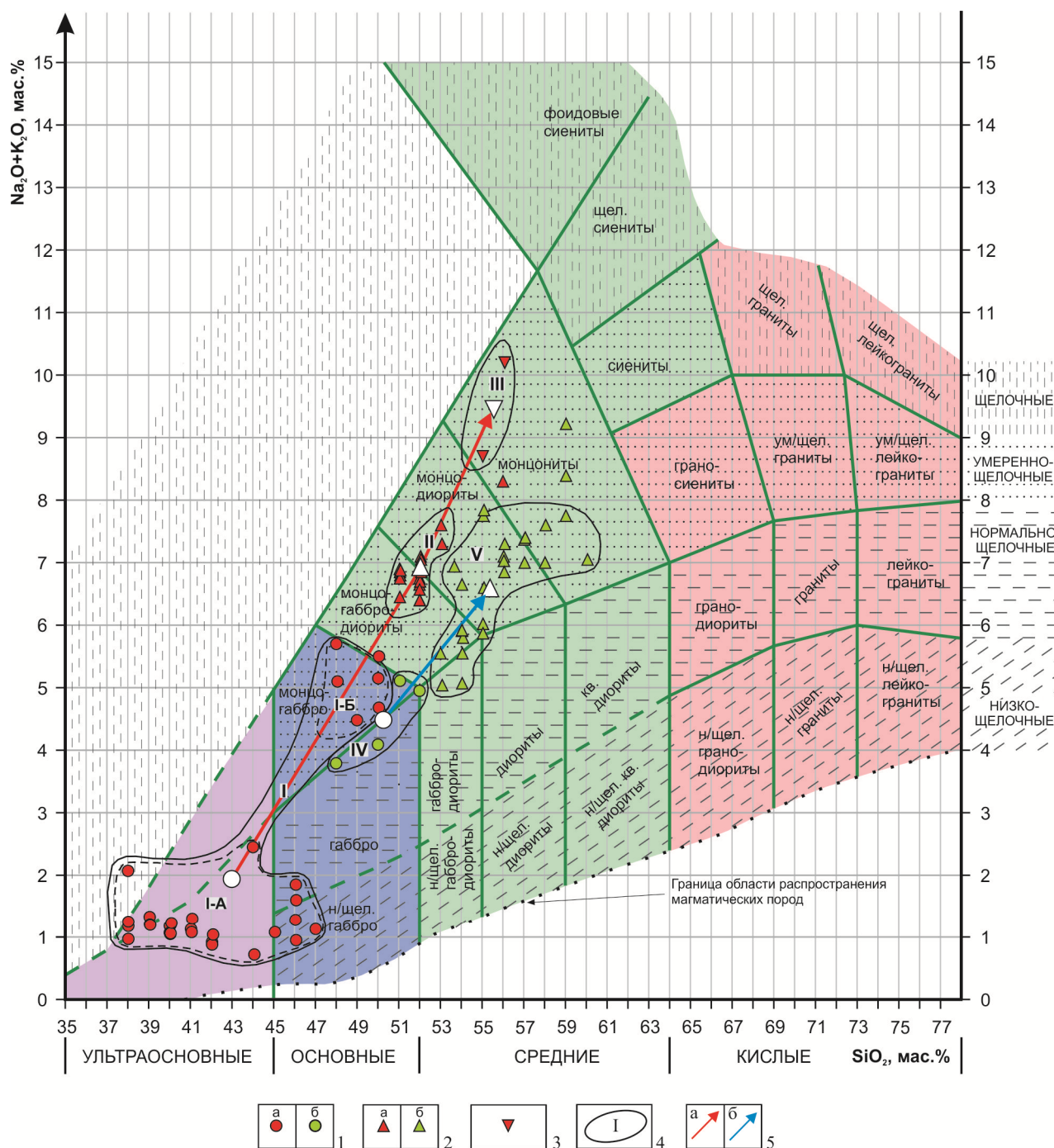


Рис. 1. Распределение аналитических точек составов горных пород Когтахского и Балахчинского массивов на TAS-диаграмме (по химическим анализам, опубликованным в работе А.П. Кривенко с соавт., 1979 г.)

1 – габброиды: а – Когтахского, б – Балахчинского массивов; 2 – монцодиоритоиды: а – Когтахского, б – Балахчинского массивов; 3 – эссекситы Когтахского массива; 4 – композиционные поля и их номера: для Когтахского массива (I–III), для Балахчинского массива (IV, V); 5 – петрохимические тренды эволюции составов: а – Когтахского, б – Балахчинского массивов.

Примечание. 1) Пунктирными контурами внутри композиционного поля I обозначены низкремнистые, низкощелочные (I-A) и умереннощелочные (I-B) габброиды Когтахского массива; 2) крупными знаками обозначены средние составы горных пород в контурах выделенных полей

Fig. 1. Distribution of analytical points of the rock formations of the Kogtakh and Balakhchinsk massifs on the TAS-chart (according to chemical analyzes published in the work of A.P. Krivenko et al., 1979)

1 – gabbroids: a – Kogtakh, b – Balakhchinsk massifs; 2 – monzodioritoids: a – Kogtakh, b – Balakhchinsk massifs; 3 – the Essexites of the Kogtakh massif; 4 – compositional fields and their numbers: for the Kogtakh massif (I–III), for the Balakhchinsk massif (IV, V); 5 – petrochemical trends in the evolution of the compositions: a – Kogtakh, b – Balakhchinsk massifs.

Note. 1) Dotted lines inside the composite field I are low-silica, low-alkali (I-A) and moderately alkaline (I-B) gabbroids of the Kogtakh massif; 2) Large signs denote the average composition of rocks in the contours of the selected fields.

Как видно из табл. 1, подавляющее большинство проанализированных габброидов Когтахского массива (91 %) содержат нормативный нефелин (2,47 %) и оливин (9,76 %), а все базиты Балахчинского массива – «безнефелиновые», оливин-гиперстеновые (Ol – 9,3 %, Hy – 6,61 %).

Следовательно, габброиды Когтахского массива, согласно классификации Г.С. Иодера и К.Э. Тилли (1965) можно отнести к петрохимической группе **щелочных оливиновых базальтов (Ne+Ol)**, а Балахчинского – к группе **оливиновых толентов (Ol+Hy)**.

В диоритоидах Когтахского массива (табл. 2) доля нефелин-нормативных анализов составляет 71 %; 29 % являются оливин-гиперстеновыми (без примесей нормативного кварца или нефелина). Следовательно, лейкобазиты Когтахского массива (также как и базиты) критически недосыщены SiO_2 . В противоположность этому диоритоиды Балахчинского массива насыщены SiO_2 , что отражается в их нормативных составах. Так, в 70 % случаев они содержат нормативный кварц (3,21 %), лишь для одной трети случаев характерен «нейтральный» оливин-гиперстеновый нормативный минеральный парагенезис.

Эти петрохимические особенности впервые установлены Н.А. Макаренко и В.П. Парначевым, что позволило в совокупности с другими типоморфными признаками высказать предположение о возможном разделении единого комплекса на собственно «когтахский» критически недосыщенный SiO_2 и «балахчинский» насыщенный SiO_2 [Макаренко, Парначев, 2003]. Однако эта попытка не была реализована, главным образом из-за отсутствия достоверных изотопно-геохронологических данных.

Уран-свинцовые датировки, полученные авторами при проведении в 2008–2016 гг. ГДП-200 на площади двух номенклатурных листов (N-45-XXIV и N-46-XIX), позволили установить разный возраст пород «когтахского» (Є_2) и «балахчинского» ($\text{Є}_3\text{--O}_1$) петрохимических типов, что наряду с другими факторами дало основание выделить новый для региона трехфазный **кашпарский габбро-диорит-кварцмонцодиорит-сиенитовый комплекс** и провести расчленение габбро-монцодиоритовой формации восточного склона Кузнецкого Алатау на два комплекса (когтахский и кашпарский) с установлением конкретных диагностических признаков отличия внешне однотипных образований [Котельников, Макаренко, 2018].

Геолого-петрографические особенности

На мелкомасштабную схему (рис. 2) вынесены контуры и площади распространения интрузивных массивов кашпарского комплекса (темный фон). Белый фон занимают гранитоиды Уйбатского, Тигертышского, Улень-Туимского и Саксырского плутонов, а также осадочные, вулканогенные и метаморфические породы рамы. Южнее географической па-

раллели 54° с.ш. расположены номенклатурные листы N-45-XXIV и N-46-XIX, севернее – N-45-XVIII и N-46-XIII. На врезках размещены детализированные схемы геологического строения четырех представительных массивов комплекса. Формы залегания интрузивов, судя по мелкомасштабной схеме разнообразны – линейные, дайкообразные, эллипсовидные, штокообразные, неправильные (порой причудливые). Соотношение габброидов и диоритоидов изменчиво, но не превышает 1:5, доля сиенитов минимальная (не более 1–2 %).

Авторские представления об объемах, составах и площадях распространения различных фаз комплекса в контурах конкретных массивов показаны в табл. 3, 4. Всего учтено 33 интрузива, при этом отдавалось предпочтение традиционным (укоренившимся) наименованиям массивов, которые применялись геологами на протяжении многих лет. Суммарная площадь выхода на современную эрозионную поверхность пород комплекса в контурах двух номенклатурных листов оценивается в $1\,617\text{ км}^2$, при доминировании диоритоидов второй фазы – $1\,341\text{ км}^2$ (82,9 %), площадь габброидов первой фазы более скромная – 253 км^2 (15,7 %) и совсем небольшая доля приходится на сиениты третьей фазы – $23,3\text{ км}^2$ (1,4 %).

Полное (трехфазное) строение отмечено в пяти случаях: для Каролиновского (Тамалыкского), Частайгинского, Ужунжуйского, Буланкульского (западный участок), Сырской группы массивов. Обычным является двухфазное строение при резко подчиненной роли габброидов, которые встречаются в виде реликтовых тел (ксенолитов), погруженных в доминирующие диоритоиды. Ряд интрузивов – Казырский, Казынашский, Куйсукский, Торадский, Карабашский, Аешинский, Хызылхаянский, Синявинский, Бордашевский и Базинский – сложены лишь габброидами первой фазы, а Казаныхский, Катыкский, Инейский, Иттойский, г. Кызель – диоритоидами второй фазы.

Ниже приведены краткие описания нескольких представительных массивов кашпарского комплекса.

Кашпарский массив, расположенный на территории номенклатурного листа N-45-XXIV, рассматривался предыдущими исследователями то в качестве составной части формации гранитоидных батолитов «пестрого состава» [Кузнецов и др., 1971], то включался в мартайгинский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс [Хомичев и др., 1999], то характеризовался как типичный представитель когтахского комплекса [Кривенко и др., 1979; Государственная... 2013; Врублевский и др., 2017]. По представлениям авторов, Кашпарский массив обладает всеми типоморфными геологическими, петрографо-минералогическими и петрогеохимическими диагностическими признаками, присущими для выделяемого нами нового габбро-диорит-кварцмонцодиорит-сиенитового комплекса, и может рассматриваться в качестве его петротипа.

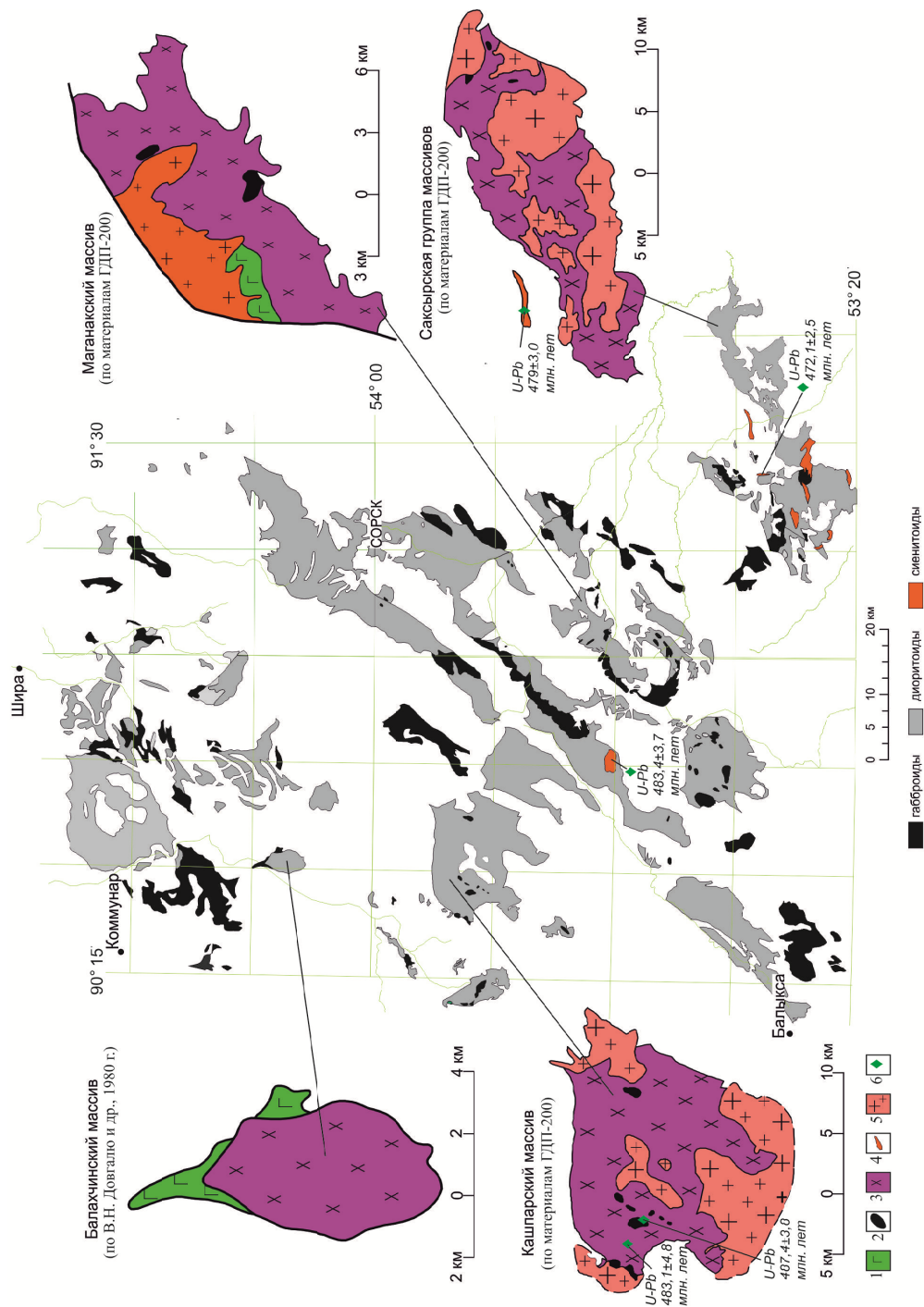


Рис. 2. Схемы геологического строения представительных массивов кашпарского комплекса

1 – габброиды первой фазы; 2 – внемасштабные тела габброидов; 3 – диоритоиды второй фазы; 4 – диоритоиды третьей фазы; 5 – гранитоиды тигертышского комплекса разновозрастные и среднезернистые; 6 – точки изотопного датирования U-Pb по циркону (SHRIMP II; Государственная... 2013).
Примечание. На мелкомасштабной схеме не показаны (удалены) массивы котгашского габбро-монзодиорит-сиенитового комплекса

Fig. 2. Schemes of the geological structure of representative massifs of the Khashpar complex

1 – gabbroids of the first phase; 2 – extra-scale bodies of gabbroids; 3 – dioritoids of the second phase; 4 – dioritoids of the third phase; 5 – granitoids of the Tigrish complex are heterogeneous and medium-grained; 6 – points for isotope dating of U-Pb for zircon (SHRIMP II; Gosudarstvennaya... 2013).
Note. Arrays of Kogtah gabbro-monodiorite-syenite complex are not shown (removed) on a small-scale scheme

Таблица 3

Массивы кашпарского комплекса, лист N-45-XXIV

Table 3

Massifs of the Kashpar complex, sheet N-45-XXIV

Массив	Площадь массива, км ²			
	Общая	1-я фаза	2-я фаза	3-я фаза
Туралыгский	38,1	4,2	33,9	—
Кашпарский	199,9	3,9	196,0	—
Казаныхский	41,9	—	41,9	—
Катыкский	28,6	—	28,6	—
Инейский	100,8	—	100,8	—
Каролиновский (Тамалыкский)	154,5	28,5	120,9	5,1
Казырский	33,9	33,9	—	—
Гольцовый	8,6	0,6	8,0	—
Теренсинский	122,4	0,7	121,7	—
Казынашский	43,5	43,5	—	—
Частайгинский	114,8	4,6	109,2	1,0
Куйсукский	5,0	5,0	—	—
Торадский	1,5	1,5	—	—
Карабашский	15,3	15,3	—	—
Иттуйский	2,8	—	2,8	—
г. Кызель	3,4	—	3,4	—
Ужунжуский	27,1	11,5	14,3	1,3
Малосырский	11,2	3,4	—	7,8
<i>Общая площадь</i>	<i>953,3</i>	<i>156,6</i>	<i>781,5</i>	<i>15,2</i>

Таблица 4

Массивы кашпарского комплекса, лист N-46-XIX

Table 4

Massifs of the Kashpar complex, sheet N-46-XIX

Массив	Площадь массива в км ²			
	Общая	1-я фаза	2-я фаза	3-я фаза
Казырганский	50,6	0,3	50,3	—
Усть-Бюрский	155,2	6,2	149,0	—
Аешинский	16,9	16,9	—	—
Каролиновский (Тамалыкский) северо-восточное окончание	27,8	5,4	22,4	—
Сартыгойский	12,7	0,4	12,3	—
Маганакский	70,7	8,3	62,4	—
г. Квасхоты	34,6	6,9	27,7	—
Хызылхаянский	11,5	11,5	—	—
Темирский	24,3	2,4	21,9	—
Синявинский	4,1	4,1	—	—
Бордашевский	17,7	17,7	—	—
Усть-Ужунжуский	14,9	6,8	8,1	—
Буланкульский западный участок	3,9	0,1	3,6	0,3
Сырская группа	101,2	3,4	90,0	7,8
Саксырская группа	112,7	1,0	111,7	—
Базинский	5,0	5,0	—	—
<i>Общая площадь</i>	<i>663,8</i>	<i>96,4</i>	<i>559,4</i>	<i>8,1</i>

Кашпарский петротипический массив приурочен к восточной экзоконтактовой зоне центрального блока Тигертышского плутона. Географически массив расположен в истоках одноименной реки, левого притока р. Харатас, и представляет собой почти изометричное штокообразное тело со сложными, извилистыми контактами общей площадью в 200 км² (см. рис. 2). На севере интрузив прорывает карбо-

натные отложения биджинской свиты венда. Массив почти полностью состоит из бескварцевых и кварцевых неотчетливо трахитоидных монцодиоритов и монцонитов второй фазы (196 км²), связанных между собой постепенными взаимопереходами, в которые включена цепочка реликтовых тел габброидов первой фазы северо-восточного простираения общей площадью 4 км².

На западе, юге и частично на востоке наблюдается контакт диоритоидов с гранитами Тигертышского плутона, которые также закартированы в самом центре Кашпарского массива в виде небольшого (15 км^2) линейного тела северо-восточного простирания с активными рвущими контактами. Граниты встречаются также в виде маломощных дайковых тел, пронизывающих диоритоиды. На контактах возникают зоны постмагматической амфиболизации (актинолитизации), окварцевания и калишпатизации.

В габброидах первой фазы распространены лабрадор – An_{50} (38–52 %), клинопироксен и роговая обманка, при преобладании последнего минерала (35–50 %), биотит (до 5–7 %), акцессорные минералы – магнетит, апатит, титанит (в сумме до 5–6 %).

Среди диоритоидов преобладают бескварцевые и кварцевые биотит-клинопироксеновые и биотит-клинопироксен-роговообманковые монцодиориты, встречаются «пятна» монцонитов, иногда отмечаются образцы с заметной примесью ромбического пироксена (до 5 %). Доминирующим минералом является плагиоклаз – An_{28-38} (50–55 %), содержатся также калиево-натриевый полевой шпат (5–20 %), клинопироксен (3–15 %), амфибол (2–10 %), биотит (5–10 %), примесь ромбического пироксена (в среднем 0,5 %), акцессории – магнетит, апатит, титанит – до 5–6 %. Отметим, что количество модального кварца очень изменчиво – от полного отсутствия и акцессорного содержания (0,1–3 %) до 10 % за счет уменьшения общего количества плагиоклаза, снижения его основности (An_{22-25}) и увеличения доли калиево-натриевого полевого шпата. При этом в локальных зонах появляются участки кварцевых сиенитов.

Балахчинский массив общей площадью в 40 км^2 , расположенный на территории листа N-45-XVIII в междуречье рек Андат и Тюхтерек, притоков р. Б. Июс, прорывает карбонатные отложения рифея и нижнего кембрия. Он на 90 % состоит из диоритов и монцодиоритов, остальные 10 % приходится на мезо- и лейкократовые габбро. Форма залегания эллипсоидная, вытянутая с элементами воронкообразного (желобовидного) строения. Биотит-амфиболовые габбро не содержат даже акцессорной модальной примеси оливина, биотит-пироксеновые диориты и монцодиориты часто, наряду с доминирующим клинопироксеном, содержат примесь ортопироксена (в среднем 3,4 %), роговой обманки (1,6 %) и кварца (1,8 %).

Саксырская группа массивов входит в состав одноименного полиформационного плутона, состоящего из сочетания предгранитных диоритоидов и габброидов кашпарского комплекса с более поздними тигертышскими гранитоидами. Судя по распределению в пространстве пород комплекса, они первоначально (до внедрения гранитов) формировали цепочку сближенных относительно неболь-

ших двухфазных (габброиды и диоритоиды) интрузивных массивов, ориентированных грубо параллельно субширотному Ужунжуйскому глубинному разлому. Эти массивы впоследствии были прорваны и «сшиты» поздними гранитами в единую геологическую структуру мозаично-пятнистого строения.

Породы кашпарского комплекса почти на 100 % состоят из диоритоидов второй фазы, занимая на современной эрозионной поверхности $111,7 \text{ км}^2$. Доля габброидов первой фазы очень незначительна ($1,0 \text{ км}^2$), и встречаются они в виде мелких останцов и ксенолитов «внутри» диоритоидов, редко в гранитоидах, в трех пространственно разобщенных участках – на крайнем северо-востоке (район р. Сухой Уйбат), в центре и на крайнем западе (левобережье р. Камышта).

Диоритоиды прорывают и метаморфизуют карбонатные отложения мартюхинской свиты венда и разнообломочные терригенно-вулканогенные породы азырталской свиты нижнего–среднего кембрия. Они перекрыты вулканогенно-осадочными и терригенно-карбонатными породами нижнего и среднего девона, а в зонах соприкосновения с тигертышскими гранитами и лейкогранитами местами превращены в гибридные породы с неустойчивыми структурно-текстурными особенностями и с явными признаками вторичного происхождения некоторых минералов (актинолита, калиево-натриевого полевого шпата, кварца, возможно, сфена). В районе Камыштинских озер диоритоиды через задернованный интервал соприкасаются с Каратагскими габброидами когтагского комплекса, но из-за условий обнаженности непосредственные взаимоотношения между ними не установлены.

Габброиды Саксырской группы массивов состоят из плагиоклаза – An_{40-61} (50–60 %), клинопироксена и роговой обманки примерно в равных соотношениях (в сумме 30–36 %), биотита (до 5 %), акцессорных минералов (до 5–7 %); в некоторых образцах отмечается примесь калиево-натриевого полевого шпата (до 5 %).

Диоритоиды второй фазы представлены бескварцевыми роговообманковыми диоритами, габбродиоритами и монцогаббродиоритами, значительно реже кварцевыми монцонитами и монцодиоритами с постепенными взаимопереходами. В составе бескварцевых разновидностей присутствуют плагиоклаз – An_{23-50} , в среднем An_{40} (50–60 %), амфибол (22–33 %, в среднем 29 %), биотит (5%), калиево-натриевый полевой шпат (до 10 %), магнетит, апатит, циркон, титанит (в сумме до 3 %). В некоторых образцах много титанита (3–5 %). В 30 % образцах наблюдается присутствие интерстициального кварца в виде мелких зернышек между кристаллами плагиоклаза и мирмекитов на границе полевых шпатов. Характерная черта – почти полное отсутствие клинопироксена, ко-

торый встречается редко в виде реликтов, почти полностью замещенных роговой обманкой. Кроме роговой обманки в породах много актинолита, вторичный характер которого не вызывает сомнений.

В кварцевых монцодиоритах и монцонитах преобладающим минералом является плагиоклаз – An_{16-44} , в среднем An_{31} (45–55 %). Амфибол и биотит в среднем составляют 20 % (с вариациями от 12 до 30 %). Содержание калиево-натриевого полевого шпата в среднем 15 % (с размахом колебаний от 8 до 20 %). Количество модального кварца не превышает 8–10 %, в среднем 8,5 %. Среди аксессуаров выделяется титанит, остальных минералов (магнетит, апатит, циркон) мало (1–3 %).

Маганакский массив представлен линейным телом двухфазного строения северо-восточного простирания с извилистыми, причудливыми границами общей площадью в 70,7 км². Расположен в междуречье Бейка и Ниня. Прорывает нерасчлененные отложения нижнего кембрия и прорван гранитами тигертышского комплекса (E_3-O_1). Доминируют диоритоиды (88,3 %), габброиды первой фазы встречаются в виде небольших тел (в сумме 11,7 %), включенных в диоритоиды. В составе габброидов присутствуют плагиоклаз An_{49-53} (50–60 %), клинопироксен и роговая обманка (25–35 %), биотит (до 10 %), акцессорные минералы – апатит, магнетит – до 3 %, иногда встречается калиево-натриевый полевой шпат (5–7 %).

Диоритоиды (монцогаббродиориты и монцониты) представлены как бескварцевыми, так и кварцсодержащими разновидностями. В минералогическом составе преобладает плагиоклаз An_{11-40} (55–65 %), присутствуют калиево-натриевый полевой шпат (до 20 %), роговая обманка и биотит (20–25 %), реликтовый пироксен (до 10 %), количество кварца невысокое (до 5–7 %), акцессорных минералов

мало – до 1,5 %. В отдельных образцах отмечены явления катаклаза (дробление, рассланцовка) и интенсивного метасоматоза – темноцветные минералы хлоритизированы и эпидотизированы, плагиоклаз замещен серицитом, частично альбитизирован.

Западный участок Буланкульского массива, общей площадью 3,9 км², сложен преимущественно монцогаббродиоритами, диоритами и монцонитами с редкими ксенолитами габбро первой фазы. Интрузивные породы участка прорывают карбонатные отложения биджинской свиты венда. Количество минералогический состав диоритоидов следующий: плагиоклаз (An_{27-30}) – 50–60 %, калиево-натриевый полевой шпат – до 10 % (в монцонитах до 20 %), клинопироксен – 5–7 %, биотит – 6–8 %, роговая обманка – 15–25 %, акцессорные минералы (магнетит, апатит) – до 1–1,5 %. В отдельных образцах установлен интерстициальный кварц (до 1,5–2 %). Сиениты третьей фазы образуют линейное тело субмеридионального простирания, прорывающего как диоритоиды, так и карбонатные породы биджинской свиты венда, и имеют следующий количественный минеральный состав: полевые шпаты – 85–90 %, амфибол и биотит – до 10 %, кварц – 2,5–10 %, акцессорные минералы (apatит, магнетит, циркон) – 1,5–2 %.

Обобщая вышеизложенные материалы, подчеркнем, что для пород кашпарского комплекса вне зависимости от их принадлежности к тем или иным массивам характерны общие минералогическо-петрографические типоморфные признаки, а именно: отсутствие модального оливина в породах всех трех фаз, частое преобладание роговой обманки над клинопироксеном, появление небольшого количества модального ортопироксена (гиперстена) в диоритоидах (до 5 %), ошутимое присутствие кварца в породах второй и третьей фаз (табл. 5).

Средние содержания порообразующих минералов в интрузивных породах кашпарского комплекса, %
Table 5

Average content of rock-forming minerals in intrusive rocks of the Kashpar complex, %

Минерал	Габброиды	Диоритоиды		Сиениты
		Бескварцевые	Кварцевые	Двуполевошпатовые сиениты и кварцевые сиениты
Плагиоклаз	51,6	55,6	53,5	15,0
Клинопироксен	13,5	9,1	7,2	3,0
Ортопироксен	–	Доли %	Доли %	–
Оливин	–	–	–	–
Амфибол	24,2	13,8	12,3	7,0
Биотит	6,0	6,3	4,3	1,5
Калишпат	1,1	11,0	10,0	64,0
Кварц	–	До 1,5	8,2	6,5
Акцессорные минералы	3,6	2,9	4,5	3,0
% Ap	52	39	30	13
Количество подсчетов	14	21	15	7

Примечание. Для сиенитов в графе «калишпат» помещена сумма содержаний щелочных полевых шпатов (K–Na полевой шпат + альбит).

Note: for syenite in the column "Калишпат" placed the sum of the contents of alkaline feldspar (K–Na feldspar + albite).

Аналитические методы

Содержания петрогенных (в мас. %) и редких (в г/т) элементов измерены методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА, энергодисперсионный спектрометр Oxford ED2000) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP–MS, масс-спектрометр высокого разрешения Agilent 7500cx) соответственно в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» Томского государственного университета (ТГУ, Томск).

Химические анализы породообразующих минералов выполнены в «Аналитическом центре геохимии природных систем» ТГУ методом рентгено-спектрального микроанализа на растровом электронном микроскопе Tescan Vega II LMU, оборудованном энергодисперсионным спектрометром Oxford INCA Energy (с детектором Si(Li) Standard) и волнодисперсионным спектрометром Oxford INCA Wave 700.

U-Pb-изотопный анализ акцессорного циркона, выделенного для возрастного датирования, выполнен на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург) по стандартной методике [Williams, 1998]. Обработка данных осуществлялась по программе SQUID [Ludwig, 2000] с нормированием по стандарту TEMORA. Погрешности для изотопных отношений и возрастов оценивались в интервале $\pm 2\sigma$. При построении графиков с конкордией применялась программа ISOPLOT/Ex [Ludwig, 1999].

Минералогические особенности

Химические составы породообразующих минералов определены Т.В. Козулиной [Котельников, Макаренко, 2018] в «Аналитическом центре геохимии природных систем» ТГУ. Изучены составы клинопироксенов, амфиболов и темных слюдов.

Средний компонентный состав **клинопироксенов** габброидов отвечает авгиту – $\text{Wo}_{40}\text{En}_{46}\text{Fs}_{14}$ (6 определений); бескварцевых и кварцевых диоритоидов салиту – $\text{Wo}_{45}\text{En}_{38}\text{Fs}_{17}$ (2 определения) и $\text{Wo}_{46}\text{En}_{40}\text{Fs}_{14}$ (6 определений) соответственно; сиенитов диопсид-геденбергиту – $\text{Wo}_{47}\text{En}_{24}\text{Fs}_{29}$ (11 определений).

Амфиболы в габброидах и диоритоидах относятся к магнезиальной роговой обманке. В первой (габброидной) фазе роговая обманка присутствует во всех 13 образцах (21 определение), лишь в одной пробе наряду с магнезиальной роговой обманкой установлен эденит. Во второй (диоритоидной) фазе она встречается в семи (из девяти) образцов и лишь в двух пробах зафиксирован магнезиогастингсит.

В химическом составе магнезиальных роговых обманок средние содержания оксидов составляют (мас. %): SiO_2 – 48,9, TiO_2 – 1,1, Al_2O_3 – 6,3, $\text{FeO}_{\text{сумм.}}$ – 13,5, MgO – 14,4, CaO – 11,9, сумма щелочей – 1,7. Характерны постоянные примеси Cl (десятые доли %) и Mn, реже V, Cr. Железистость роговых обманок в габброидах и диоритоидах практически одинакова и колеблется от 43 до 66 % (в среднем 52 %). В породах третьей (сиенитовой) фазы наряду с преобладающей магнезиальной роговой обманкой встречаются ферроэденит и магнезиогастингсит с низкими содержаниями SiO_2 (в среднем 40,9 мас. %), с повышенной титанистостью (TiO_2 от 1,9 до 2,4 мас. %) и щелочностью (средняя сумма щелочей – 3,8 мас. %).

Состав слюд в габброидах и диоритоидах по единичным определениям соответствует биотиту (в мас. %): SiO_2 – 36, TiO_2 – 4,4, Al_2O_3 – 13,9, $\text{FeO}_{\text{сумм.}}$ – 19,9, MgO – 11,2, K_2O – 9,3. В сиенитах отмечен лепидомелан с высоким содержанием $\text{FeO}_{\text{сумм.}}$ и низким MgO .

Петрогеохимические особенности

Химические составы петрогенных элементов пород кашпарского комплекса (54 пробы – 14 габброидов, 34 диоритоидов и 6 сиенитов), выполненные методом РФА, использованы для построения сводной петрохимической TAS-диаграммы (рис. 3). В табл. 6 приведены содержания петрогенных оксидов в породах представительных массивов комплекса (28 анализов). Почти все проанализированные образцы принадлежат калиево-натриевому петрохимическому типу и характеризуются отчетливо выраженным высококалиевым уклоном химизма в рамках известково-щелочной петрохимической серии (рис. 4). Аналитические точки составов умеренно- и высокоглиноземистых габброидов и диоритоидов группируются на TAS-диаграмме вдоль линии, разделяющей умереннощелочные и нормальнощелочные петрохимические разновидности (композиционные поля I–II), демонстрируя относительно медленное накопление содержаний $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (от ~ 3 до 8 мас. %) по мере роста кремнекислотности (SiO_2 ~ 47–63 мас. %) и лишь на завершающей стадии петрохимической эволюции для высокоглиноземистых сиенитов (поле III) наблюдается заметное возрастание общей щелочности (до ~ 11 мас. %) при относительно узком диапазоне кремнекислотности (SiO_2 ~ 60–65 мас. %). С увеличением степени дифференцированности от габброидов к сиенитам наряду с увеличением содержаний SiO_2 и суммы щелочей происходит постепенное уменьшение концентраций CaO , MgO , $\text{FeO}_{\text{сумм.}}$, TiO_2 , P_2O_5 .

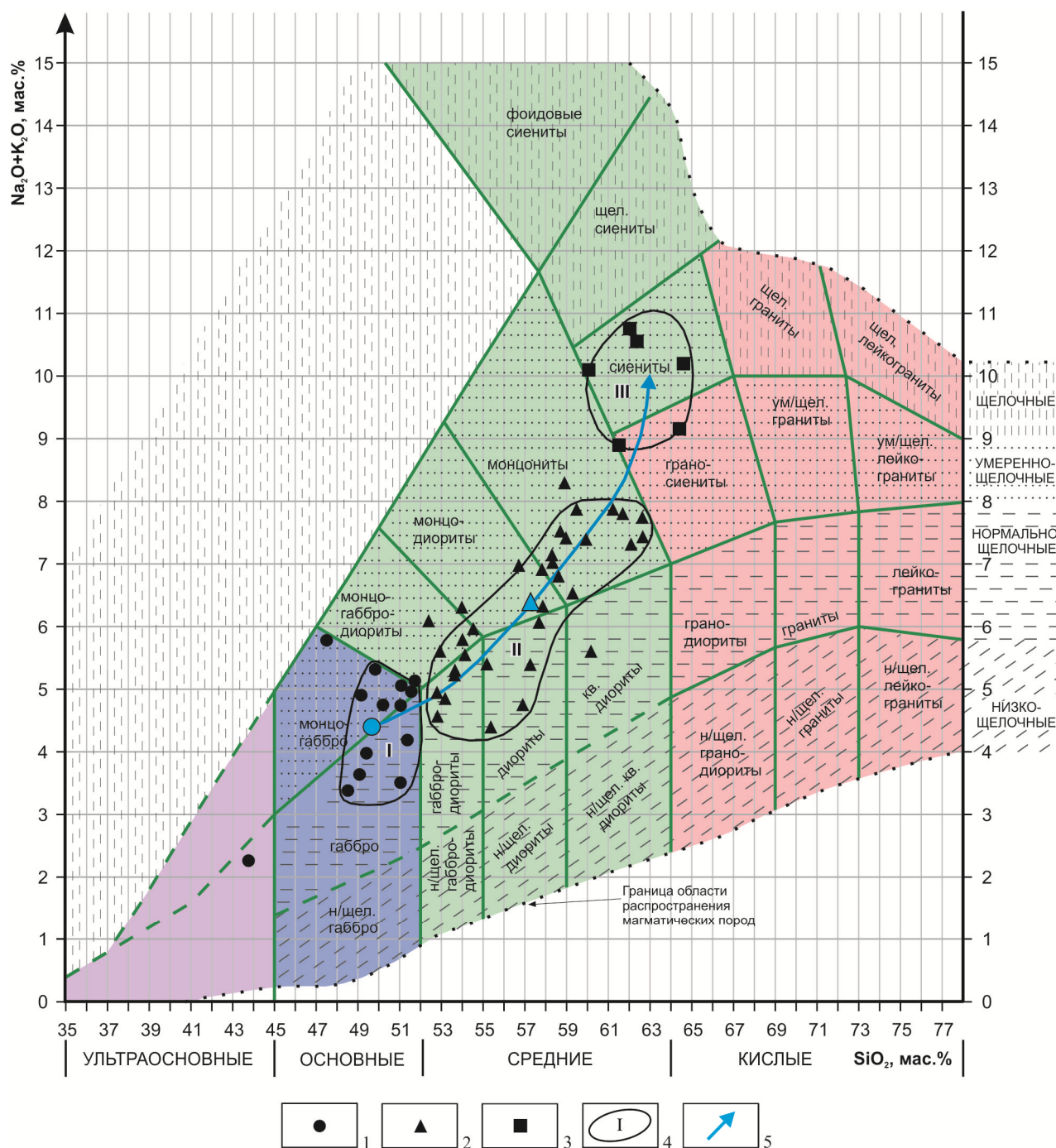


Рис. 3. Распределение аналитических точек составов горных пород кашпарского комплекса на сводной TAS-диаграмме (по авторским химическим анализам, 2008–2015 гг.)

1 – габброиды; 2 – диоритоиды; 3 – сиениты; 4 – композиционные поля фигуративных точек горных пород и их номера (I–III); 5 – петрохимический тренд эволюции составов.

Примечание. Крупными знаками обозначены средние составы горных пород в контурах выделенных полей.

Fig. 3. The distribution of the analytical points of the rock compositions of the Kashpar complex on the summary TAS-diagram (according to the author's chemical analyzes, 2008–2015)

1 – gabbroids; 2 – dioritoids; 3 – syenites; 4 – composite fields of the figurative points of rocks and their numbers (I–III); 5 – petrochemical trend of composition evolution.

Note. Large signs indicate the average composition of rocks in the contours of the selected fields.

Таблица 6

Содержания петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных (г/т) элементов
в породах представительных массивов кашпарского комплекса (листы N-46-XIX и N-45-XXIV)

Table 6

The contents of petrogenic (wt. %), rare and rare-earth (ppm) elements in the rocks of the representative massifs
of the Kashpar complex (sheets N-46-XIX and N-45-XXIV)

Кашпарский габбро-диорит-кварцмонцодиорит-сиенитовый комплекс								
Массив	Кашпарский							
№ пробы	1761	1765	1769	1770	1773	1763	1768	1771
Название породы	монцогаббро	монцодиорит	монцодиорит	монцодиорит кварцсодерж.	кварцевый диорит	монцонит	монцонит	монцонит
SiO ₂	49,16	58,01	57,68	57,82	59,68	58,90	58,61	60,26
TiO ₂	1,34	1,08	1,17	0,59	1,08	1,13	0,94	0,91
Al ₂ O ₃	16,76	17,06	15,83	23,21	15,28	17,79	17,09	15,76
FeO _{сумм.}	10,31	7,02	7,79	3,54	7,41	6,05	6,96	6,05
MnO	0,15	0,11	0,12	0,05	0,12	0,10	0,11	0,10
MgO	6,02	4,09	4,74	2,64	4,55	2,76	4,01	3,23
CaO	8,84	5,57	5,50	3,72	4,39	4,10	4,91	4,64
Na ₂ O	3,16	4,48	3,73	4,01	2,86	4,94	4,08	5,21
K ₂ O	1,75	2,20	2,34	2,90	2,97	3,35	2,72	2,30
P ₂ O ₅	0,74	0,48	0,53	0,12	0,45	0,28	0,42	0,41
LOI	0,75	0,43	0,35	0,55	0,95	0,25	0,53	0,30
Сумма	98,97	100,52	99,78	99,15	99,74	99,65	100,38	99,17
Li	7,16	11,86	24,14	14,33	13,85	25,48	31,94	14,93
Cs	0,33	1,45	1,81	1,09	1,99	1,77	1,91	1,40
Rb	36,52	64,62	77,19	58,96	114,02	83,85	67,99	81,33
Ba	597,63	827,56	1276,04	1075,65	805,19	2329,16	1226,35	673,55
Sr	705,66	726,22	1115,73	1335,61	618,17	1207,31	1205,50	654,50
Cr	62,77	48,32	107,66	43,57	70,48	90,47	59,51	75,24
V	116,22	124,45	220,47	115,79	119,41	119,56	183,98	104,07
Co	19,32	19,86	35,21	9,94	20,79	20,47	29,69	17,54
Ni	53,24	61,54	49,19	12,82	38,33	30,33	33,60	30,07
Sc	24,18	13,80	24,67	5,18	14,45	13,97	18,78	11,67
Ga	29,26	58,52	39,28	31,25	58,97	36,32	21,98	51,99
Cu	30,25	44,18	113,56	56,64	49,55	61,40	60,52	70,10
Zn	46,31	72,03	122,01	30,78	71,42	74,65	97,38	58,95
Pb	4,52	10,52	14,76	14,51	11,32	22,80	17,86	11,72
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—
Bi	—	—	—	—	—	—	—	—
Sn	—	—	—	—	—	—	—	—
Be	1,05	2,65	3,71	4,80	2,79	4,63	4,79	2,89
W	0,08	0,88	1,21	0,78	1,09	1,68	1,34	47,56
Mo	<0,29	1,83	6,32	3,41	1,19	7,26	6,02	2,16
Zr	27,95	35,05	122,04	60,29	25,02	159,04	105,60	67,39
Nb	9,44	18,64	36,88	17,63	23,35	29,73	31,69	20,11
Hf	0,52	1,18	3,57	1,20	0,95	3,68	2,15	1,91
Ta	0,41	1,47	2,57	1,27	1,77	2,17	2,15	1,50
U	0,33	1,60	2,84	1,42	2,95	4,82	3,82	1,62
Th	1,07	8,32	11,18	6,98	11,04	14,11	11,00	10,24
Y	10,67	18,22	40,75	15,06	20,40	32,32	37,25	18,13
La	21,01	36,93	47,01	31,57	41,25	48,68	48,82	40,12
Ce	42,39	75,23	125,21	82,53	82,84	128,08	132,26	78,86
Pr	4,84	8,57	14,12	7,82	8,62	14,01	14,75	8,68
Nd	18,94	31,95	54,48	27,54	34,52	51,61	54,63	31,35
Sm	3,43	5,64	9,82	4,31	6,05	8,58	9,59	5,32
Eu	1,01	1,41	2,32	2,15	1,15	2,20	2,33	1,18
Gd	2,92	4,63	9,04	4,13	4,90	8,01	8,62	4,34
Tb	0,41	0,66	1,21	0,49	0,72	1,03	1,12	0,64
Dy	2,17	3,56	6,42	2,43	3,90	5,25	5,77	3,48
Ho	0,42	0,69	1,25	0,47	0,77	1,01	1,14	0,70
Er	1,06	1,85	3,35	1,19	2,07	2,67	3,06	1,85
Tm	0,15	0,28	0,53	0,19	0,30	0,40	0,49	0,27
Yb	0,90	1,71	3,21	1,06	1,94	2,34	2,78	1,69
Lu	0,13	0,26	0,47	0,17	0,29	0,35	0,42	0,25

Кашпарский габбро-диорит-кварцмонцодиорит-сиенитовый комплекс							
Массив	Маганакский					Буланкульский (западный участок)	
№ пробы	22071-1	42092-1	42095	42097	52060-1	12086	53099-1
Название породы	монцогаббро	монцогаббро	монцогаббро	монцогаббро-диорит	монцонит	монцогаббродиорит	диорит пироксеновый
SiO ₂	48,84	49,83	51,05	54,13	60,39	54,01	56,71
TiO ₂	0,98	0,67	0,65	0,39	0,55	0,89	1,07
Al ₂ O ₃	17,82	21,08	17,1	22,18	19,62	16,8	15,99
FeO _{сумм.}	9,51	6,17	6,01	4,62	4,13	6,49	2,39
MnO	0,13	0,1	0,1	0,09	0,07	0,13	0,12
MgO	6,68	7,41	9,92	5,48	4,29	6,99	6,36
CaO	7,37	6,38	7,72	4,8	1,24	6,69	10,79
Na ₂ O	3,13	3,7	3,35	3,79	7,62	3,4	4,26
K ₂ O	1,41	1,61	1,39	1,75	0,3	2,38	1,06
P ₂ O ₅	1,05	0,3	0,33	0,24	0,4	0,84	0,5
LOI	1,96	2,16	1,62	2,06	1,32	1,07	1,67
<i>Сумма</i>	<i>98,87</i>	<i>99,41</i>	<i>99,23</i>	<i>99,53</i>	<i>99,94</i>	<i>99,69</i>	<i>100,93</i>
Li	—	—	—	—	—	—	17,05
Cs	0,21	0,26	0,13	0,38	0,06	1,56	1,43
Rb	39,87	39,14	28,14	44,92	4,91	82,57	45,43
Ba	561,66	414,77	427,87	468,13	51,3	941,77	260,86
Sr	1638,78	1126,53	1079,85	1446,5	525,42	1324,63	1267,71
Cr	7,79	24,83	221,08	15,84	19,25	71,95	28,01
V	235,62	137,42	126,7	103,52	91,47	189,8	230,97
Co	30,74	25,58	31,02	16,56	9,05	23,68	6,45
Ni	6,9	31,21	155,8	38,37	13,44	38,05	11,36
Sc	15,37	15,24	17,21	10,18	3,87	16,05	28,88
Ga	20,16	16,09	15,67	15,37	7,55	21,51	18,08
Cu	35,91	30,18	9,6	16,4	6,17	40,68	9,83
Zn	93,15	66,72	55,42	66,06	47,73	93,65	108,31
Pb	8,52	5,91	5,73	24,44	2,71	10,45	57,57
Sb	—	—	—	—	—	—	1,23
Bi	—	—	—	—	—	—	0,15
Sn	2,57	0,74	1,82	3,77	1,08	4,27	5,12
Be	1,42	1,23	1,33	1,48	1,1	2,18	2,17
W	—	—	—	—	—	—	1,24
Mo	1,43	0,59	<0,08	0,96	0,44	1,61	2,42
Zr	68,46	17,71	26,97	14,96	39,68	25,82	82,32
Nb	11,25	9,06	8,09	6,74	7,03	12,31	8,69
Hf	2,24	0,98	1,21	0,9	1	1,29	2,43
Ta	0,63	0,59	0,65	0,47	0,35	0,51	0,52
U	1,51	0,68	0,8	1,24	0,92	3,58	9,28
Th	3,44	0,68	3,75	2,38	3,84	6,62	7,89
Y	23,7	17,22	12,83	13,18	7,94	20,68	22,77
La	50,07	18,19	23,4	14,29	33,98	51,25	53,29
Ce	102,66	42,25	51,39	34,6	65,67	101,27	93,25
Pr	13,21	5,61	5,53	4,31	6,63	12	9,76
Nd	48,9	22,49	21,39	17,62	24,05	45,87	35,47
Sm	8,95	4,34	4,03	3,58	3,77	7,99	6,47
Eu	2,6	1,55	1,29	1,13	1,39	2,17	1,83
Gd	7,09	3,79	3,36	3,17	2,81	6,35	5,67
Tb	0,98	0,57	0,48	0,48	0,37	0,85	0,82
Dy	4,98	3,32	2,56	2,72	1,81	4,31	4,48
Ho	0,94	0,68	0,49	0,55	0,32	0,8	0,89
Er	2,4	1,86	1,3	1,53	0,82	2,03	2,4
Tm	0,33	0,28	0,19	0,23	0,11	0,28	0,35
Yb	1,96	1,82	1,14	1,38	0,68	1,73	2,2
Lu	0,28	0,27	0,16	0,21	0,1	0,26	0,34

Продолжение табл. 6

Кашпарский габбро-диорит-кварцмонцодиорит-сиенитовый комплекс							
Массив	Буланкульский (западный участок)			Саксырская группа массивов			
№ пробы	53101	12091-1	12092	53044	53032	53038	23071
Название породы	монцит роговообманковый	сиенит	сиенит	габбро	габбро	габбро порфировидное	монцогаббро
SiO ₂	59,48	64,06	64,60	49,08	49,41	51,37	51,45
TiO ₂	0,86	0,7	0,29	0,79	0,5	1,11	1,02
Al ₂ O ₃	17,58	20,67	19,79	18,06	17,34	17,27	16,84
FeO _{сумм.}	5,61	1,67	2,37	8,64	6,59	9,69	9,8
MnO	0,1	0,02	0,07	0,12	0,13	0,17	0,13
MgO	4,2	0,11	0,16	9,57	10,93	6,66	7,37
CaO	3,93	1,09	0,94	8,64	9,6	6,7	7,12
Na ₂ O	4,57	4,84	4,57	2,59	2,97	2,91	3,55
K ₂ O	3,3	5,76	5,63	1,05	1,01	1,28	1,49
P ₂ O ₅	0,46	0,17	0,18	0,16	0,19	0,42	0,37
LOI	0,74	0,37	0,37	1,46	1,7	2,47	1,32
<i>Сумма</i>	<i>100,83</i>	<i>99,47</i>	<i>98,96</i>	<i>100,16</i>	<i>100,37</i>	<i>100,04</i>	<i>100,46</i>
Li	36,42	—	—	11,06	39,7	72,91	30,36
Cs	2,07	0,69	3,27	1,25	6,95	4,55	5,09
Rb	97,32	90,68	139,01	32,44	22,5	51,18	36,99
Ba	842,38	1023,52	719,35	325,8	418	489,02	581,02
Sr	702,7	379,27	329,21	961,81	1050,7	871,72	899,19
Cr	35,82	28,38	6,57	23,43	172,23	39,93	72,85
V	123,54	48,04	31,42	269,21	186,67	304,77	345,81
Co	16,24	2,09	3,22	100,39	36,26	33,3	34,25
Ni	12,4	4,34	1,83	48,25	57,07	14,59	39,07
Sc	10,55	1,99	1,97	18,52	35,99	23,61	26,37
Ga	24,34	17,51	20,28	19,97	17,59	22,44	19,57
Cu	20,31	13,02	10,46	29,51	23,57	68,11	106,38
Zn	74,85	23,71	57,53	77,4	80,7	89,8	70,33
Pb	19,88	26,5	36,76	12,09	7,48	10,96	7,26
Sb	0,47	—	—	0,33	0,15	0,94	0,37
Bi	0,1	—	—	0,07	0,07	0,14	0,07
Sn	5,43	7,79	3,48	0,6	1,77	0,7	0,72
Be	3,92	1,02	5,16	0,72	0,82	0,95	1,18
W	0,96	—	—	0,7	0,42	1,81	1,35
Mo	1,83	1,87	4,06	1,02	0,53	0,35	1,21
Zr	78,16	199,23	320,83	26,85	61,31	41,76	47,2
Nb	23,84	70,02	33,68	5,62	3,28	5,93	5,24
Hf	2,51	7,45	6,98	1,91	1,67	2,56	1,62
Ta	1,61	7,95	2,56	0,49	0,23	0,39	0,33
U	4,07	2,97	5,92	1,01	0,72	1,16	1,55
Th	13,58	10,19	22,14	2,47	1,94	2,16	3,63
Y	25,14	58,15	21,74	12,65	14,43	22,58	16,44
La	54,32	66,15	48,41	18,05	15,13	21,89	21
Ce	119,11	200,29	99,91	37,1	34,88	51,56	46,44
Pr	12,26	28,53	11,03	4,12	4,49	6,85	5,96
Nd	44,5	109,51	38,8	16,37	19,74	28,98	25,21
Sm	7,81	19,61	6,38	3,42	4,34	5,92	5,54
Eu	1,75	3,36	1,35	1,19	1,3	2,09	1,64
Gd	6,17	15,45	4,96	3,11	3,71	5,34	4,51
Tb	0,92	2,36	0,76	0,46	0,54	0,79	0,63
Dy	4,89	13,15	4,26	2,59	2,95	4,49	3,44
Ho	0,95	2,54	0,87	0,51	0,57	0,9	0,66
Er	2,66	6,83	2,56	1,36	1,49	2,44	1,75
Tm	0,4	0,98	0,41	0,19	0,22	0,35	0,23
Yb	2,6	5,39	2,61	1,18	1,31	2,18	1,45
Lu	0,39	0,66	0,4	0,17	0,2	0,32	0,22

Кашпарский габбро-диорит-кварцмонцодиорит-сиенитовый комплекс						
Саксырская группа массивов						
Массив						
№ пробы	23071-1	53034-2	13183	23089-1	12056-2	43083
Название породы	монцогаббро-диорит	габбродиорит порфировидный	монцогаббро-диорит	монцодиорит	монцодиорит	монцит кварцевый
SiO ₂	51,9	53,93	52,93	54,34	57,86	61,22
TiO ₂	1,46	1,21	0,89	0,93	1,07	0,87
Al ₂ O ₃	17,68	15,97	15,87	17,05	18,3	18,74
FeO _{сумм.}	8,89	10,83	8,17	7,72	6,75	4,80
MnO	0,14	0,19	0,15	0,16	0,09	0,11
MgO	6,59	5,81	8,06	5,94	1,2	2,35
CaO	5,4	6,69	6,96	5,9	4,24	3,86
Na ₂ O	4,24	3,29	4,29	4,6	4,22	5,42
K ₂ O	1,96	1,36	1,32	2,04	2,1	2,45
P ₂ O ₅	0,44	0,49	0,4	0,56	0,56	0,48
LOI	1,66	1,04	1,44	1,4	3,27	0,62
Сумма	100,36	100,81	100,46	100,62	99,66	100,92
Li	47,99	36,18	22,33	32,39	–	22,39
Cs	4,76	1,17	3,32	1,66	0,91	1,57
Rb	65,96	40,65	36,87	53,32	21,26	52,05
Ba	765,92	523,18	443,61	662,62	944,48	1247,88
Sr	880,65	568,57	744,5	742,41	363,53	615,99
Cr	12,82	36,3	92,98	23,16	14,05	15,85
V	275,85	262,3	190,19	175,41	82,31	74,15
Co	31,26	26,6	23,33	20,88	8,54	8,74
Ni	2,59	17,62	15,47	15,15	3,45	4,97
Sc	26,19	25,97	21,05	17,94	13,42	6,36
Ga	20,62	20,61	19,04	19,41	22,92	21,34
Cu	24,43	50,2	27,55	20,22	13,46	12,31
Zn	86,18	101,21	52,91	90,12	68,41	64,13
Pb	6,9	7,2	4,43	9,51	14,07	11,36
Sb	10,5	0,37	0,3	0,43	–	0,19
Bi	0,07	0,03	0,05	0,05	–	0,03
Sn	2,21	2,45	1,26	2,31	3,64	2,08
Be	1,41	1,15	1,37	1,29	2,13	2,47
W	1,83	0,59	1,6	1,15	–	0,41
Mo	1,08	1,41	2,16	0,55	1,9	1,46
Zr	34,03	100,98	52,61	74,76	56,5	22,96
Nb	8,16	9,17	8,38	11,76	19,17	14,90
Hf	2,06	2,73	1,79	2,04	1,97	0,87
Ta	0,52	0,61	0,52	0,71	1,2	0,77
U	1,41	1,52	1,25	1,54	1,62	1,45
Th	4,49	4,12	3,77	4,03	3,23	5,06
Y	24,15	29,53	20,64	23,39	30,14	24,43
La	29,18	23,01	20,84	27,94	31,38	40,36
Ce	63,78	52,66	43,94	57,16	70,95	88,91
Pr	8,41	6,79	5,57	7,32	8,65	9,86
Nd	35,77	29,26	22,85	29,42	36,06	38,17
Sm	7,84	6,49	4,91	6,02	7,59	7,02
Eu	2,41	1,65	1,34	1,57	2,09	2,07
Gd	6,76	6,3	4,56	5,41	6,91	5,85
Tb	0,94	0,97	0,7	0,81	1,06	0,88
Dy	5,03	5,63	4,04	4,57	6,52	4,90
Ho	0,98	1,17	0,83	0,93	1,35	0,98
Er	2,45	3,24	2,26	2,51	3,78	2,67
Tm	0,33	0,48	0,32	0,36	0,58	0,38
Yb	2,12	3,03	2,06	2,28	3,77	2,36
Lu	0,31	0,45	0,31	0,33	0,57	0,35

Примечание. Анализы выполнены в ТГУ в «Аналитическом центре геохимии природных систем»: на рентгено-флуоресцентном спектрометре Oxford ED-2000 (аналитики Е.М. Асочакова, Е.Д. Агапова); на квадрупольном ICP MS спектрометре серии Agilent 7500 (аналитики Ю.В. Аношкина, Е.И. Никитина). Прочерк – содержание элемента не определялось.

Note. The e[aminations of samples were performed on the equipment of Analytic Center of Natural Systems Geochemistry of Tomsk State University: Oxford ED-2000 X-ray fluorescence spectrometer (analyst: E.M. Asochakova, E.D. Agapova); ICP MS spectrometer Agilent 7500 series (analysts: Yu.V. Anoshkina, E.I. Nikitina). Dash – the content of the element was not determined.

Нормативные пересчеты (метод CIPW) показывают, что габброиды комплекса не содержат нормативных примесей кварца или нефелина, а диоритоиды в 86 % случаев включают нормативный кварц (в среднем 6,5 %). В породах комплекса нет анализов с нормативным нефелином, который доминирует в «когдахских» образованиях. Эти петрохимические особенности наглядно демонстрируют насыщенный (по отношению к SiO_2) характер исходных магматических расплавов.

В распоряжении авторов имеются 52 анализа микроэлементных составов горных пород кашпарского комплекса, выполненных методом ICP-MS. В табл. 6 помещены содержания редких и редкозе-

мельных элементов в породах представительных массивов комплекса (28 анализов). По мере увеличения содержаний SiO_2 происходит рост средних концентраций Rb, Zr, Nb, Th, U и возрастают средние суммы REE (от 121,1 г/т в габброидах до 162,3 г/т в сиенитах).

На спектрах распределения REE (рис. 5) фиксируется преобладание легких REE над тяжелыми ($\text{La/Yb}_N=9-21$). Породы второй фазы отличаются от ранних габброидов более высоким уровнем концентрации REE, слабыми положительными аномалиями Ce, Nd, Gd, Tm и незначительными европиевыми аномалиями (среднее значение $\text{Eu/Eu}^*=0,77$).

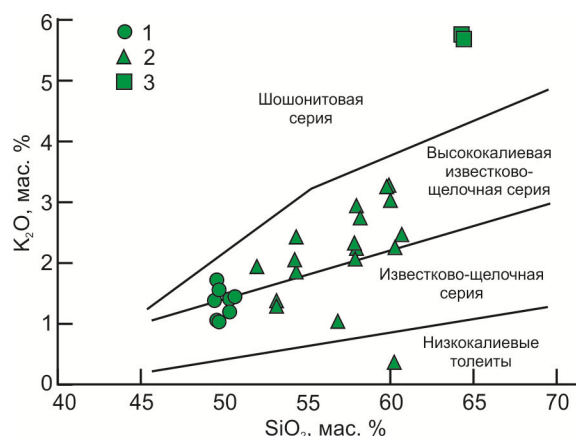


Рис. 4. Диаграмма SiO_2 – K_2O , по [Peccherillo, Taylor, 1976]

1 – габброиды; 2 – диоритоиды; 3 – сиениты

Fig. 4. Diagram of SiO_2 – K_2O , according [Peccherillo, Taylor, 1976]

1 – gabbroids; 2 – dioritoids; 3 – syenite

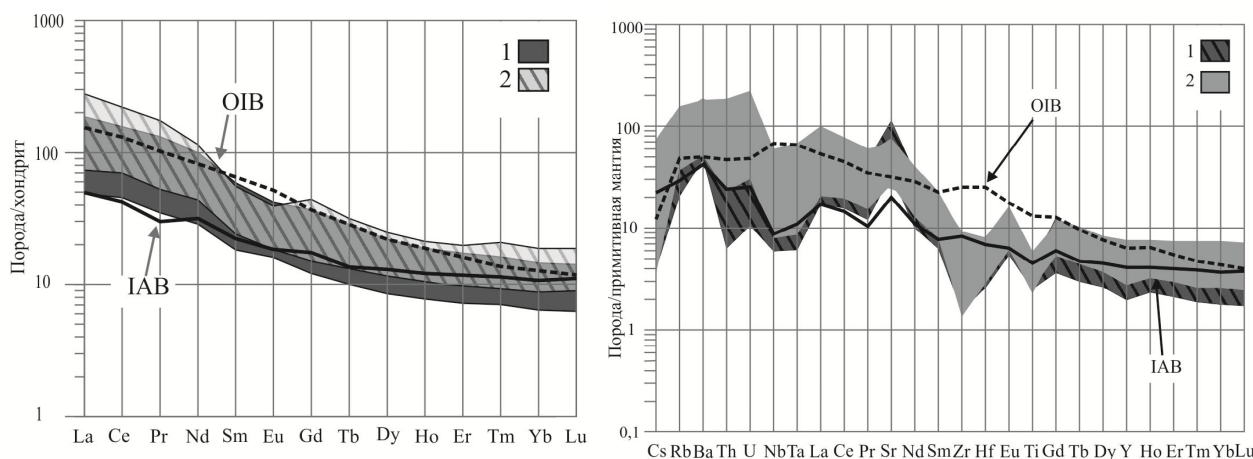


Рис. 5. Распределение микроэлементов в породах кашпарского комплекса

1 – габброиды; 2 – диоритоиды. Составы примитивной мантии и OIB – по [Sun, McDonough, 1989]; состав IAB – по [Kelemen et al., 2003]

Fig. 5. Distribution of microelements in the rocks of the Kashpar complex

1 – gabbroids; 2 – dioritoids. Compositions of primitive mantle and OIB according to [Sun, McDonough, 1989]; Composition IAB – according to [Kelemen et al., 2003]

На мультиэлементной диаграмме породы комплекса характеризуются значительным обогащением LILE (Rb, Ba, U), La, резкими максимумами Sr, неглубокой Nb–Ta аномалией, явной отрица-

тельной аномалией Zr–Hf, резкой положительной аномалией Eu, глубокой отрицательной аномалией Ti и небольшой отрицательной аномалией Y. Таким образом, изученные породы имеют промежу-

точные геохимические характеристики между внутримитными (OIB) и окраинно-континентальными (IAB) базальтами (см. рис. 5). К по-

следним мультиэлементные спектры близки по распределению HFSE (спектральные минимумы Th, Nb-Ta, Zr-Hf, Ti).

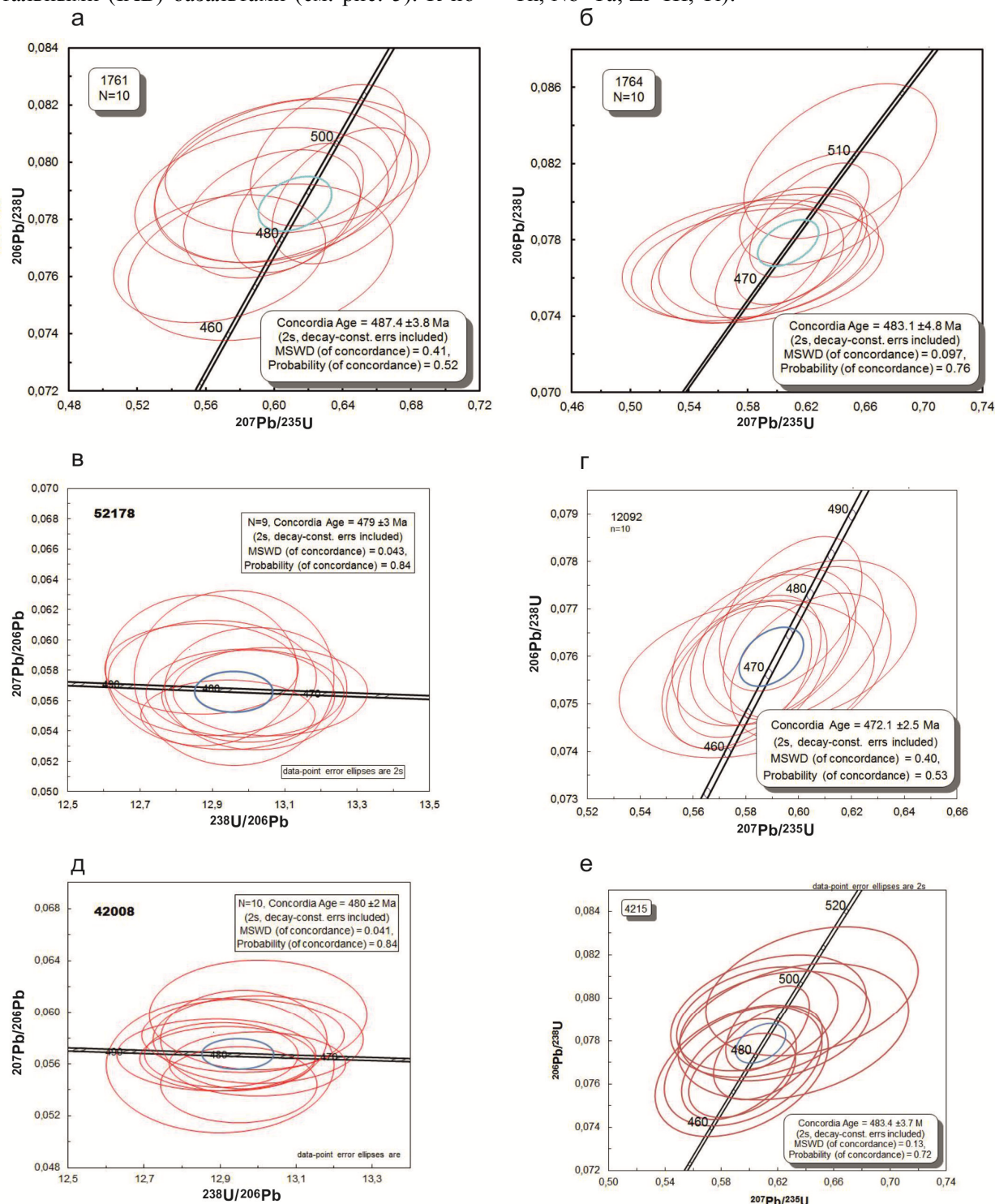


Рис. 6. Диаграммы U-Pb (SHRIMP-II) датирования по цирконам кашпарского комплекса

а – габбро первой фазы; б – кварцевые монцодиориты второй фазы (Кашпарский массив); в – кварцевые сиениты третьей фазы (Саксырская группа массивов); г – двуполовошпатовые кварцевые сиениты третьей фазы (Западно-Буланкульский участок); д – кварцсодержащие сиениты третьей фазы (Усть-Бюрьский массив); е – сиениты г. Каскылах (Каролиновский массив)

Fig. 6. Diagram of U-Pb (SHRIMP-II) dating on zircons of the Kashpar complex

а – gabbro of the first phase; б – quartz monzodiorites of the second phase (Kashpar massif); в – quartz syenites of the third phase (Saksyr group of arrays); д – double-stranded quartz syenites of the third phase (West-Bulankul site); е – quartz-containing syenites of the third phase (Ust-Byur array), ф – syenites Kaskiyah mountain (Karolinov massif)

Значительное обогащение пород Rb и Sr, а также легкими REE (La и Ce) отражает влияние внутримантийного магматического источника типа OIB, а высокие концентрации U и Ba, возможно, связаны с влиянием вещества континентальной коры. Промежуточные геохимические признаки свидетельствуют об участии разнородного материала (со свойствами OIB и IAB) в магнезиальном образовании. Комплементарность геохимических спектров редких элементов в породах ранних и поздних фаз комплекса может объясняться эффектом фракционной кристаллизации.

U–Pb изотопно-геохронологические исследования

Уран-свинцовым датированием (SHRIMP-II) пород петротипического Кашпарского массива авторами получены следующие цифры: для габброидов первой фазы – $487,4 \pm 3,8$ млн лет (см. рис. 6, а); для кварцевых монцодиоритов второй – $483,1 \pm 4,8$ млн лет (рис. 6, б). К этим цифрам близки датировки кварцевых монцонитов Улень-Туимского (486 ± 4 млн лет) и диоритов Саксырского (486 ± 3 млн лет) плутонов [Бабин и др., 2008]. В результате датирования сиенитов третьей фазы кашпарского комплекса при проведении ГДП-200 получены четыре даты: 479 ± 3 млн лет для кварцевых сиенитов Саксырской группы массивов (рис. 6, в); $472,1 \pm 2,5$ млн лет для двуполевошпатовых кварцевых сиенитов западного участка Буланкульского массива (рис. 6, г); 480 ± 2 млн лет для кварцсодержащих сиенитов Усть-Бюрского массива (рис. 6, д) и $483,4 \pm 3,7$ млн лет для сиенитов г. Каскылах Каролинского массива (рис. 6, е).

Таким образом, изотопные датировки трехфазного кашпарского комплекса (**472–487** млн лет) свидетельствуют о его **позднекембрийско-раннеордовикском** ($\text{Є}_3\text{–O}_1$) возрасте. Эти даты заметно отличаются от установленных авторами цифр для монцодиоритов петротипа когтахского комплекса – **$500 \pm 4,3$** и **$500,8 \pm 4,6$** млн лет [Врублевский и др., 2015].

Заключение

Вышеизложенные материалы свидетельствуют в пользу правомерности объединения умереннощелочных, умереннокремнекислых габброидов, диоритоидов и сиенитов в новый для региона трехфазный **кашпарский габбро-диорит-кварцмонцодиорит-**

сиенитовый комплекс позднекембрийско-раннеордовикского ($\text{Є}_3\text{–O}_1$) возраста.

Первая фаза комплекса состоит из клинопироксен-роговообманковых и роговообманковых безоливиновых мезо- и лейкократовых, редко меланократовых, габброидов сопровождаемых дайками микрогаббро. Абсолютный U–Pb возраст соответствует $487,4 \pm 3,8$ млн лет.

Вторая фаза включает в себя габбродиориты, диориты, кварцевые и бескварцевые монцодиориты и монцониты биотит-клинопироксеновые, двупироксеновые, биотит-роговообманковые, клинопироксен-рогово-обманковые, роговообманковые; дайки диорит-порфиров, микродиоритов; кварцевые жилы. В некоторых диоритоидных интрузивах (Балахчинский массив) известны крупные золоторудные месторождения и проявления золото-сульфидно-кварцевого типа. Абсолютный U–Pb возраст соответствует $483,1 \pm 4,8$ млн лет.

Третья фаза представлена сиенитами двуполевошпатовыми, кварцевыми сиенитами (с переходом в граносиениты), нередко интенсивно альбитизированными или калишпатизированными. Отмечены дайки микросиенитов. Абсолютный U–Pb возраст: $483,4 \pm 3,7$; 480 ± 2 ; 479 ± 3 ; $472,1 \pm 2,5$ млн лет.

Резюмируя, отметим, что магматические образования кашпарского комплекса по совокупности геологических, минералого-петрографических, петрогеохимических и изотопных особенностей имеют четко выраженный самостоятельный характер. Они предшествуют становлению гранитоидов тигертышского комплекса и не могут быть включены в состав гранитоидных ассоциаций, как это неоднократно предпринималось в течение длительного времени – от ранних представлений эпохи батолитов «пестрого состава» до современных петрологических предположений, допускающих возможную принадлежность кашпарских диоритоидов к первой фазе тигертышского комплекса, а сиенитов – к более поздним (ордовик-силурийским и даже раннедевонским) образованиям.

Работа выполнена в рамках государственных контрактов № 10 от 03.06.2008 г. «ГДП-200 листа N-45-XXIV (Усинская площадь)» и № 16 от 23.03.2012 г. «ГДП-200 листа N-46-XIX (Уйбатская площадь)» с Федеральным агентством по недропользованию «Роснедра» Министерства природных ресурсов РФ.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабин Г.А., Шокальский С.П., Владимиров А.Г. и др. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм западной части Алтае-Саянской складчатой области и молибденовое оруденение // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса : материалы совещания. Иркутск : Ин-т земной коры СО РАН, 2008. Вып. 6, т. 1. С. 27–31.
- Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Доклады Академии наук. 1999. Т. 369, № 6. С. 795–798.

Врублевский В.В. Источники и геодинамические условия петрогенезиса Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузивного массива (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56 (3). С. 488–515.

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Макаренко Н.А. и др. Геодинамическая природа и магматические источники Когтахского габбро-монцодиоритового плутона позднего кембрия, Кузнецкий Алатау // Петрография магматических и метаморфических горных пород : материалы XII Всерос. петрографического совещания с участием зарубежных ученых. Петрозаводск : Карельский научный центр РАН, 2015. С. 126–128.

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Изох А.Э. Геодинамические условия и магматические протолиты раннепалеозойской габбро-монцодиорит-монцонитовой ассоциации Кузнецкого Алатау // Геология и минералогия Северной Евразии : материалы совещания, приуроченного к 60-летию Института геологии и геофизики СО РАН. 3–5 окт. 2017 г. Новосибирск, Россия. Новосибирск, 2017. С. 53–54.

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. 2-е изд. Лист N-45-XVIII (Шира) / М.Н. Секретарев, А.П. Липишанов, В.В. Михайленко и др. Объяснительная записка. СПб. : ВСЕГЕИ, 2000. 151 с.

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. 2-е изд. Лист N-45-XXIV (Балыкса) / А.Д. Котельников, С.В. Максиков, А.Г. Дербан и др. Объяснительная записка. СПб. : ВСЕГЕИ, 2013. 261 с.

Иодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм: (Результаты экспериментального изучения природных образований и синтетических систем) / пер. с англ. Г.Н. Мухитдинова. М. : Мир, 1965. 248 с.

Котельников А.Д., Макаренко Н.А. О критериях расчленения нижнепалеозойской габбро-монцодиоритовой формации Кузнецкого Алатау на когтахский и кашпарский интрузивные комплексы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. Новосибирск : СНИИГГиМС, 2018. № 2. С. 49–60.

Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И. и др. Габбро-монцодиоритовая формация Кузнецкого Алатау // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск : Наука, СО АН СССР, 1979. С. 5–95.

Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н. и др. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М. : Наука, 1971. 350 с.

Макаренко Н.А., Парначев В.П. Типоморфные особенности когтахского комплекса (Кузнецкий Алатау) // Проблемы геологии и географии Сибири : материалы науч. конф., посв. 125-летию основания Томского государственного университета и 70-летию образования геолого-географического факультета 2–4 апреля 2003 г. Томск : Изд-во Том. ун-та, 2003. № 3 (I). С. 106–108.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // Доклады Академии наук. 2004. Т. 396, № 3. С. 369–373.

Руднев С.Н., Борисов С.М., Бабин Г.А. и др. Раннепалеозойские батолиты северной части Кузнецкого Алатау: вещественный состав, возраст и источники // Петрология. 2008. Т. 16, № 4. С. 421–448.

Халфин С.Л. Петрология когтахского габбро-монцонит-сиенитового комплекса. Новосибирск : Наука, СО АН СССР, 1965. 92 с.

Хомичев В.Л., Единцев Е.С., Кужельная Е.В. Эталон саксырского габбро-гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау). Новосибирск : СНИИГГиМС, 1999. 250 с.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / под ред. А.Ф. Морозова. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2000. 187 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии наук. 2003. Т. 389, № 3. С. 354–359.

Kelemen P.B., Hanghoj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on Geochemistry the Crust. University of Maryland, USA, 2003. V. 3. P. 593–659.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10 A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999. V. 1. 46 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.00. A User's Manual. Berkley Geochronology Center Special Publication, 2000. № 2.

Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. V. 58. P. 63–81.

Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Spec. Publ. Vol. Geol. Soc. Lond. 1989. № 42. P. 313–345.

Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralization processes // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

Авторы:

Макаренко Николай Андреевич, кандидат геолого-минералогических наук, геолог, Научно-исследовательская лаборатория «Геокарт», геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

Котельников Алексей Дмитриевич, заведующий лабораторией, Научно-исследовательская лаборатория «Геокарт», геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: geokart@ggf.tsu.ru

**THE KASHPAR CAMBRIAN-ORDOVIC GABBRO-DIORITE-QUARTZMONTSDIORITE-SYENITE COMPLEX –
NEW PETROGRAPHY DEPARTMENT ON THE EASTERN SLOPE
OF THE KUZNETSK ALATAU**

N.A. Makarenko, A.D. Kotelnikov

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

On the basis of material obtained during the geological survey works on the state GDP-200 on the territory of two nomenclature sheets (N-45-XXIV и N-46-XIX) substantiated of the allocation of a new for the region three-phase Kashpar gabbro-diorite-quartz monodiorite-syenitic complex with the author's U-Pb dating in the range from 472 to 487 Ma (C_3-O_1). Previously, these formations preceding the formation of Tigertysh granitoids were included in the composition of the Kogtach gabbro-montsodiorite-syenite complex with an absolute age of more than 500 Ma (C_2). It has been shown that the permanent presence of normative, and sometimes modal nepheline is characteristic of the rocks of the Kogtach complex, while Kashpar magmatites are distinguished by a noticeable content of not only normative, but also modal quartz in dioritoids and syenites, which indicates a different degree of saturation with silicic acid and alkalis of the initial magmatic melts. In the study area was attested 33 intrusions of the Kashpar complex with a total area of more than 1,600 km² with the dominance of dioritoidov second phase (1,340 km²) and the more modest role of early gabbroids (250 km²) and late syenite (23,3 km²). Brief descriptions of five representative arrays, including the petrotypic Kashpar intrusive, are given. The common mineralogical and petrographic features were identified, namely: the absence of modal olivine in the rocks of all three phases, the frequent predominance of magnesian hornblende over clinopyroxene, the appearance of small amounts of modal orthorhombic pyroxene (hypersthene) in dioritoids (up to 5 %), the presence of quartz in the second rocks and third intrusive phases. For the first time, the author's data on the contents of petrogenic, rare and rare-earth elements in the rocks of the complex are introduced into scientific circulation. Revealed a distinct high-potassium bias of the chemism of almost all of the formations in the framework of the calc-alkaline potassium-sodium petrochemical series. It was established that with an increase in the degree of differentiation from gabbroids to syenites, there is a decrease in concentrations CaO, MgO, FeO_{сум.}, TiO₂, P₂O₅ with parallel growth of contents of Rb, Zr, Nb, Th, U и $\sum REE$. In the rare-earth spectra light dominates REE (La/Yb_N=9–21), a weak europium anomaly is characteristic of the second phase rocks (Eu/Eu*=0,77). It is shown that the intrusive rocks of the complex on the spider-diagrams exhibit intermediate geochemical characteristics between intraplate basalts of the type OIB and marginal continental type IAB, which is evidence in favor of the assumption of the formation of magmatic differentiates in a complex geodynamic setting. Metallogenic specialization is determined by the confinement to some of the massifs (Balakhchyn, Maganak, Syra group) of gold deposits and manifestations of gold-sulfide-quartz type.

Keywords: Kuznetsk Alatau, Kashpar and Kogtach complexes, representative massif, petrogenetic composition, rare elements, REE, multi-element diagram.

References

- Babin G.A., Shokal'skiy S.P., Vladimirov A.G. i dr. *Rannepaleozoyskiy granitoidnyy magmatizm zapadnoy chasti Altaye-Sayanskoy skladchatoy oblasti i molibdenovoye orudeneniye* [Early Paleozoic granitoid magmatism of the western part of the Altai-Sayan folded region and molybdenum mineralization] // *Geodinamicheskaya evolyutsiya Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa. Mat. soveshch.*, vyp.6, T.1. Irkutsk: In-t zemnoy kory, SO RAN, 2008. pp. 27–31. In Russian
- Vladimirov A.G., Gibsher A.S., Izokh A.E., Rudnev S.N. *Rannepaleozoyskiye granitoidnyye batolity Tsentral'noy Azii: masshtaby, istochniki i geodinamicheskiye usloviya formirovaniya* [Early Paleozoic granitoid batholiths of Central Asia: Abundance, sources, and geodynamic formation conditions] // *Doklady Earth Sciences*, 1999. V. 369, № 6. pp. 795–798. In Russian
- Vrublevskii V.V. Sources and geodynamic setting of petrogenesis of the Middle Cambrian Upper Petropavlovka alkaline basic intrusive pluton (Kuznetsk Alatau, Siberia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2015. V. 56(3), pp. 379–401.
- Vrublevskii V.V., Kotel'nikov A.D., Makarenko N.A. i dr. *Geodinamicheskaya priroda i magmaticheskkiye istochniki Kogtakh-skogo gabbro-montsodioritovogo plutona pozdnego kembriya, Kuznetskiy Alatau* [Geodynamic nature and magmatic sources of the Kogtach gabbro-monzodiorite pluton of the late Cambrian, Kuznetsk Alatau] // *Petrografiya magmaticheskikh i metamorficheskikh gornykh porod. Mat. XII Vseros. Petrograficheskogo soveshch. s uchastiyem zarubezhnykh uchenykh*. Petrozavodsk: Ka-rel'skiy nauchnyy tsentr RAN, 2015. pp. 126–128. In Russian
- Vrublevskii V.V., Kotel'nikov A.D., Izokh A.E. *Geodinamicheskiye usloviya i magmaticheskkiye protolity rannepaleozoyskoy gabbro-montsodiorit-montsonitovoy assotsiatsii Kuznetskogo Alatau* [Geodynamic conditions and magmatic protoliths of the Early Paleozoic gabbro-montsodiorite-monzonite association of the Kuznetsk Alatau] // *Geologiya i minerageniya Severnoy Evrazii. Mat. soveshchaniya, priurochennogo k 60-letiyu Instituta geologii i geofiziki SO RAN*. 3-5 okt. 2017 g. Novosibirsk, Rossiya. Novosibirsk: 2017. pp. 53–54. In Russian
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF masshtaba 1:200 000 (izdaniye 2-e)* [State geological map of the Russian Federation in scale 1: 200 000 (2nd edition)]. List N-45-XVIII (SHira) // Sekretar'ev M.N., Lipishanov A.P., Mikhaylenko V.V. i dr. *Ob'yasnitel'naya zapiska*. St.Petersburg: VSEGEI, 2000. 151 p. In Russian
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF masshtaba 1:200 000 (izdaniye 2-e)* [State geological map of the Russian Federation in scale 1: 200 000 (2nd edition)]. List N-45-XXIV (Balyksa) // Kotel'nikov A.D., Maksikov S.V., Derban A.G. i dr. *Ob'yasnitel'naya zapiska*. St.Petersburg: VSEGEI, 2013. 261 p. In Russian
- Yoder H.C. Jr, Tilley C.E. Origin of basalt magmas. An experimental study of natural and synthetic rock system // *Journal of Petrology*. 1962. V. 3, No 3. pp. 342–532
- Kotelnikov A.D., Makarenko N.A. On criteria for differentiation of the Lower-Paleozoic gabbro-monzodiorite formation of the Kuznetsk Alatau in the Kogtach and Kashpar intrusive complexes of the Kuznetsk Alatau // *Geology and mineral resources of Siberia*. Novosibirsk: SNIIGiMS, 2018. №. 2. pp. 49–60. In Russian

- Krivenko A.P., Polyakov G.V., Bognibov V.I. i dr. *Gabbro-montsodioritovaya formatsiya Kuznetskogo Alatau* [Gabbro-monzodiorite formation of the Kuznetsk Alatau] // *Bazitovyye i ul'trabazitovyye komplekсы Sibiri*. Novosibirsk: Nauka, SO AN SSSR, 1979. pp. 5–95. In Russian
- Kuznetsov YU.A., Bognibov V.I., Distanova A.N. i dr. *Rannepaleozoyskaya granitoidnaya formatsiya Kuznetskogo Alatau* [Early Paleozoic granitoid formation of the Kuznetsk Alatau]. Moscow : Nauka, 1971. 350 p. In Russian
- Makarenko N.A., Parnachëv V.P. *Tipomorfnyye osobennosti kogtakhskogo kompleksa (Kuznetskiy Alatau)* [Typomorphic features of the Kogtakh complex (Kuznetsky Alatau)] // *Problemy geologii i geografii Sibiri : materialy nauchnoy konferentsii, posvyashchennoy 125-letiyu osnovaniya Tomskogo gosudarstvennogo universiteta i 70-letiyu obrazovaniya geologo-geograficheskogo fakul'teta* 2-4 aprelya 2003 g Tomsk : Izdatel'stvo Tomskogo gosudarstvennogo universiteta, 2003. № 3(I). pp. 106–108. In Russian
- Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Kruk N.N., Ponomarchuk V.A., Babin G.A., Borisov S.M. Early Paleozoic granitoid batholiths of the Altai-Sayan folded region (lateral-temporal zoning and sources) // *Doklady Earth Sciences*, 2004. V. 396, No 3. pp. 492–495.
- Rudnev S.N., Borisov S.M., Babin G.A., Levchenkov O.A., Makeev A.F., Plotkina Yu.V., Serov P.A., Matukov D.I. Early Paleozoic batholiths in the northern part of the Kuznetsk Alatau: composition, age, and sources // *Petrology*. 2008. V.16, No 4. pp. 421–448.
- Khalfin S.L. *Petrologiya kogtakhskogo gabbro-montsonit-siyenitovogo kompleksa* [Petrology of the Kogtakh gabbro-monzonite-syenite complex]. Novosibirsk: Nauka, SO AN SSSR, 1965. 92 p. In Russian
- Khomichev V.L., Edintsev E.S., Kuzhelnaya E.V. *Etalon saksyrskogo gabbro-granitoidnogo kompleksa (Kuznetskiy Alatau)* [The standard of the Saksyrsky gabbro-granitoid complex (Kuznetsky Alatau)]. Novosibirsk: SNIIGiMS. 1999. 250 p. In Russian
- Shokalsky S.P., Babin G.A., Vladimirov A.G. et al. *Korrelatsiya magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov zapadnoy chasti Altaye-Sayanskoy sklachatoy oblasti* [Correlation of magmatic and metamorphic complexes of the western part of the Altai-Sayan folded region] (pod red. A.F. Morozova). Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, 2000. 187 p. In Russian
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kovach V.P., Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B.. Geodynamics of caledonides in the central Asian foldbelt // *Doklady Earth Sciences*. 2003. V. 389, №3. pp. 311–316
- Kelemen P.B., Hanghoj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise on Geochemistry the Crust*. University of Maryland, USA, 2003. V. 3, pp. 593–659.
- Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10 A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999. V. 1, 46 p.
- Ludwig K.R. SQUID 1.00. A User's Manual. Berkley Geochronology Center Special Publication, 2000. №2.
- Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc- alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1976. V. 58, pp. 63–81
- Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (In Saunders A.D., Norry M.J. eds.), Spec. Publ. Vol. Geol. Soc. Lond., 1989. № 42, pp. 313–345.
- Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks, W.I. Ridley // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, V. 7, pp. 1–35.

Authors:

Makarenko Nikolay A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), geologist, Research Laboratory Geokart, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

Kotelnikov Aleksey D., Director, Research Laboratory Geokart, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: geokart@ggf.tsu.ru

ГЕОХИМИЯ

УДК 556.54 (550.42)

ВЗАИМОСВЯЗИ МЕЖДУ ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ РЕКИ МЕКОНГ (ВЬЕТНАМ)

О.Г. Савичев, Н.В. Гусева

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

Разработана методика моделирования изменений удельной электропроводности и содержаний Cu и Pb в поверхностных водах и вытяжках из донных отложений в устьевой области Меконга. Выполнено обоснование зависимости концентраций ряда микроэлементов в вытяжках из донных отложений в дельте Меконга от величины pH поверхностных вод – важного фактора направленности процессов растворения, осаждения и соосаждения в зоне смешения морских и речных вод, а также формирования сорбционной емкости донных отложений.

Ключевые слова: дельта Меконга, смешение морских и речных вод, химический состав.

Введение

Исследование устьевых областей больших рек представляет значительный научный интерес с точки зрения изучения геохимических и геоэкологических условий в водных объектах и их водосборах и закономерностей их пространственно-временных изменений [Михайлов и др., 1999]. Общее представление о механизмах смешения речных и морских вод может быть получено в рамках концепции А.П. Лисицына о маргинальных фильтрах океанов. В соответствии с ней в относительно узкой зоне смешения происходят флокуляция и коагуляция речных наносов, биоассимиляция и биофильтрация, образование малорастворимых соединений железа и алюминия, сорбция на них и на осаждающихся речных наносах растворенных и коллоидных форм, в результате чего на таких участках откладывается 93–95 % взвешенных и 20–40 % растворенных веществ, выносимых в море с речным стоком [Лисицын, 1994].

Указанная концепция подтверждается материалами наблюдений за геохимическим состоянием устьевых областей рек Северной Евразии, результатами экспериментальных работ и математического моделирования процессов смешения морских и речных вод [Савенко, 1999; Гордеев, 2009; Савенко, Грамм-Осипов, Марьяш, 2009; Савенко, Покровский, Кожин, 2011; Лазарева и др., 2017]. Тем не менее ряд вопросов остался недостаточно раскрытым. В частности, не всегда очевиден механизм взаимодействия между поверхностными водами и донными отложениями в зоне смешения речных и морских вод, что негативно отражается на эффективности мероприятий по использованию и охране природных ресурсов в ряде регионов мира, в том числе в преде-

лах дельты одной из крупнейших рек мира – Меконга [Хоанг, 1990; Hart et al., 2001; Nguyen, Savenije, 2006; Hoa et al., 2007].

В пределах водосбора этой реки, соответствующего участкам территории Китая, Лаоса, Мьянмы, Таиланда, Камбоджи и Вьетнама, проживают более 50 млн человек. Соответственно, неизбежно происходит изменение миграционных циклов химических элементов, в результате которого, например, вероятно загрязнение поверхностных вод и донных отложений, которые могут использоваться для сельскохозяйственного производства в дельте Меконга (донные отложения как грунт, поверхностные воды – для полива). С учетом интрузии соленых морских вод это несет определенные социально-экономические риски, что обуславливает актуальность изучения процессов формирования химического состава поверхностных вод и донных отложений, а также разработки методов оперативного и экономически обоснованного обнаружения геохимических аномалий и планирования мероприятий по управлению качеством поверхностных вод и донных отложений.

В одной из последних работ по этой теме Фунг Тхай Зыонгом [Фунг, 2015] на основе статистического анализа данных геохимических наблюдений был предложен способ индикации повышенных концентраций ряда микроэлементов (Cu, Pb, Cd, As, Hg) в донных отложениях дельты Меконга по величине pH поверхностных вод. В данной работе рассмотрены обоснование и уточнение этого способа.

Объект и методика исследований

Дельта Меконга площадью 46 700 км² имеет сложное строение в виде двух комплексов рука-

вов – Тиензанг и Хаузанг [Михайлов, Аракельянц, 2010; Фунг, 2015]. В составе последнего комплекса выделяется наиболее крупный рукав – Хамлуонг, который и является основным объектом исследований.

Исходной информацией послужили результаты отбора проб поверхностных вод и донных отложений в рукаве Хамлуонг на участке от 75 до 4,2 км от морского края дельты (рис. 1), приведенные в

[Савичев, Фунг, 2014; Фунг, Савичев, Нгуен, 2015]. Информация о промерных работах на рукаве Хамлуонг в створах 72; 49,5; 14 и 1 км от морского края взята из работы [Тон, 2013], а данные об измеренных уровнях и расходах воды Меконга в створе Тан Чау – на сайте The Mekong River Commission [<http://archive.iwlearn.net/mrcmekong.org>]. Более подробная геохимическая и гидрологическая информация приведена в [Фунг, 2015].

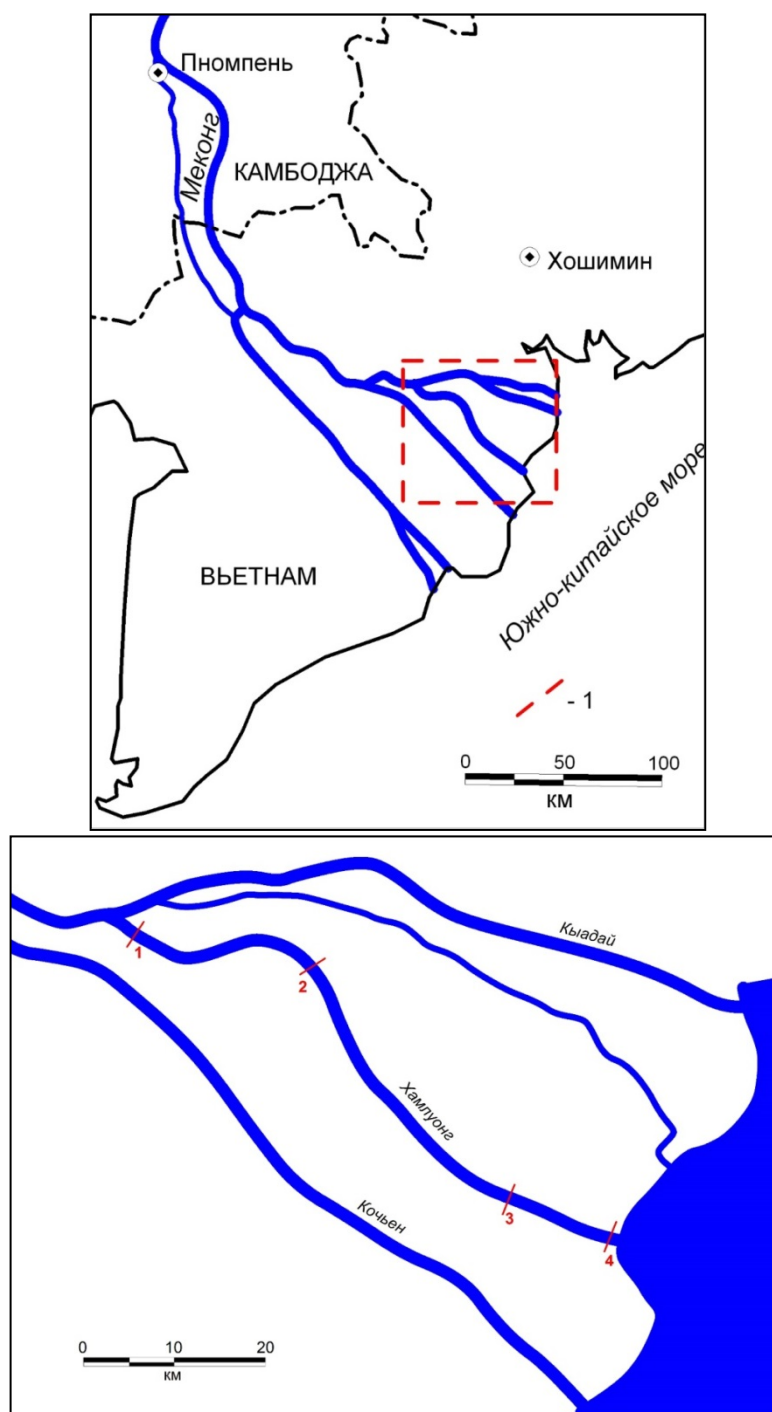


Рис. 1. Схема расположения исследуемого участка дельты реки Меконг и промерных створов (1–4) по данным [Тон, 2013; Фунг, 2015]

Fig. 1. The layout of an arrangement of a researched site of delta of the river Mekong and premeasured cross-sections (1–4) on the data [Tong, 2013; Phung, 2015]

Методика исследования включала в себя разработку, апробацию и анализ математической модели трансформации. Модель основана на аналитическом решении одномерного стационарного уравнения диффузии (1):

$$v \cdot \frac{\partial C}{\partial x} = D \cdot \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \varphi_p + \varphi_s, \quad (1)$$

где C – концентрация вещества в поверхностных водах; x – пространственная координата; v – скорость течения; D – коэффициент гидродисперсии; φ_p и φ_s – функции, описывающие, согласно [Jacob, 1997; Лехов, 2010], изменение концентрации вещества в результате реакций растворения – осаждения и сорбции – десорбции по формулам (2) и (3) соответственно:

$$\varphi_p = k_p \cdot (C_p - C), \quad (2)$$

$$\varphi_s = k_s \cdot (S - k_c \cdot C), \quad (3)$$

$$k_p = k_{p,01} \cdot f_1(T) + k_{p,02} \cdot f_2(v_{al}, D_{al}), \quad (4)$$

$$k_c = k_{c,0} \cdot f_3(T) \cdot (S_m - S), \quad (5)$$

$$S_m = S_{m,0} \cdot f_4(T, pH), \quad (6)$$

где C_p – значение, ориентировочно соответствующее условно равновесному состоянию, а в случае смешения морских и речных вод – концентрации вещества в морских водах; S – концентрация вещества в твердой фазе донных отложений; k_p – коэффициент массообмена, пропорциональный некоторым постоянным значениям $k_{p,01}$ и $k_{p,02}$ при определенных значениях температуры воды T_f , средних на участке (протяженностью L) значениях скорости течения v_{al} и коэффициента гидродисперсии D_{al} , а также функциям f_1 и f_2 , описывающим отклонения фактических значений температуры воды, скорости течения и коэффициента гидродисперсии от T_f , v_{al} , D_{al} соответственно (4); k_s – коэффициент сорбционного обмена; k_c – коэффициент, характеризующий соотношение сорбции и десорбции в зависимости (5) от некоторого постоянного значения $k_{c,0}$ при определенных значениях температуры воды T_c , функции f_3 , описывающей отклонение фактических значений температуры воды от T_c , а также разности между сорбционной емкостью донных отложений S_m и концентрацией вещества S ; сорбционная емкость S_m (6), в свою очередь, определяется некоторым постоянным значением $S_{m,0}$, характерным для определенного минерального и химического состава донных отложений с учетом активных центров сорбции и ионного обмена в виде глинистых минералов, гидроокисей металлов и гуминовых веществ, состояние которых приближенно описывается функцией f_4 [Lasaga, 1995; White, 1995; Крайнов, Рыженко, Швеи, 2004; Nguyen, Savenije, 2006; Robinson et al., 2006].

С учётом указанных обозначений уравнение (1) принимает вид (7), а решение последнего – (9) [Loucks, Van Beek, 2005; Benedini, Tsakiris, 2013]. Частное решение (7) при существенном преоблада-

нии скоростей процессов сорбции и десорбции, растворения и осаждения, ионного обмена по сравнению с адвективно-диффузионным переносом соответствует уравнениям (10), (11), которые при малых значениях k_p и $k_p \cdot C_p$ и $k_p=1$ переходят в уравнение Лэнгмюра:

$$D \cdot \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \cdot \frac{\partial C}{\partial x} + k_s \cdot S + k_{p,0} \cdot f_1 \cdot C_p - k_r \cdot C = 0, \quad (7)$$

$$k_r = k_s \cdot k_{c,0} \cdot f_2 \cdot (S_{m,0} \cdot f_3 - S) + k_p, \quad (8)$$

$$C = C_e + (C_0 - C_e) \cdot$$

$$\exp\left(\frac{x \cdot v_{al}}{2 \cdot D_{al}} \cdot \left(1 - \sqrt{1 + \frac{4 \cdot k_r \cdot D_{al}}{v_{al}^2}}\right)\right), \quad (9)$$

$$C_e = \frac{k_s \cdot S + k_p \cdot C_p}{k_s \cdot k_{c,0} \cdot f_3 \cdot (S_m - S) + k_p}, \quad (10)$$

$$S = \frac{k_{c,0} \cdot f_3 \cdot S_m \cdot C - \frac{k_p}{k_s} \cdot (C_p - C)}{1 + k_{c,0} \cdot f_3 \cdot C}, \quad (11)$$

где C_0 – начальное значение концентрации вещества, принимаемое в случае изучения смешения морских и речных вод равным концентрации в речных водах (в створе 75 км от морского края дельты); k_r – удельная скорость трансформации вещества в результате процессов растворения и осаждения, сорбции и десорбции, ионного обмена (8).

Коэффициенты k_p , k_s , k_c учитывают температуру среды и условия контакта между водными массами, взвешенными и влекомыми наносами, донными отложениями, что определяет индивидуальные особенности структуры функций f_1 и f_2 применительно к конкретному водному объекту. Аргументами функции f_1 обычно являются величины, характеризующие турбулентный обмен через абсолютные и / или относительные значения средней скорости течения и коэффициенты гидродисперсии [Мелиорация... 1988; Справочник... 1989].

Значения скорости течения и глубины рукава Хамлуонг в створах проведения промерных работ [Тон, 2013] определялись по зависимостям от расхода воды, который был принят по состоянию на 01.01.2013 г. в размере 932 м³/с. Уклон водной поверхности принят в размере 0,008 м/км [Фунг, 2015]. В прочих створах скорость и коэффициент гидродисперсии оценивались путем интерполяции между значениями в промерных створах. Коэффициент гидродисперсии ориентировочно принят, согласно А.В. Караушеву [Караушев, 1969], по формулам:

$$D = \frac{v \cdot h}{N_{ш}}, \quad (12)$$

$$N_{ш} = \frac{M_{ш} \cdot C_{ш}}{g}, \quad (13)$$

$$M_{ш} = \begin{cases} 0,7 \cdot C_{ш} + 6; & 10 \leq C_{ш} \leq 60 \\ 48; & C_{ш} > 60 \end{cases}, \quad (14)$$

где g – ускорение свободного падения; h – средняя глубина в створе; $C_{ш}$ – коэффициент Шези, определяемый по формуле Маннинга:

$$C_{ш} = \frac{h^{1/6}}{n_r}, \quad (15)$$

где n_r – коэффициент шероховатости. Средние на участке значения характеристики Z_{al} (одна из величин – v , h и D) определялись по формуле

$$Z_{al} = \frac{\sum \frac{(Z_i + Z_{i-1})}{2} \cdot l_{i-1,i}}{L}, \quad (16)$$

где $l_{i-1,i}$ – расстояние между створами $(i-1)$ и (i) ; L – общая протяженность участка.

Подбор параметров сорбционной емкости S_m , функций f_1, f_2, f_3, f_4 в уравнениях (4)–(6) проводился средствами пакета MS Excel методом общего понижающего градиента. В качестве критерия оптимальности использовалось соотношение Нэша – Сатклифа [Nash, Sutcliffe, 1970] при условии [Бефани, Калинин, 1983]:

$$NS = 1 - \frac{\sum (Z_m - Z_s)^2}{\sum (Z_m - Z_{ma})^2} > 0,36, \quad (17)$$

где Z_m и Z_s – измеренные и вычисленные значения величины Z ; Z_{ma} – среднее измеренное значение величины Z .

Результаты исследования и их обсуждение

Апробация модели (9) проведена по данным, полученным Фунг Тхай Зыонгом в январе 2013 г. об удельной электропроводности поверхностных вод и водной вытяжки из донных отложений, содержаниях Cu и Pb в поверхностных водах и кислотной вытяж-

ке из донных отложений рукава Хамлуонг в 75,0; 70,0; 64,5; 57,2; 44,5; 41,6; 35,0; 28,0; 20,5; 15,2; 9,2 и 4,2 км от морского края дельты [Фунг, Савичев, Нгуен, 2015]. Значения C_p для удельной электропроводности определены по данным о солёности прибрежных морских вод и зависимости между солёностью и удельной электропроводностью по данным [Океанология... 1979; An Assessment... 2008; Chen et al., 2010], а для меди и свинца – подбором.

Анализ полученных результатов показал, во-первых, возможность использования системы уравнений (1–16) для описания изменения физико-химических и геохимических показателей состояния водных объектов в зоне смешения речных и морских вод в дельте Меконга (табл. 1, рис. 2–4). При этом следует отметить, что получено лучшее приближение к результатам измерений (по рукавам Диньан, Чанье, Кочьен), чем с использованием решений упрощенного стационарного уравнения адвективно-го переноса [Nguyen, Savenije, 2006].

Во-вторых, удовлетворительное соответствие вычисленных значений измеренным достигается уже при допущении незначительного адвективно-диффузионного переноса (10), (11). Применение уравнения (9) не приводит к существенному улучшению результатов вычислений (табл. 1).

Таблица 1

Значения показателя качества моделирования NS^* (17)

Table 1

Values of a parameter of quality of modelling NS^* (17)

Условия моделирования	Удельная электропроводность	Концентрация меди	Концентрация свинца
Поверхностные воды без учета адвективно-диффузионного переноса	0,99	0,85	0,59
Поверхностные воды с учетом адвективно-диффузионного переноса	0,99	0,85	0,59
Вытяжка из донных отложений*	0,89	0,66	0,51

Примечание. * расчет показателя проводился для створов в 72,0–4,2 км от морского края дельты; соответственно, вычисленные значения в створе 75 км от морского края дельты на рис. 2–4 не приведены; ** удельная электропроводность водной вытяжки, а концентрации Cu и Pb – в кислотной.

Note: * calculation of a parameter was carried out for cross-sections at 72.0–4.2 kms from sea edge of delta; accordingly, the calculated values in створе 75 kms from sea edge of delta on fig. 2–4 are not resulted; ** specific electric conductivity of a water extract, and concentration Cu and Pb – in acid extract.

В-третьих, наибольшие значения показателя NS достигаются при допущении $f_3 = 1$ и определении значений k_p, S_m по формулам вида (18), (19):

$$k_p = k_{p,01} \cdot \exp\left(\frac{k_{p,T}}{273,15+T}\right) + k_{p,02} \cdot \left(\frac{D}{v} - k_{p,v,D}\right)^2, \quad (18)$$

$$S_m = S_{m,0} \cdot pH^{b1} \cdot T^{b2}, \quad (19)$$

где $k_{p,T}, k_{p,v,D}, b1, b2$ – эмпирические коэффициенты. По результатам сравнения расчета концентраций в вытяжках из донных отложений по уравнению (11)

при расчетных значениях $k_p, b1$ и варианте, когда $k_p=b1=0$, можно предположить, что pH определяет для меди и общего содержания растворенных солей по удельной электропроводности 71–72 % массы сорбированного вещества в донных отложениях, а для свинца – более 90 %.

Сопоставление результатов расчета геохимических и гидравлических характеристик также показало, что сорбционная емкость S_m в целом возрастает с

увеличением не только pH, но и коэффициента шероховатости n_r (20), (21), причем нами отмечены примерно одинаковые тенденции возрастания значений pH и n_r по мере приближения к морскому краю дельты (рис. 5), а в работе [An assessment... 2008] – обратная зависимость значений pH и содержания растворенного алюминия (можно предположить, что при этом возрастает содержание Al в коллоидной и взвешенной форме, что согласуется с увеличением содержания взвешенных наносов и общим увеличением значений n_r):

$$S_m(\text{Cu}) = 43,945 \cdot n_r^{0,089}; NS = 0,53, \quad (20)$$

$$S_m(\text{Pb}) = 20,606 \cdot n_r^{0,513}; NS = 0,76. \quad (21)$$

Указанные факты свидетельствуют о преобладании процессов осаждения и соосаждения (с сорбцией компонентов на осаждающихся частицах глини-

стых минералов и некоторых малорастворимых органометаллических соединений), что в целом соответствует результатам термодинамических расчетов, выполненных по результатам полевых и лабораторных работ на рукаве Хамлуонг в январе 2014 г., и хорошо согласуется с концепцией маргинального фильтра [Лисицын, 1994]. В частности, в работе [Савичев, Фунг, 2014] было показано, что поверхностные воды в дельте Меконга в целом недонасыщены относительно первичных алюмосиликатов и незначительно пересыщены относительно кварца и соединений кальция и магния с гуминовыми кислотами, причем по мере приближения к морю отмечается уменьшение их недонасыщенности относительно карбонатных минералов (или даже незначительное пересыщение).

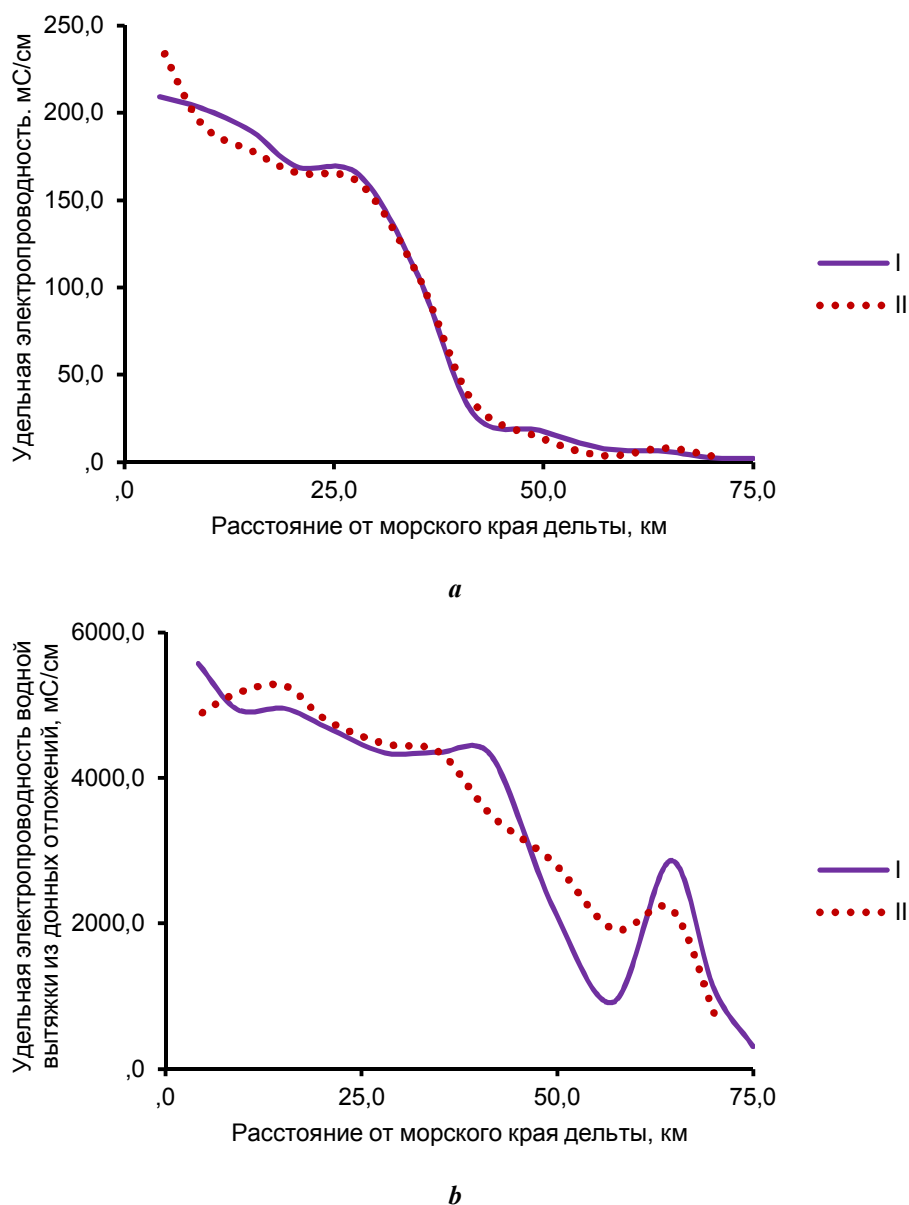


Рис. 2. Изменение измеренных (I) и вычисленных (II) значений удельной электропроводности поверхностных вод (a) и водной вытяжки из донных отложений (b) по длине рукава Хамлуонг

Fig. 2. Change of measured (I) and calculated (II) values of specific electric conductivity of surfaces waters (a) and a water extract from channel sediments (b) on length of the Ham Luong channel

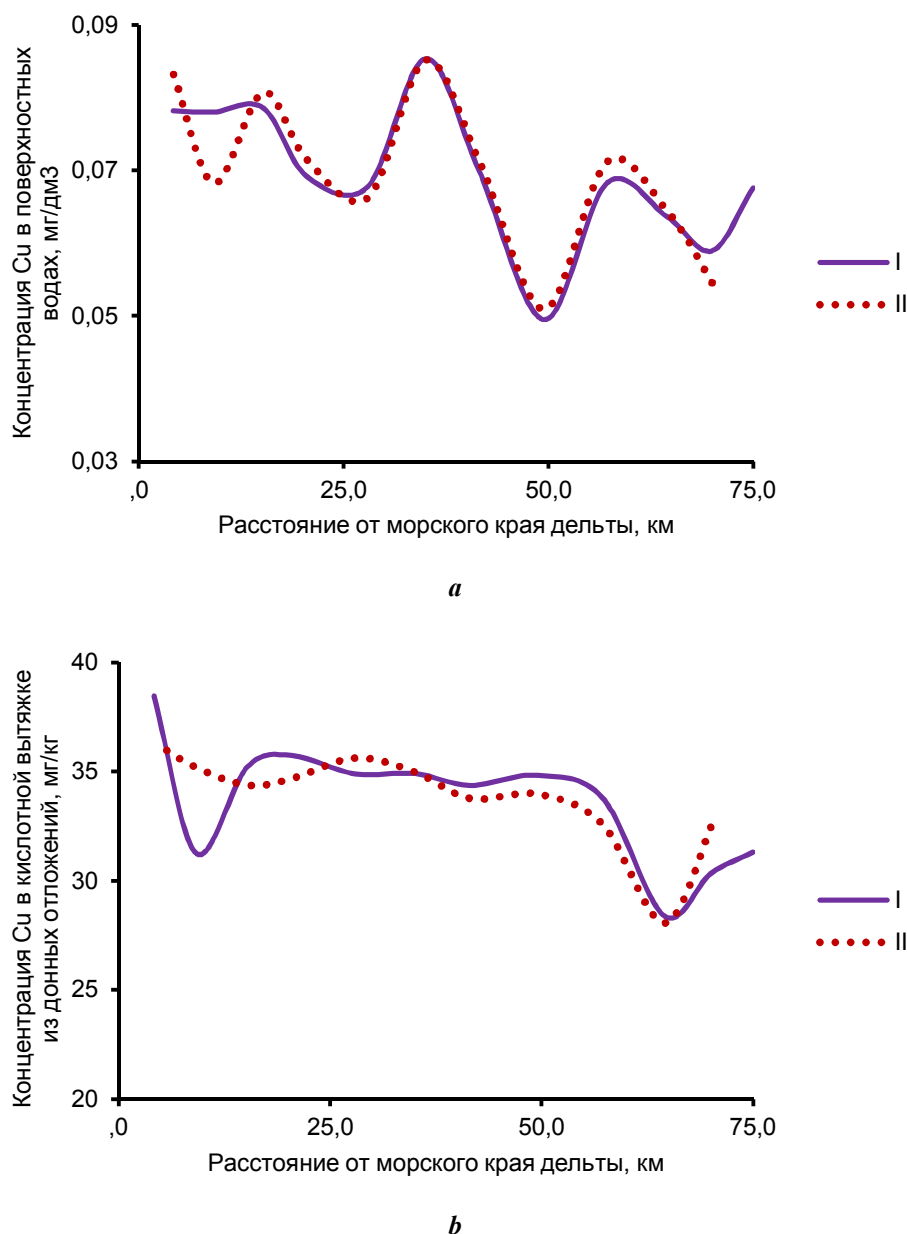


Рис. 3. Изменение измеренных (I) и вычисленных (II) концентраций Cu в поверхностных водах (a) и водной вытяжке из донных отложений (b) по длине рукава Хамлуонг

Fig. 3. Change of measured (I) and calculated (II) values of Cu-concentration in surfaces waters (a) and a water extract from channel sediments (b) on length of the Ham Luong channel

Уменьшение скоростей течения потока у морского края дельты приводит к снижению его транспортирующей способности и отложению наносов [Vu et al., 2016], сопровождающемуся увеличением сорбционной емкости донных отложений, времени взаимодействия частиц наносов и донных отложений с водой (время осаждения частиц в целом возрастает с уменьшением их размера и гидравлической крупности) и сорбции компонентов раствора, особенно тех, которые находятся в равновесии с минералами наносов и донных отложений или в состоянии пересыщения. При этом следует отметить, что достаточно

резкое увеличение удельной электропроводности водной вытяжки из донных отложений на участке около 40–50 км от морского края дельты (рис. 2, b) сопровождается появлением обратной зависимости между удельной электропроводностью и модулем средней по вертикали пульсационной скорости w (рис. 6), вычисленной, согласно [Караушев, 1969], по формуле (22):

$$w = \frac{v}{\sqrt{N_{ш}}}, \quad (22)$$

где v – средняя скорость течения; величина $N_{ш}$ определяется по формуле (13).

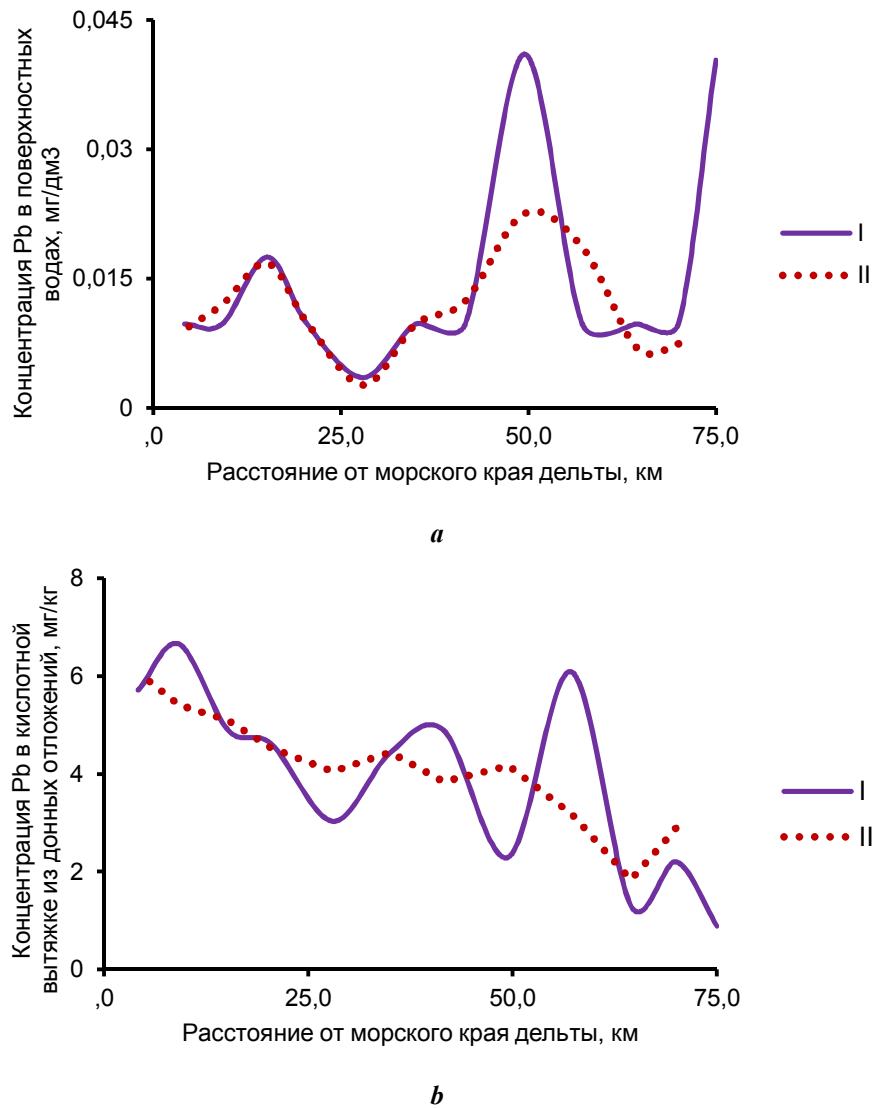


Рис. 4. Изменение измеренных (I) и вычисленных (II) концентраций Pb в поверхностных водах (a) и водной вытяжке из донных отложений (b) по длине рукава Хамлуонг

Fig. 4. Change of measured (I) and calculated (II) values of Pb-concentration in surfaces waters (a) and a water extract from channel sediments (b) on length of the Ham Luong channel

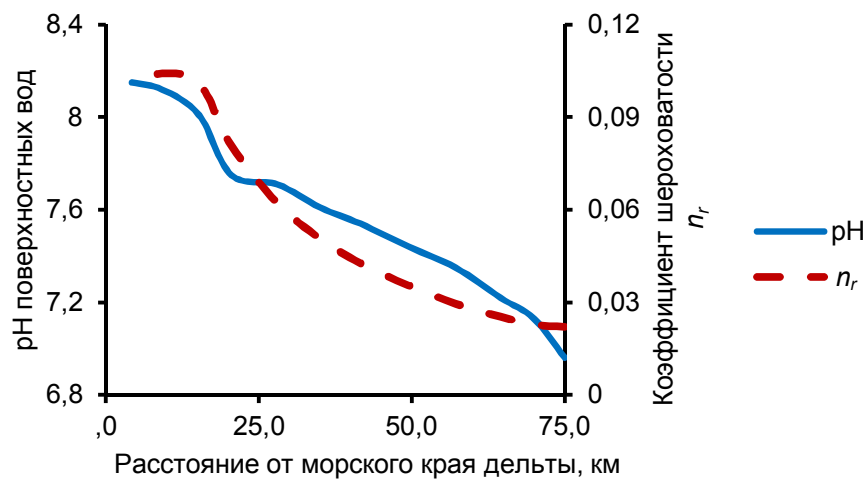


Рис. 5. Изменение значений pH и коэффициента шероховатости по длине рукава Хамлуонг

Fig. 5. Change of values pH and roughness factor on length of the Ham Luong channel

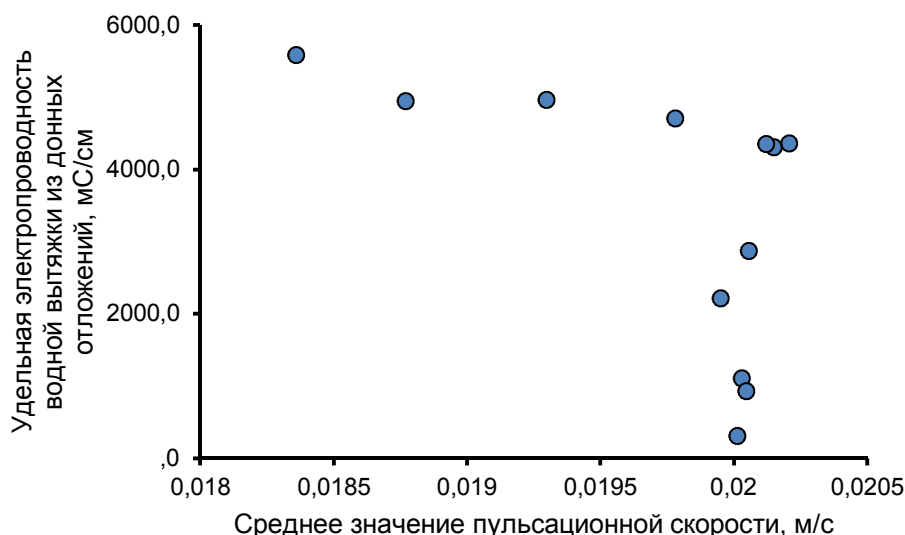


Рис. 6. Соотношение значений средней пульсационной скорости по вертикали w (22) и удельной электропроводности водной вытяжки из донных отложений рукава Хамлуонг

Fig. 6. Ratio of values of average velocity of pulsations (on a vertical) w (22) and specific electric conductivity of a water extract from sediments of the Ham Luong channel

Закключение

В результате выполненного исследования разработана методика моделирования изменений удельной электропроводности и содержаний Cu и Pb в поверхностных водах и вытяжках из донных отложений в устьевой области Меконга, позволяющая получить достаточно точное соответствие измерениям, выполненным Фунг Тхай Зыонгом [Фунг, 2015; Фунг, Савичев, Нгуен, 2015].

На основе этой методики и в рамках концепции маргинального фильтра [Лисицын, 1994] обоснована выявленная в [Фунг, 2015; Фунг, Савичев, Нгуен, 2015] зависимость концентраций ряда микроэлементов в вытяжках из донных отложений в дельте Меконга от величины pH поверхностных вод – важного фактора направленности процессов растворения,

осаждения и соосаждения малорастворимых веществ в зоне смешения морских и речных вод, а также формирования сорбционной емкости донных отложений.

Параметры уравнений (9)–(11) могут быть в дальнейшем уточнены (особенно для Cu и Pb), но в целом рассмотренная модель может быть использована не только для объяснения наблюдаемых изменений химического состава поверхностных вод и донных отложений в устьевых областях рек, но и для планирования мероприятий по управлению качеством компонентов окружающей среды, например путем изъятия донных отложений, замены грунтов с другим гранулометрическим, минеральным и химическим составом, изменения скоростного режима и т.д.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00042, 18-55-80015.

ЛИТЕРАТУРА

- Бэфани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. Л. : Гидрометеиздат, 1983. 390 с.
- Гордеев В.В. Система река – море и ее роль в геохимии океана : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М. : Институт океанологии РАН, 2009. 35 с.
- Караушев А.В. Речная гидравлика. Л. : Гидрометеиздат, 1969. 416 с.
- Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические и экологические аспекты. М. : Наука, 2004. 677 с.
- Лазарева Е.В., Парфенова А.М., Демина Т.С., Романова Н.Д., Беляев Н.А., Романкевич Е.А. Перенос коллоидной компоненты речного стока через эстуарии // Океанология. 2017. Т. 57, № 4. С. 575–586.
- Лехов А.В. Физико-химическая гидрогеодинамика. М. : КДУ, 2010. 500 с.
- Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34, № 5. С. 735–747.
- Мелиорация и водное хозяйство : в 5 т. Т. 5: Водное хозяйство / под ред. И.И. Бородавченко. М. : Агропромиздат, 1988. 399 с.
- Михайлов В.Н., Араклянц А.Д. Особенности гидрологических и морфологических процессов в устьевой области р. Меконг // Водные ресурсы. 2010. Т. 37, № 3. С. 259–273.

Михайлов В.Н., Повалишников Е.С., Исупова М.В., Михайлова М.В. Дельты как индикаторы крупномасштабных изменений природных условий в речных бассейнах и приемных вод // Проблемы гидрологии и гидроэкологии. М. : МГУ, 1999. Вып. 1. С. 217–237.

Океанология. Химия океана / под ред. О.К. Бордовского, В.Н. Иваненкова. М. : Наука, 1979. Т. 1. 518 с.

Савченко А.В., Грамм-Осипов Л.М., Марьяш А.А. Физико-химическое моделирование поведения микроэлементов (As, V, Co, Hg) при смешении речной и морской вод (система рек Раздольная – Амурский залив) // Океанология. 2009. Т. 49, № 1. С. 45–52.

Савенко А.В., Покровский О.С., Кожин М.Н. Трансформация стока растворенных веществ в устьевых областях малых водотоков южного побережья Кольского полуострова // Океанология. 2011. Т. 51, № 5. С. 837–848.

Савенко В.С. Геохимические проблемы глобального гидрологического цикла // Проблемы гидрологии и гидроэкологии. М.: МГУ, 1999. Вып. 1. С. 48–72.

Савичев О.Г., Фунг Т.З. Эколого-геохимическое состояние поверхностных вод и донных отложений в дельте Меконга (Вьетнам) // Вестник Томского государственного университета. 2014. № 388. С. 246–252.

Справочник по гидрохимии / под ред. А.М. Никанорова. Л. : Гидрометеиздат, 1989. 391 с.

Тон Т.Х. Экологический мониторинг в провинции Бен Тре. Бен Тре : Департамент науки и технологии, 2013. 139 с. (на вьетнам. яз.).

Фунг Т.З. Эколого-геохимическое состояние дельты реки Меконг (республика Вьетнам) по результатам изучения донных отложений : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск : Томск. политехн. ун-т, 2015. 25 с.

Фунг Т.З., Савичев О.Г., Нгуен К.Х. Микроэлементный состав донных отложений в дельте реки Меконг (Республика Вьетнам) // Водные ресурсы. 2015. Т. 42, № 5. С. 536–543.

Хоанг В.Х. Формирование химического состава подземных вод дельты реки Меконг (СРВ) и перспективы их использования в народном хозяйстве : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М. : МГРИ, 1990. 18 с.

An Assessment of water quality in the Mekong Basin. Technical Paper No. 19. Vientian: Mekong river commission. 2008. 70 p.

Benedini M., Tsakiris G. Water Quality Modelling for Rivers and Streams. Dordrecht : Springer, 2013. 288 p.

Chen W., Liu Q., Huh C.-A., Dai M., Miao Y.-Ch. Signature of the Mekong River plume in the western South China Sea revealed by radium isotopes // Journal of Geophysical Research. 2010. V. 115. P. 1–12. DOI:10.1029/2010JC006460.

Hart B.T., Jones M.J., Pistone G. Transboundary Water Quality Issues in the Mekong River Basin // Mekong River Commission. Water Studies Centre, Monash University, Australia, 2001. 77 p.

Hoa L.T.V., Nhan N.H., Wolanski E., Cong T.T., Shigeko H. The combined impact on the flooding in Vietnam's Mekong River delta of local man-made structures, sea level rise, and dams upstream in the river catchment // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2007. № 71. P. 110–116.

Jakob A. Modelling Solute Transport Using the Double Porous Medium Approach // Modelling in aquatic chemistry. Paris, France : Organisation for economic co-operation and development (OECD). Nuclear Energy Agency, 1997. P. 525–576.

Lasaga A.C. Fundamental approaches in describing mineral dissolution and precipitation rates // Reviews in Mineralogy. Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals // Mineralogical Society of America. 1995. V. 31. P. 23–86.

Loucks D.P., Van Beek E. Water Resources Systems Planning and Management. An introduction to Methods, Models and applications. Turin : UNESCO, 2005. 680 p.

Nash J.E., Sutcliffe J.V. River flow forecasting through conceptual models. Part I: A discussion of principles // Journal of Hydrology. 1970. № 10 (3). P. 282–290.

Nguyen A.D., Savenije H.H. Salt intrusion in multi-channel estuaries: a case study in the Mekong Delta, Vietnam // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2006. V. 10, P. 743–754. DOI: 10.5194/hess-10-743-2006.

Robinson B., Bolan N., Mahimairaja S., Clothier B. Solubility, Mobility, and Bioaccumulation of trace Elements; abiotic Processes in the Rhizosphere // Trace elements in the Environment. Biogeochemistry, Biotechnology, and Bioremediation / ed. by M.N.V. Prasad, K.S. Sajwan, R. Naidu. USA. N.Y. : Taylor&Francis, 2006. P. 97–110.

The Mekong River Commission (<http://archive.iwlearn.net/mrcmekong.org>) (дата обращения: 15.03.2018).

Vu D.V., Sylain O., Nguyen V.T., Nguyen N.T. Numerical Simulation of Suspended sediment Dynamic Due to Seasonal Forcing in the Mekong Coastal Area // Water. 2016. V. 2655, № 8. DOI 10.3390/w8060255.

White Ar.F. Chemical weathering rates of silicate minerals in soils // Reviews in Mineralogy. Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals / Mineralogical Society of America. 1995. V. 31. P. 405–462.

Авторы:

Савичев Олег Геннадьевич, профессор, доктор географических наук, профессор отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия. E-mail: OSavichev@mail.ru

Гусева Наталья Владимировна, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, руководитель отделения геологии Инженерной школы природных ресурсов, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия. E-mail: guseva24@yandex.ru

Geosphere Research, 2018, 2, 72–82. DOI: 10.17223/25421379/7/5

O.G. Savichev, N.V. Guseva

National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

INTERRELATIONS BETWEEN THE CHEMICAL COMPOSITION OF SEDIMENTS AND SURFACES WATERS IN MOUTH AREAS OF THE MEKONG RIVER (VIET NAM)

The technique of modelling of changes of specific electric conductivity and contents of copper and lead in surface waters and extracts from bottom sediments in a mouth of the Mekong river is developed, allowing to receive exact enough conformity to measure-

ments. Measurements of physical–chemical and geochemical parameters are executed by Phung Thai Duong in January, 2013 in the Ham Luong channel (one of large channels of delta of the Mekong river). On the basis of this technique and within the framework of the concept of marginal filter dependence of concentration of some microelements in extracts from bottom sediments in delta of the Mekong river from pH-value of surface waters – the important factor of an orientation of processes of dissolution, sedimentation and co-sedimentation of substances with small solubility in a zone of mixture of sea and river waters, and also formations of sorption capacity of bottom sediments is proved revealed earlier by Phung Thai Duong and co-authors.

The model of change of concentration of substances in surface waters and ground adjournment in a zone of mixture of sea and river waters represents the simplified analytical decision of the one-dimensional stationary equation of advective and diffusion flow. Author's interpretation of function of receipt of substances in bottom sediments and surface waters is offered. Approbation of model is carried out for specific electric conductivity, concentration of copper and lead. Parameters of model can be specified in further (especially for Cu and Pb). But as a whole the considered model can be used not only for an explanation of observable changes of a chemical compound of surface waters and bottom sediments in a rivers mouth, but also for planning actions on quality management of components of an environment, for example, by withdrawal of bottom sediments, replacement of sediments with other size of particles, another mineral and a chemical composition, changes of a high-speed mode and so on.

Keywords: delta of the Mekong river, mixture of sea and river waters, a chemical composition.

References

- Befani N.F., Kalinin G.P. *Uprazhneniya i metodicheskiye razrabotki po gidrologicheskim prognozam* [Exercises and methodological work on hydrological forecasts]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1983. 390 p. In Russian.
- Gordeyev V.V. *Sistema reka - more i yeye rol' v geokhimii okeana* [The river-sea system and its role in the geochemistry of the ocean]. Avtoref. dis. na soisk. uch. step. d.g.-m.n. Moscow : Institut okeanologii RAN, 2009. 35 p. In Russian.
- Karushev A.V. *Rechnaya gidravlika* [River Hydraulics] Leningrad: Gidrometeoizdat, 1969. 416 p. In Russian.
- Kraynov S.R., Ryzhenko B.N., Shvets V.M. *Geokhimiya podzemnykh vod. Teoreticheskiye i ekologicheskiye aspekty* [Geochemistry of groundwater. Theoretical and ecological aspects] Moscow : Nauka, 2004, 677 p. In Russian.
- Lazareva Ye.V., Parfenova A.M., Demina T.S., Romanova N.D., Belyayev N.A., Romankevich Ye.A. Transport of the colloid matter of riverine runoff through estuaries // *Oceanology*. 2017. T. 57. № 4. pp. 520–529.
- Lekhov A.V. *Fiziko-khimicheskaya gidrogeodinamika* [Physicochemical hydrogeodynamics] Moscow: KDU, 2010. 500 p. In Russian.
- Lisitsyn A.P. *Marginal'nyy fil'tr okeanov* [Marginal filter of the oceans] // *Okeanologiya*. 1994. T. 34. № 5. pp. 735–747. In Russian.
- Melioratsiya i vodnoye khozyaystvo* [Melioration and water management]. In 5 vol. V. 5. *Vodnoye khozyaystvo* [Water management] / Ed. by I.I. Borodavchenko. Moscow : Agropromizdat. 1988. 399 p. In Russian.
- Mikhailov V.N., Arakelyants A.D. Specific features of hydrological and morphological processes in the mouth area of the Mekong river // *Water Resources*. 2010. T. 37. № 3. pp. 253–267.
- Mikhaylov V.N., Povalishnikova Ye.S., Isupova M.V., Mikhaylova M.V. *Del'ty kak pokazateli krupnomasshtabnykh izmeneniy v rechnykh basseynakh i priyemnykh vodnykh* [Delta as indicators of large-scale changes in natural conditions in river basins and in the reception waters] // *Problemy gidrologii i gidroekologii*. Vyp. 1. Moscow : MGU, 1999. pp. 217–237. In Russian.
- Okeanologiya. Khimiya okeana* [Oceanology. Chemistry of the ocean] T. 1 / Ed. by O.K. Bordovskogo, V.N. Ivanenkova. Moscow : Nauka, 1979. 518 p. In Russian.
- Savchenko A.V., Gramm-Osipov L.M., Mar'yash A.A. physicochemical modeling of the behavior of microelements (As, V, Cr, Co, and Hg) under the mixing of riverine and marine waters (the Razdol'naya river-Amur bay system) // *Oceanology*. 2009. T. 49, № 1, pp. 39–46.
- Savenko A.V., Pokrovsky O.S., Kozhin M.N. Transformation of the dissolved components runoff in the mouth areas of small watersheds of the southern coast of the Kola peninsula // *Oceanology*. 2011. T. 51. № 5. pp. 785–795.
- Savenko V.S. *Geokhimicheskiye problemy global'nogo gidrologicheskogo tsikla* [Geochemical problems of the global hydrological cycle] / *Problemy gidrologii i gidroekologii*. Vyp. 1. Moscow : MGU. pp. 48–72. In Russian.
- Savichev O.G., Phung Thai D. The ecogeochemical condition of surface waters and bed sediments in the delta of the Mekong River (Vietnam) // *Tomsk State University Journal*. 2014. № 388. pp. 246–252. In Russian
- Spravochnik po gidrokhimii* [Handbook of hydrochemistry] / Ed. A.M. Nikanorova. Leningrad : Gidrometeoizdat, 1989. 391 p. In Russian
- Tong T.Kh. Ecological monitoring in the province of Ben Tre. Ben Tre: Department of Science and Technology. 2013. 139 p. In Vietnamese
- Phung Thai D. *Ekologo-geokhimicheskoye sostoyaniye del'ty reki Mekong (respublika V'yetnam) po rezul'tatam izucheniya donnykh otlozheniy* [Ecological and geochemical status of the Mekong Delta (Republic of Vietnam) based on the study of bottom sediments]. Avtoref. dis. na soisk. uch. step. k.g.-m.n. Tomsk: Tomsk. politekhn. un-t. 2015. 25 p. In Russian
- Phung Thai D., Savichev O.G., Khyong N.K. Microelement composition of bottom sediments in Mekong river delta, Republic of Vietnam // *Water Resources*. 2015. T. 42. № 5. pp. 683–689.
- Khoang V.KH. *Formirovaniye khimicheskogo sostava podzemnykh vod del'ty reki Mekong (SRV) i perspektivy ikh ispol'zovaniya v narodnom khozyaystve* [Formation of the chemical composition of groundwater in the Mekong Delta (SRV) and the prospects for their use in the national economy]. Avtoref. dis. na soisk. uch. step. k.g.-m.n. Spetsial'nost' 01.00.00 – gidrogeologiya. Moscow : MGRI, 18 p.
- An Assessment of water quality in the Mekong Basin. Technical Paper No. 19. Vientian: Mekong river commission. 2008. 70 p.
- Benedini M., Tsakiris G. *Water Quality Modelling for Rivers and Streams*. Dordrecht: Springer, 2013. 288 p.
- Chen W., Liu Q., Huh C.-A., Dai M., Miao Y.-Ch. Signature of the Mekong River plume in the western South China Sea revealed by radium isotopes // *Journal of geophysical research*. 2010. V. 115. pp. 1–12. DOI:10.1029/2010JC006460.
- Hart B.T., Jones M.J., Pistone G. Transboundary Water Quality Issues in the Mekong River Basin // Mekong River Comission. Water Studies Centre, Monash University, Australia, 2001. 77 p.
- Hoa L.T.V., Nhan N.H., Wolanski E., Cong T.T., Shigeko H. The combined impact on the flooding in Vietnam's Mekong River delta of local man-made structures, sea level rise, and dams upstream in the river catchment // *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 2007. No 71, pp. 110–116.

- Jakob A. Modelling Solute Transport Using the Double Porous Medium Approach // Modelling in aquatic chemistry. Paris, France: Organisation for economic co-operation and development (OECD). Nuclear Energy Agency, 1997, pp. 525–576.
- Lasaga A.C. Fundamental approaches in describing mineral dissolution and precipitation rates // Reviews in Mineralogy. Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals / Mineralogical Society of America. 1995. V. 31. pp. 23–86.
- Loucks D.P., Van Beek E. Water Resources Systems Planning and Management. An introduction to Methods, Models and applications. Turin : UNESCO, 2005. 680 p.
- Nash J.E., Sutcliffe J.V. River flow forecasting through conceptual models. Part I – A discussion of principles // Journal of Hydrology. 1970. № 10 (3). pp. 282–290.
- Nguyen A.D., Savenije H.H. Salt intrusion in multi-channel estuaries: a case study in the Mekong Delta, Vietnam // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2006. V. 10, pp. 743–754. DOI: 10.5194/hess-10-743-2006.
- Robinson B., Bolan N., Mahimairaja S., Clothier B. Solubility, Mobility, and Bioaccumulation of trace Elements; abiotic Processes in the Rhizosphere // Trace elements in the Environment. Biogeochemistry, Biotechnology, and Bioremediation / edited by M.N.V. Prasad, K.S. Sajwan, R. Naidu. USA. New York: Taylor&Francis. 2006. pp. 97–110.
- The Mekong River Commission (<http://archive.iwlearn.net/mrcmekong.org> (дата обращения 15.03.2018)).
- Vu D.V., Sylain O., Nguyen V.T., Nguyen N.T. Numerical Simulation of Suspended sediment Dynamic Due to Seasonal Forcing in the Mekong Coastal Area // water. 2016. Vol. 2655. N 8. DOI 10.3390/w8060255.
- White Ar.F. Chemical weathering rates of silicate minerals in soils // Reviews in Mineralogy. Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals / Mineralogical Society of America. 1995. V. 31. pp. 405–462.

Authors:

Savichev Oleg G., Dr. Sci. (Geogr.), Professor, Department of Hydrogeology, Engineering Geology and Hydrogeocology, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia. E-mail: OSavichev@mail.ru

Guseva Natalia V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Head of Division for Geology, School of Earth Sciences & Engineering, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia. E-mail: guseva24@yandex.ru

ЮБИЛЕЙНАЯ ДАТА

К 130-летию со дня открытия минералогического музея имени И.К. Баженова Томского государственного университета

В.Л. Свешникова

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Минералогический музей имени И.К. Баженова Томского государственного университета является структурным подразделением кафедры минералогии и геохимии геолого-географического факультета и выполняет учебно-образовательные функции. С первых дней своего существования музей уделял и уделяет большое внимание научной и просветительской работе. Фонды музея насчитывают свыше 30 тыс. образцов. Музей располагает экспозиционным залом площадью 170 м² в главном корпусе университета. Гордостью музея являются исторические коллекции образцов минералов конца XIX – начала XX в., связанные с именами известных ученых, горных инженеров, золотопромышленников, таких как А.М. Зайцев, П.П. Пилипенко, В.А. Обручев, П.П. Иванов, а также подаренные Фрайбергской горной академией, известной фирмой «Д-р Ф. Кранц». Золотым фондом являются коллекции, собранные многолетними экспедициями преподавателей и студентов Томского университета.

Ключевые слова: минерал, руда, минералогическая коллекция, Сибирь, Алтай, систематика, первые поступления.



**А.М. Зайцев – основатель
минералогического музея ТГУ**

**A.M. Zaitsev – the founder
of the mineralogical museum of TSU**

Минералогический музей Томского государственного университета является одним из старейших и наиболее крупных вузовских музеев страны за Уралом. Он основан профессором А.М. Зайцевым в 1888 г. Своим созданием и открытием музей во многом обязан значительным пожертвованиям, которые делали купцы, золотопромышленники, горные инженеры, выдающиеся ученые, а также высшие учебные заведения.

Первое пожертвование было сделано в 1880 г. томским купцом З.М. Цибульским, который передал в музей 882 образца минералов и 138 образцов горных пород, характеризующих главным образом месторождения Восточной Сибири [Краткий исторический... 1913; Профессора... 1996]. В 1883 г. начальником Змеиногорского округа на Алтае, горным инженером П.П. Ивановым музею была подарена коллекция, содержащая 2 949 штучек минералов и горных пород, большей частью из рудников Западного Алтая (рис. 1). Коллекция собиралась известным горным инженером Г.Б. Остермейром, была дополнена П.П. Ивановым и пожертвована университету. Она имела первостепенное значение для изучения минералогии Западного Алтая [Свешникова, 2005].

В 1884 г. попечителем Западно-Сибирского учебного округа В.М. Флоринским была приобретена коллекция инспектора Иркутской гимназии В.И. Седакова, содержащая свыше 1 000 образцов минералов из Восточной Сибири (Адун-Чилон, Слюдянка, Нерчинские рудники), и подарена минералогическому музею [Свешникова, 2005; Свешникова, Зенина, 2017].

Помимо минералов в музей поступали коллекции окаменелостей. Наиболее ценной была палеонтологическая коллекция герцога Максимилиана Лейхтенбергского, содержащая 1 258 образцов прекрасно сохранившихся редких окаменелостей и отпечатков из палеозоя и мезозоя Европейской России.

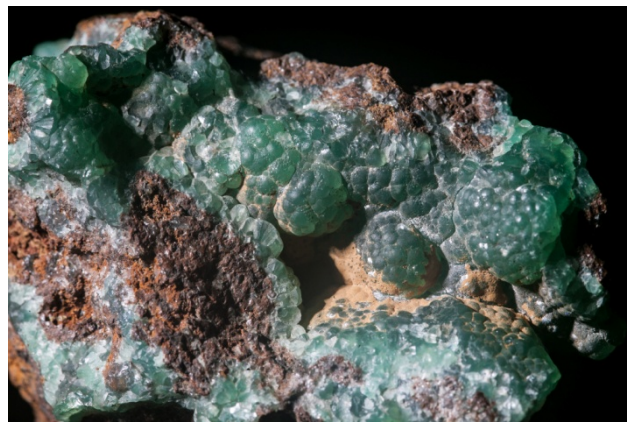
Богатую палеонтологическую коллекцию из 3 565 видов всех геологических систем, преимущественно заграничных месторождений, пожертвовал музею профессор Петровской земледельческой и лесной академии Г.А. Траутшольд [Краткий исторический... 1913; Свешникова, 2005].

Кроме этих дарений музею было сделано несколько скромных пожертвований по минералогии, геологии и палеонтологии. Так, в строительный комитет по возведению зданий университета в 1881 г. поступила кол-

лекция минералов (201 образец) крестьянина Козьмы Юкова, собранная им в окрестностях Колыванской фабрики и по рудникам Змеиногорского края. В.М. Флоринский подарил ископаемые кости мамонта, носорога, единичные образцы минералов; преподаватель Сибирского кадетского корпуса А.Б. Куртуков – небольшую коллекцию минералов и т.д.



Малахит. Медноруднянское месторождение, Урал. В.И. Седаков, 1884 г. Размер 9×6 см
Malachite. Mednorudnyanskoe field, the Urals. V.I. Sedakov, 1884. Size 9×6 cm



Смитсонит. Зыряновский рудник, Рудный Алтай, Восточный Казахстан. П.П. Иванов, 1883 г. Размер 7×5 см
Smithsonite. Zyryanovsky mine, Ore Altai, Eas Kazakhstan. P.P. Ivanov, 1883. Size 7×5 cm



Золото в кварце. Богомдарованный прииск (Коммунарское рудное поле), Хакасия. А.М. Зайцев, 1900 г. Размер 3×4 см
Gold in quartz. Bogomdarovanny mine (Kommunarovskoe ore field), Khakassia. A.M. Zaitsev, 1900. Size 3×4 cm



Галит. Месторождение Величка, Польша. Московский государственный университет, 1906 г. Размер 7×6 см
Halite. Wieliczka Mine, Poland. Moscow State University, 1906. Size 7×6 cm



Кварц-фантом. Якутия. Д.В. Пономарев, 1971 г. Размер 7×4 см
Quartz phantom. Yakutia. D.V. Ponomarev, 1971. Size 7×4 cm



Друза кальцита и кварца. Дальнегорское месторождение. Л.А. Зырянова, С.И. Коноваленко, В.Л. Свешникова. 2011 г. Размер 12×9 см
Druse of calcite and quartz crystals. Dalnegorsk deposit. L.A. Zyryanova, S.I. Konovalenko, V.L. Sveshnikov. 2011. Size 12×9 cm

Рис. 1. Образцы, поступившие в музей в разные годы. Фотографии К.С. Зениной

Fig. 1. Samples received by the museum in different years. Photos are executed by K.S. Zenina

К моменту своего открытия музей уже обладал богатой коллекцией минералов, которые активно использовались для проведения учебных занятий, экскурсий, организации выставок.

Попечитель Западно-Сибирского учебного округа В.М. Флоринский, выступая на открытии университета, подчеркнул: «Относительно учебных и научных пособий Томский университет может считать себя особенно счастливым. Люди, близко принимающие к сердцу потребности высшего просвещения, помогли ему подготовить к открытию учебных курсов богатые коллекции по многим отраслям естествознания. Благодаря им, естественно-исторические музеи нашего университета в первый же год своего существования поставлены в такое положение, что учащие и учащиеся могут найти в них достаточные пособия для научных занятий» [Краткий исторический... 1913; Свешникова, 2005].

Экскурсии в музей проводились по воскресным дням в течение всего учебного года. Число посетителей, принадлежавших к разным слоям общества, колебалось от 50 до 200 человек в день.

Уже в декабре 1888 г. в университете была организована первая научная выставка, на которой демонстрировались коллекции минералов, горных пород, окаменелостей, а также зоологические, ботанические коллекции. Она произвела большое впечатление на посетителей и стала своеобразной формой взаимодействия университета с местным обществом, частью культурной жизни университетского города и региона. Начиная с 1889 г. фонды музея пополнялись также за счет пожертвований и экскурсий сотрудников кафедры минералогии и геологии и минералогического музея [Свешникова, 2005].

Главнейшими из этих поступлений, подаренных в разные годы, являются петрографическая коллекция горного инженера Р. Гельмгакера, минералогическая коллекция горного инженера В.С. Реутовского, коллекции Н.Д. и А.Д. Романовских, А.И. Злобина, фирмы «Ф. Кранц», Сибирских высших женских курсов, Российской Академии наук, Московского университета и многих частных лиц [Краткий исторический... 1913].

Минералогический музей стал первым на территории Сибири специализированным собранием руд, минералов, окаменелых останков древних животных и растений, а его основатель А.М. Зайцев приложил немало

усилий для развития своего детища. На протяжении 16 лет, начиная с 1889 г., он каждое лето проводил научные экспедиции, изучая геологическое строение окрестностей Томска, Кузнецкого Алатау, Хакасии, Алтая, Урала, пополняя тем самым фонды музея. Из экспедиций и зарубежных поездок профессор Зайцев возвращался с новыми экспонатами. Так, в частности, в музей появились образцы многих зарубежных месторождений, а также коллекция минералов известной фирмы «Д-р Ф. Кранц».

Огромную помощь в пополнении фондов А.М. Зайцеву оказывали хранители музея А.Н. Державин, проводивший научные экспедиции в пределах Томской губернии, и П.П. Пилипенко, занимавшийся минералогическим исследованием Западного и Центрального Алтая [Свешникова, Зенина, 2017].

Безусловно, все первые коллекции, пожертвованные на заре становления музея, имеют большую историческую и научную ценность, так как представляют собой уже отработанные и недоступные для непосредственного наблюдения природные объекты.

В советский период неоценимый вклад в развитие минералогического музея внес профессор И.К. Баженов. С его именем связано систематическое геологическое изучение Западного Саяна, восточного склона Кузнецкого Алатау и Минусинской котловины. В результате многочисленных экспедиций И.К. Баженова, в том числе



И.К. Баженов – его имя присвоено музею в 1991 г.

I.K. Bazhenov – his name was given to the museum in 1991

зимних студенческих экспедиций, организатором которых он был, фонды музея значительно пополнялись. В 1991 г. музею было присвоено имя профессора И.К. Баженова [Профессора... 1996].

Огромное внимание развитию и процветанию музея оказывали и оказывают преподаватели кафедры минералогии и геохимии, а также выпускники геолого-географического факультета Томского университета, которые в результате многолетних экспедиционных работ пополняли и пополняют фонды минералогического музея ценными коллекциями. Это образцы минералов и руд полиметаллических месторождений Рудного Алтая, железорудных Алтае-Саянской области, оловорудных и полиметаллических месторождений Средней Азии и Дальнего Востока, редкометальных пегматитовых месторождений Монголии, Памира, Енисейского края, Тувы и др.

И здесь, прежде всего, необходимо назвать доцента кафедры минералогии и геохимии С.И. Коноваленко, передавшего музею большое количество уникальных образцов, в том числе трех вновь открытых им минералов тусионита, ташелгита и россковскийита, а также впервые найденных на территории бывшего СССР виита-нйемиита, стибиоколумбита, тетравикманита, гелландита и мн. др.

Свой вклад в пополнение коллекций музея в разные годы внесли В.А. Баженов, А.Д. Бабанский, Н.Н. Борозновская, А.А. Егоров, Л.А. Зырянова, Г.Б. Князев, А.И. Летувнинкас, А.В. Манаева, П.В. Осипов, В.Г. Родыгина, А.И. Родыгин, В.Л. Свешникова, В.Н. Сергеев, А.Д. Строителев, Г.М. Татьянин, Б.М. Тюлюпо, Ю.В. Уткин, А.И. Чернышов, Л.И. Шабалин, В.М. Яковлев и мн. др.

В 2000, 2013 гг. фонды музея пополнились уникальными коллекциями минералов Монголии и Киргизии, собранными во время научных экспедиций сотрудниками и студентами кафедры минералогии и геохимии: С.И. Коноваленко, К.С. Зениной, А.А. Базевой, О.В. Бухаровой, В.К. Герасимовым. В 2011 г. С.И. Коноваленко, Л.А. Зырянова, В.Л. Свешникова выезжали на скарновые полиметаллические и боросиликатные месторождения Дальнегорского рудного поля. Собранные ими образцы этого удивительного коллекционного рая сегодня украшают экспозиции музея (см. рис. 1).

Большую коллекцию новых и редких минералов (около 50 образцов), собранную в разные годы (1996–2009) главным образом из месторождений Кольского полуострова, в 2011 г. подарил музею сотрудник Московского государственного университета, доктор геолого-минералогических наук И.В. Пеков.

Уникальные коллекционные образцы минералов из зоны окисления Рубцовского полиметаллического месторождения – куприт, самородная медь, азурит, маршит – передали в дар музею (1997–2011 гг.) выпускники геолого-географического факультета Томского государственного университета Л.А. Зырянова, А.А. Тишелович, В.И. Чурсин, Ю.В. Васильев, Н.Д. Литвинов, О.М. Гринев.

Богатые коллекции минералов из месторождений Кольского полуострова поступили в 2013 г. от главного геолога С.Е. Козлитина и выпускницы геолого-географического факультета Т.В. Мартыновой, а в 2015 г. они были пополнены уникальными образцами, собранными С.И. Коноваленко во время его научной экспедиции на Кольский полуостров.

Отдельные образцы минералов были подарены музею выпускниками геолого-географического факультета прошлых лет и гостями Томского университета (А.Р. Ананьев, С.А. Ананьев, Н.Н. Богданов, В.В. Врублевский, А.Я. Горюхин, Н.Б. Драпоч, В.К. Ермаков, С.В. Есин, А.В. Квасников, В.М. Лютаев, С.В. Моисеев, В.П. Орлов, Л.Н. Падерина, В.А. Пахомова, В.М. Попов, Г.С. Рипп, Л.М. Радкевич, И.Г. Рутштейн, Н.А. Сазонтова, О.А. Сенькин, Н.А. Трофимов, Ю.П. Трутнев, В.К. Чистяков, Г.М. Шапиро и мн. др.).

В настоящее время фонды музея насчитывают свыше 30 тыс. образцов, представляющих около 700 видов и разновидностей минералогического царства.

К сожалению, за 130 лет было много различных «передвижений» коллекцией минералогического музея, и некоторое количество образцов безвозвратно утеряно (например, в начале Великой Отечественной войны музейные коллекции были упакованы и перевезены в подвальные помещения Научной библиотеки; в 1990-е гг. музей переехал из южного крыла в северное в связи с капитальным ремонтом главного корпуса).

Минералогический музей всегда выполнял свою главную функцию – учебную и научно-просветительскую. Сохранение, экспонирование коллекций является важной миссией университетского музея. Уже с момента открытия минералогического музея была предусмотрена должность хранителя, которую в разные годы исполняли А.Н. Державин, А.В. Емельянов, П.П. Пилипенко, Т.Е. Красненькая и Ю.А. Кузнецов. Огромная работа по систематизации поступивших в музей коллекций была проделана П.П. Пилипенко, который по приглашению А.М. Зайцева в 1903 г. занял должность хранителя музея. С 1925 г. ставка хранителя была упразднена.

Коллекции музея систематизированы по принятой научной классификации. Они имеют важное учебно-вспомогательное значение и постоянно используются в классических формах учебного процесса (лекции, практические занятия) по курсам «Минералогия», «Минералогия ювелирного камня», «Минералогия руд», «Генетическая минералогия», «Геология полезных ископаемых».

Наиболее значительна по объему систематическая коллекция, представляющая собрание минералов по следующим классам: самородные элементы; сульфиды и их аналоги; галоидные соединения; оксиды, гидроксиды; кислородные соли; силикаты.

Практически не уступает ей по объему коллекция минералов из рудных и нерудных месторождений, которая формировалась в различные годы преподавателями и студентами геолого-географического факультета, выезжавшими в экспедиции в разные регионы страны. Большую помощь в ее комплектации оказывали и оказывают выпускники, работающие в геологических организациях России и стран ближнего зарубежья. Наиболее полно в экспозиции музея представлены минералы Кольского полуострова, Урала, Рудного Алтая, Горного Алтая, Забайкалья, Якутии, Дальнего Востока и Приморья, Казахстана, Средней Азии, Памира и Монголии.

Используя образцы музейных фондов, студенты выполняют курсовые работы, пишут бакалаврские и магистерские диссертации под руководством сотрудников кафедры минералогии и геохимии, заведующей музеем. Коллекции музея используются также при подготовке кандидатских и докторских диссертаций. На базе музея ежегодно проводятся курсы повышения квалификации в области геммологии для сотрудников различных государственных учреждений, а также конференции по геммологии, в которых участвуют специалисты России и стран ближнего зарубежья.

К минералогическим коллекциям музея обращаются студенты и сотрудники не только геолого-географического факультета, но и других факультетов университета и вузов города.

Образовательная деятельность музея неразрывно связана с просветительской работой. Частые гости здесь – учащиеся школ, гимназий Томска, а в дни школьных каникул – и соседних городов и сел, а также студенты, аспиранты, иностранные делегации. Экскурсии вызывают неизменный интерес у гостей музея, о чем свидетельствуют записи в книге учета посетителей.

Минералогический музей ведет просветительскую работу не только в стенах университета, но и за его пределами. Сотрудники кафедры минералогии и геохимии и музея читают научно-популярные лекции в школах, лицеях с показом специально подобранных по темам минералогических коллекций, выступают на телевидении и т.д.

Работают постоянные выставки:

- «Первые поступления» – образцы минералов, подаренные к открытию музея;
- «Новые поступления» – уникальные образцы минералов, переданные в дар музею сотрудниками, студентами, выпускниками ТГУ и гостями;
- «Физические свойства минералов» – демонстрация цвета, спайности, блеска природных химических соединений;
- «Синтетические минералы» – демонстрация достижений в области синтеза аналогов минерального сырья, в частности синтетического кварца, рубина, изумруда, шпинели, опала и других минералов, представляющих интерес для науки и техники;
- «Псевдоморфозы» – продукты замещения одних минералов другими с сохранением внешней формы исходного минерала;
- «Метеориты»;
- «Продукты извержения вулканов»;
- «Полезные ископаемые Томской области».

Организуются выставки личных коллекций преподавателей, сотрудников и выпускников ТГУ. Экспозиции музея размещены в обширном зале площадью 170 м². До сих пор используются деревянные шкафы-витрины, которыми был оборудован музей во время открытия, и только в центральном ряду зала установлены витрины из стекла и металла.

Богатые фонды минералогического музея несут ценнейшую информацию, накопленную за 130-летний период его существования. Они позволяют посредством экспозиции, экскурсий, выставок, лекций популяризировать геологические знания, проводить профориентацию школьников, воспитывать у молодежи любовь к родной природе.

Литература

- Краткий** исторический очерк Императорского Томского университета за 25 лет его существования (1888–1913 гг.). Томск, 1913. С. 289–305.
- Профессора** Томского университета, биографический словарь. Вып. 1: 1888–1917 гг. / С.Ф. Фоминых, С.А. Некрылов, Л.Л. Берцун и др. ; отв. ред. С.Ф. Фоминых. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1996. С. 95–98.
- Свешникова В.Л.** История создания минералогического музея Томского государственного университета // Тезисы V Международного симпозиума «Минералогические музеи». СПб., 2005. С. 29.
- Свешникова В.Л., Зенина К.С.** Зайцев Алексей Михайлович – первый профессор минералогии и геологии Сибири // Юбилейный съезд Российского минералогического общества «200 лет РМО». СПб., 2017. С. 456–457.

Автор:

Свешникова Валентина Леонтьевна, заведующая минералогическим музеем имени И.К. Баженова, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: Valya@ggf.tsu.ru

V.L. Sveshnikova*National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia***TO THE 130TH ANNIVERSARY OF THE OPENING I.K. BAZHENOV MINERALOGICAL MUSEUM
OF TOMSK STATE UNIVERSITY**

Historical essay on the anniversary of I.K. Bazhenov Mineralogical Museum. The museum is a structural subdivision of the Department of Mineralogy and Geochemistry of the Faculty of Geology and Geography and performs educational and research functions. From the first days of its existence, the museum has paid and pays great attention to scientific and educational work. The museum has over 30 thousand samples. The museum has an exposition hall of 170 m² in the main building of Tomsk State University. The museum's pride are historical collections of mineral samples from the late 19th and early 20th century, associated with the names of famous scientists, mining engineers, gold producers, such as A.M. Zaitsev, P.P. Pilipenko, V.A. Obruchev, P.P. Ivanov, as well as donated by the Freiberg Mining Academy, the famous firm "Dr. Kranz". The priceless collections of the museum are samples collected during expeditions of lecturers and students of the university.

Keywords: *mineral, ore, mineralogical collection, Siberia, Altai systematics of minerals, first sample.*

References

Kratkiy istoricheskiy ocherk Imperatorskogo Tomskogo Universiteta za 25 let ego sushchestvovaniya (1888–1913 gg.) [A brief historical sketch of the Imperial Tomsk University for the 25 years of its existence 1888–1913]. Tomsk, 1913. pp. 289–305. In Russian

Professora Tomskogo universiteta, biograficheskiy slovar' (vypusk 1, 1888–1917gg.) [Professors of Tomsk University, biographical dictionary (issue 1, 1888–1917)] / S.F. Fominykh, S.A. Nekrylov, L.L. Bertsun i dr. ; otv. red. S.F. Fominykh. Tomsk : Izdatel'stvo Tomskogo universiteta. 1996. pp. 95–98. In Russian

Sveshnikova V.L. *Istoriya sozdaniya mineralogicheskogo muzeya Tomskogo gosudarstvennogo universiteta* [History of the creation of the Mineralogical Museum of Tomsk State University] // Tezisy V Mezhdunarodnogo simpoziuma «Mineralogicheskie muzei». St.Petersburg. 2005. p. 29. In Russian

Sveshnikova V.L., Zenina K.S. *Zaitsev Aleksey Mikhaylovich – pervyy professor mineralogii i geologii Sibiri* [The first siberian professor of mineralogy and geology Aleksey Mikhailovich Zaitsev (to the 160th birth anniversary)] // 200th Anniversary Meeting of the Russian Mineralogical Society. St.Petersburg. 2017. pp. 456–457. In Russian

Author:

Sveshnikova V.L., Director, I.K. Bazhenov Mineralogical Museum, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: Valya@ggf.tsu.ru

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2018. № 2

Редактор Ю.П. Готфрид
Корректор Н.А. Афанасьева
Оригинал-макет А.И. Лелоюр
Редактор-переводчик С.И. Гертнер
Дизайн обложки Л.Д. Кривцовой

*Для оформления обложки использована проекция Земного шара
из работы: Stampfli G.M., Borel G.D. / Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)*

Подписано к печати 18.07.2018 г. Формат 60х84¹/₈.
Гарнитура Times. Печ. л. 11,2; усл. печ. л. 10,4.
Тираж 50 экз. Заказ № 3460. Цена свободная.

Дата выхода в свет 23.11.2018 г.

Журнал отпечатан на полиграфическом оборудовании
Издательского Дома Томского государственного университета
634050, г. Томск, Ленина, 36
Тел. 8(382-2)–52-98-49; 8(382-2)–52-96-75
Сайт: <http://publish.tsu.ru>; E-mail: rio.tsu@mail.ru