

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2019

№ 3

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

Томский государственный университет
2019

Учредитель – Томский государственный университет

Адрес редакции и издателя: 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, Национальный исследовательский Томский государственный университет, геолого-географический факультет, ауд. 242. Сайт: <http://journals.tsu.ru/geo/>

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор: **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

Ревердатто 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

Склярков 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

Худoley 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 Дэвид, CGeol, компания Holymoog Consultansy, Честерфилд, Университета Глазго, Великобритания

Гутierrez-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, Ларами, США

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

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

Эрнст Р.Э., профессор Карлетонского университета, Оттава, Канада

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: **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

Richard E. Ernst, Professor of the Carleton University, Ottawa, Canada

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

Кунгулова Э.Н., Бухарова О.В. Вещественная характеристика пегматитовой жилы Вездаринская (Юго-Западный Памир)	6
Ойдуп Ч.К., Леснов Ф.П., Монгуш А.А. Состав минералов и генезис полосчатых габброидов Калбакдагского ультрамафит-мафитового массива (Центральная Тува)	20

ПЕТРОЛОГИЯ

Леснов Ф.П., Королюк В.Н. Состав микровключений в цирконах из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива (Восточно-Сахалинская офиолитовая ассоциация)	35
Леснов Ф.П., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Lu-Hf изотопная систематика реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье)	42
Шабашев В.Я., Никифоров А.В. Щелочные ангидрит-содержащие сиениты Ошурковского массива (Западное Забайкалье)	50

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рязанов С.С., Кулагина В.И. Определение зон затопления пойменных островов Куйбышевского водохранилища с использованием данных дистанционного зондирования	69
--	----

ХРОНИКА

Врублевский В.В., Тишин П.А., Эрнст Р.Э. 7-я Международная конференция «Крупные изверженные провинции в истории развития Земли: мантийные плюмы, суперконтиненты, климатические изменения, металлогения, формирование нефти и газа, планеты Земной группы» (28 августа – 8 сентября 2019 года, г. Томск, Россия)	75
---	----

CONTENTS

MINERALOGY

- Kungulova E.N., Bukharova O.V.** Characteristics of substance of pegmatite vein
Vezdarinskaya (South-Western Pamir) 6
- Oydup Ch.K., Lesnov F.P., Mongush A.A.** Minerals composition and genesis of the banded
gabbroids of the Kalbakdag ultramafic-mafic massif (Central Tuva) 20

PETROLOGY

- Lesnov F.P., Korolyuk V.N.** Composition of microinclusions in zircons from the rocks
of the Berezovskii mafic-ultramafic massif (Eastern Sakhalin ophiolite association) 35
- Lesnov F.P., Kapitonov I.N., Sergeev S.A.** Lu-Hf isotope systematization of relict zircons
from restitogenic ultramafic rocks of Shaman massif (East Transbaikalia) 42
- Shabashev V.Ya., Nikiforov A.V.** Alkaline anhydrite-containing syenietes of Oshurkovsky
massif (Western Transbaikalia) 50

GEOMORPHOLOGY

- Ryazanov S.S., Kulagina V.I.** Determination of flooding zones of the floodplain islands
on the territory of the Kuibyshevsky water reservoir using remote sensing data 69

CHRONICLE

- Vrublevskii V.V., Tishin P.A., Ernst R.E.** VII International Conference Large Igneous Provinces
through Earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas,
planetary analogues (August 28 - September 8, 2019, Tomsk, Russia) 75

МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 553.896.621.55(571.5)

ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕГМАТИТОВОЙ ЖИЛЫ ВЕЗДАРИНСКАЯ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ПАМИР)

Э.Н. Кунгулова, О.В. Бухарова

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия



На основе характерных структурно-текстурных особенностей минеральных агрегатов проведена реконструкция процесса пегматитообразования миароловой турмалиноносной, редкоэлементной пегматитовой жилы LCT-типа. Установлено, что микроструктурные характеристики агрегатов маркируют особенности среды минералообразования и позволяют выделить генерации породообразующих и второстепенных минеральных видов. Показаны тренды полигенного минералообразования в процессе формирования пегматита и миарол.

Ключевые слова: миароловые пегматиты, Вездаринская жила, структурно-текстурная характеристика агрегатов, генерации, пегматитообразование.

Введение

При кристаллизации магматического расплава значительное количество летучих компонентов остается в остаточном расплаве, обуславливая специфические физико-химические характеристики кристаллизации последнего. Из этого остаточного расплава формируются особенные по структурно-текстурным и минералогическим характеристикам горные породы, по петрохимии близкие к составу поздних дифференциатов магматических комплексов. Такие породы носят название «пегматиты» и отличаются проявлением зональности и развитием необычных структур минеральных агрегатов. Их формирование происходит в широком температурном интервале, отвечающем концу магматического – началу гидротермального процесса при высокой активности летучих и подвижных компонентов [Косухин, Бакуленко, Чупин, 1984]. Особое место среди них занимают пегматиты миароловой фации, для которых характерно наличие первичных пустот – миарол, обеспечивающих условия для роста крупных и хорошо образованных кристаллов. Они встречаются в различных формациях, но наиболее характерны для пегматитов малых и умеренных глубин.

В опубликованной литературе о миароловых пегматитах отражена минералогия этих объектов [Загорский, 2012; Коноваленко, 2015; Соколова и др., 2017], оценен их ювелирный потенциал [Герасимов, Коноваленко, 2015], описаны редкие и новые минералы [Коноваленко и др., 1981; Мираков и др., 2018]. В то же время геологическая характеристика, детали внутреннего строения, структурно-текстурные и геохимические особенности миароловых пегматитов встречаются редко [London, 2005]. Один из

монументальных трудов о миароловых пегматитах принадлежит авторам иркутской геологической школы В.Е. Загорскому, И.С. Перетяжко и Б.М. Шмакину [Загорский, 1999], в которой они представили классификацию пегматитов миароловой фации. В настоящее время наибольший интерес в исследовании миароловых пегматитов представляет термобарогеохимическое направление, позволяющее реконструировать режим кристаллизации пегматитовых магм [Mona-Liza C. Sirbescu et al., 2013; Перетяжко, 2015; Смирнов, 2015] и условия образования миароловых полостей [Перетяжко, 2010].

Несмотря на представительность результатов исследований, первичные данные минералого-петрографических характеристик пегматитов в литературе отображены скудно. Между тем структурно-текстурные особенности минеральных агрегатов сложных по строению пегматитовых тел несут в себе информацию об эволюции пегматитового расплава и последующих процессах перекристаллизации. Реализация таких исследований возможна только при системной коллекции каменного материала, отражающей строение конкретной пегматитовой жилы.

Геологическое положение объекта исследования

Пегматитовая жила Вездаринская находится в верховьях р. Вез-Дара, левого притока Шахдары (рис. 1), имеет размеры 6 × 45 м, занимает секущее положение по отношению к гнейсам шахдаринской серии [Загорский, 1999] входит в состав одноименного пегматитового поля Юго-Западного Памира, который является частью Памиро-Гималайского гранит-лейкогранитового пояса, протягивающегося с северо-запада на юго-восток вдоль горных сооруже-

ний Памира, Гиндукуша, Каракорума и Гималаев [Россовский, Коноваленко, 1976]. Территория распространения миароловых пегматитов Памира в геологическом плане представляет собой жесткую докембрийскую глыбу – срединный массив внутри киммерийско-альпийского складчатого пояса [Коноваленко, 2006]. Для миароловых пегматитов Юго-Западного Памира отмечается отсутствие пространственной связи с гранитоидами. Однако на основании

геологических признаков (пегматиты являются наиболее поздними магматическими образованиями региона) и по U-Pb датировке, возраст пегматитов составляет $3,2-7,5 \pm 0,2$ млн лет, что дает основание предполагать их генетическую связь с неогеновыми высокоглиноземистыми двуслюдяными гранит-лейкогранитами и гнейсогранитами с гранатом и кордиеритом памиро-шугнанского комплекса [Коноваленко, Сазонова, Сирнов, 2001; Коноваленко, 2006].

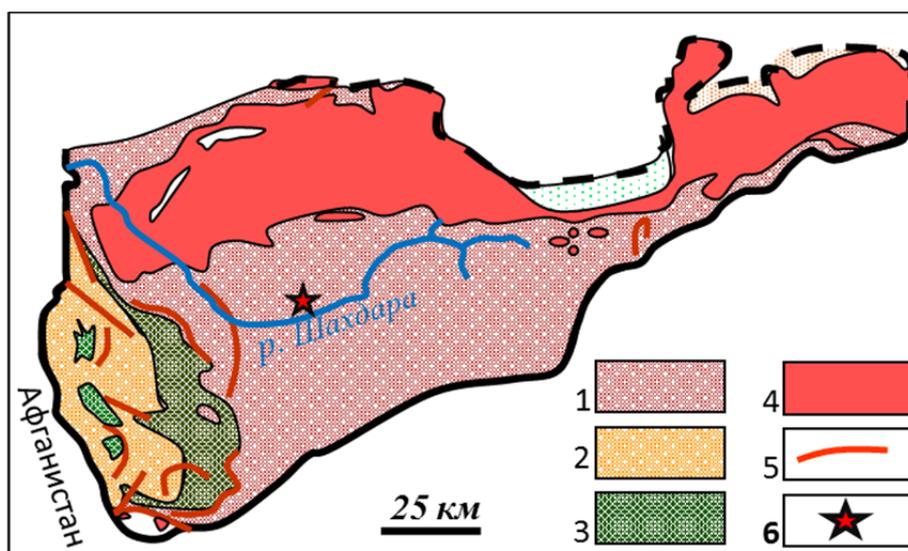


Рис. 1. Геологическая схема Юго-Западного Памира и расположение Вездаринской жилы [Лозиев, Саидов, 1989]
1 – гранат-биотитовые гнейсы шахдаринской серии (докембрий); 2 – горанская серия (докембрий); 3 – хорогский ортокомплекс (докембрий); 4 – гранит-лейкограниты памиро-шугнанского комплекса; 5 – разрывные нарушения; 6 – Вездаринская жила

Fig. 1. The geological scheme of the Pamirs and the location of the Vezdarinskaya vein [Loziev, Saidov, 1989]
1 – garnet-biotite gneisses of the Shakh dara series (Precambrian); 2 – goran series (Precambrian); 3 – Khorog orthocomplex (Precambrian); 4 – granite-leucogranites of the Pamir-Shugnansky complex; 5 – fault; 6 – Vezdarinskaya vein

Фактический материал и методы исследований

Каменная коллекция, которая послужила материалом для проведения исследований, была отобрана доцентом кафедры минералогии и геохимии ТГУ Сергеем Ивановичем Коноваленко в ходе экспедиций на Памир, в которых он принимал участие в 1989 и 2015 гг. Было обработано 33 образца, которые максимально полно характеризовали строение Вездаринской жилы. Структурно-текстурный анализ был выполнен на макро- и микроуровне, в последнем случае взаимоотношения между минералами и агрегатами анализировались с использованием петрографического микроскопа Leica DM 750 и растрового электронного микроскопа VEGA II LMU, совмещенным с энергодисперсионным детектором. Для получения изображения на растровом электронном микроскопе и определения химического состава минеральных фаз шлифы покрывались проводящим материалом (углеродом), после чего были выполне-

ны необходимые испытания. Параметры съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 5 нА, живое время набора 120 с, диаметр зонда 1–2 мкм. Стандарты для работы представлены природными и синтетическими фазами MAC 55 (Standard Universal Block Layout+F/Cup; Micro-Analysis Consultants Ltd., UK). Изображения получали в обратно-рассеянных электронах. Состав полевых шпатов уточнялся методом рентгеноструктурного анализа на дифрактометре XPert PRO (PANalytical) в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ГГФ ТГУ (аналитики Т.С. Небера, А.А. Артамонова, М.О. Хрущева). Были отобраны мономинеральные фракции 0,5–0,25 мм из каждого структурно-вещественного комплекса (18 шт.), которые были истерты в порошок в яшмовой ступке. Условия съемки на дифрактометре: трубка с медным анодом (CuK α) с Ni-фильтром, напряжение на трубке меняли от 20 до 30 кВ, ток от 18 до 25 мА, диапазон углов 2θ 18–54°. Образец снимался дважды: общая рентгенограмма в области углов 2θ (18–54°)

со скоростью вращения 40 об./мин, и в области углов 2Θ (28–32°) и 2Θ (40–52°) со скоростью 0,50 об./мин. Расшифровка дифрактограмм проводилась с помощью программного обеспечения PDF-4 и HighScore. Положение всех индикаторных рефлексов для полевых шпатов описано в источнике [Франк-Каменецкий, 1983]. Номер плагиоклаза в данной работе был определен двумя методами: рентгеноструктурным и оптическим методом Мишель-Леви [Сазонов, 1999].

При описании пегматитовых тел была использована следующая терминология. *Структурно-вещественный комплекс* – минеральная ассоциация, характеризующаяся выдержанностью минерального состава, типоморфными структурами и текстурами. Второстепенные минералы, входящие в состав комплекса, определяют его специфику. *Генерация минерала* – разновозрастные индивиды минерала, выделившиеся на разных стадиях минералообразования и отличающихся своими типоморфными особенностями [Жабин, 1979].

Результаты исследований

Вездаринская пегматитовая жила является типичным представителем малоглубинных турмалиноносных миароловых пегматитов, формирование которой связано с кристаллизацией боросодержащих расплавов [Загорский, 1999; Коноваленко, Сазонов, Смирнов, 2001], и соответствует редкоземельным пегматитам LCT типа (Li-Cs-Ta) [Cerny, Erkit, 2005].

Вездаринская жила, подобно другим жилам миароловых пегматитов Юго-Западного Памира [Коноваленко, 2006], имеет сложное слабо зональное участковое внутреннее строение, выраженное в развитии неравномерно распространенных структурно-вещественных комплексов (рис. 2). В пегматитовом теле Вездаринской жилы выделяются до восьми структурно-вещественных комплексов: кварц-двуполевошпатовый, кварц-плагиоклазовый с турмалином или гранатом, кварц-полевошпатовый пегматоидный, калишпатовый блоковый, миароловый, околомароловый и трещинно-прожилковый.

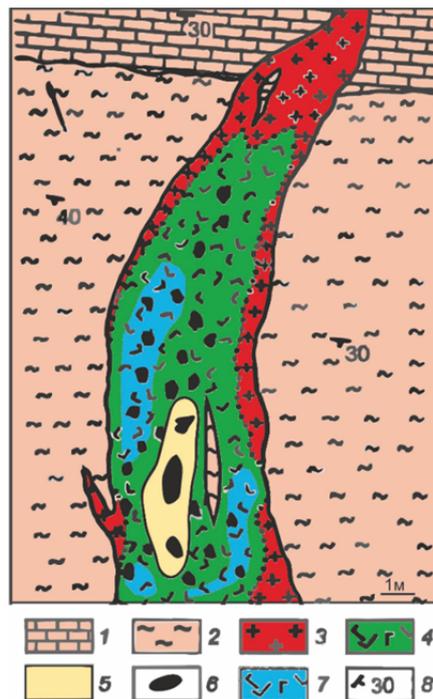


Рис. 2. Схема строения Вездаринской жилы [Бакуменко, Коноваленко, 1988] с дополнениями авторов

1 – кальцитовый мрамор; 2 – гранат-биотитовые гнейсы Шахдаринской серии; 3 – кварц-двуполевошпатовый комплекс; 4 – кварц-плагиоклазовый с турмалином или гранатом; 5 – калишпатовый блоковый комплекс; 6 – миаролы; 7 – кварц-полевошпатовый пегматоидный комплекс; 8 – элементы залегания

Fig. 2. The structure of the Vezdarinskaya vein [Bakumenko, Konvalenko, 1988] with the additions of the authors
1 – calcite marble; 2 – garnet-biotite gneisses of the Shakhdara series; 3 – quartz-double-feldspar complex; 4 – quartz-plagioclase with tourmaline or garnet; 5 – potassium feldspar block complex; 6 – miarols; 7 – quartz-feldspar pegmatoid complexes; 8 – elements of occurrence

Кварц-двуполевошпатовый комплекс образуется вблизи контакта пегматитового тела с вмещающими породами и формирует краевые части жилы. Для него характерна среднезернистая гранитная

структура и однородная текстура (рис. 3, а). Порода сложена гипидиоморфными индивидами полевых шпатов и ксеноморфными зернами кварца, размеры последнего варьируют от 0,5 до 1,5 мм.

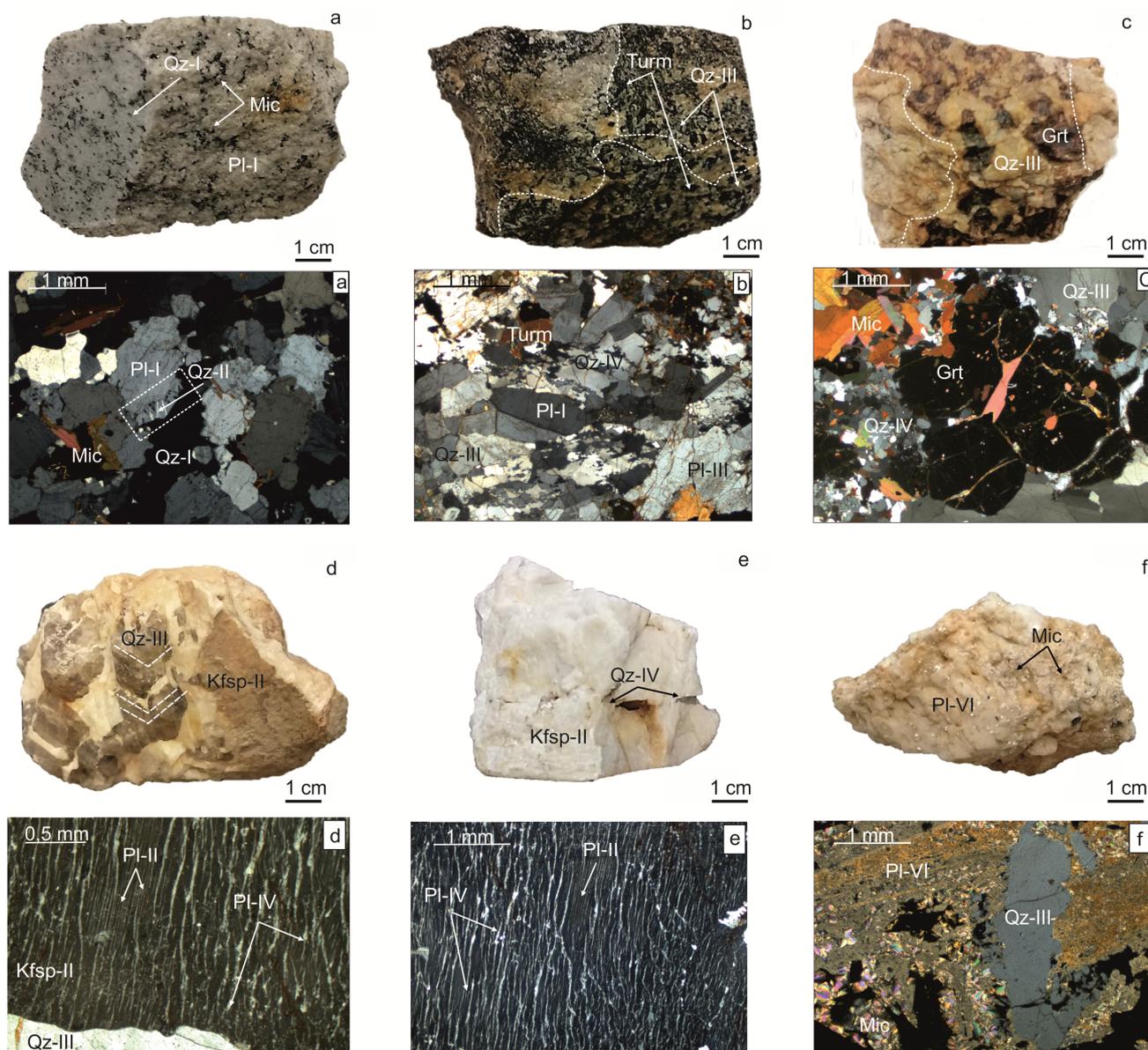


Рис. 3. Структурно-вещественные комплексы Вездаринской миароловой пегматитовой жилы (макро- и микровид)

Представлены макроснимки образцов пегматита различных комплексов, ниже размещены микроснимки (шлифов породы), полученные с помощью поляризационного микроскопа, николи X.

a – гранитная структура кварц-двуполевошпатового комплекса с фрагментами мирмекитовых сростаний (1); **b** – кварц-плагиоклазовый комплекс с псевдографической структурой кварца (Qz-III) и турмалина; **c** – кварц-плагиоклазовый комплекс с псевдографической структурой кварца (Qz-III) и граната; **d** – кварц-полевошпатовый пегматоидный комплекс с характерной индукционной штриховкой на кварцевых индивидах (Qz-III) и пертитизированным ортоклазом (пертиты распада (Pl-II) и замещения (Pl-IV)); **e** – пертиты распада (Pl-II) и замещения (Pl-IV) в ортоклазе калишпатового блокового комплекса; **f** – плагиоклаз крупнозернистой структуры с корродированными индивидами кварца в околومیароловом комплексе; **Pl** – плагиоклаз, **Kfsp** – калиевый полевошпат, **Turm** – турмалин, **Grt** – гранат, **Mic** – слюда, **Qz** – кварц. Римскими цифрами указаны номера генераций

Fig. 3. Structural and material complexes of the Vezdarinskaya miarolitic pegmatite vein (macro and micro view)
 Macro photographs of pegmatite samples of various complexes are presented; below are micrographs (sections of rocks) obtained using a polarizing microscope, Nicole X.
a – granite structure of a quartz-bisexual feldspar complex with fragments of myrmekite accretions (1); **b** – quartz-plagioclase complex with a pseudographic structure of quartz (Qz-III) and tourmaline; **c** – quartz-plagioclase complex with a pseudographic structure of quartz (Qz-III) and garnet; **d** – quartz-feldspar pegmatoid complex with characteristic induction hatching on quartz individuals (Qz-III), and perthitized orthoclase (perthites of decay (Pl-II) and substitution (Pl-IV)); **e** – perthites of decay (Pl-II) and substitution (Pl-IV) in the orthoclase of the potassium feldspar block complex; **f** – coarse-grained plagioclase with corroded quartz individuals in the near-miarolitic complex; **Pl** – plagioclase, **Kfsp** – potassium feldspar, **Turm** – tourmaline; **Grt** – pomegranate; **Mic** – mica; **Qz** – quartz. Roman numerals indicate generation numbers

Плагиоклаз комплекса (Pl I генерации) представлен олигоклазом (Pl_{№19}, угол погасания 2°), имеет тонкие, ровные полисинтетические двойники. Калиевый полевой шпат I генерации является ортоклазом и встречается крайне редко, его соотношение с плагиоклазами составляет около 1:4 соответственно. В ортоклазе отмечается присутствие пертитов распада в виде тонких ламелей (до 5 нм) альбита, образующего II генерацию плагиоклаза (Pl_{№1}). Нередко можно встретить гранофирную структуру, обусловленную наличием капельного кварца в зернах калиевого полевого шпата. Часть таких включений кварца в одном индивидуе имеет одновременное облачное погасание. На границах зерен олигоклаза и ортоклаза встречаются реакционные соотношения между ними в виде мирмекитов. Слюда комплекса представлена биотитом, выделения которого могут составлять как десятые миллиметры, так и крупные вытянутые зерна размером около 1 см.

Минеральная ассоциация краевого комплекса сменяется крупно-среднезернистым агрегатом *кварц-плагиоклазового комплекса с турмалином или гранатом*. В пределах комплекса наблюдается зональное укрупнение структуры пегматита от среднезернистой до крупно- и гигантозернистой. Текстура агрегата пятнистая, обусловленная неравномерным распределением меланократовых минералов (рис. 3, b, c).

В этом комплексе плагиоклаз по структурным особенностям зерен был разделен на две генерации. Наиболее распространены в кварц-плагиоклазовом комплексе среднезернистые идиоморфные индивидуиды, идентичные по морфологии и составу плагиоклазу кварц-двуполевошпатового комплекса (Pl I генерации, Pl_{№19}). Другой тип плагиоклаза (III генерация) имеет более крупные зерна (более 5 мм) с корродированными границами. Зачастую такие зерна серицитизированы и имеют деформированные нечеткие границы между полисинтетическими двойниками. Кроме того, для плагиоклаза III генерации характерен более высокий номер (Pl_{№25}, угол погасания 7°) по сравнению с ранними генерациями. Калиевый полевой шпат в данном комплексе представлен ортоклазом (I генерация), реликты которого встречаются в центральных частях зерен плагиоклаза III генерации. Кварц, один из порообразующих минералов комплекса, представлен двумя генерациями: сростания с турмалином / гранатом и индивидуидами в полевошпатовой матрице. В агрегате с турмалином кварц среднезернистый (~0,2 мм), гипидиоморфный, трещиноватый с облачным погасанием (Qz-I). Во втором случае это ксеноморфные мелкие неправильной рваной формой зерна с волнистым погасанием (Qz-II), которые выполняют интерстиции между полевым шпатом.

Турмалин комплекса черный, с характерным поперечным сечением в виде сферического треуголь-

ника (от 1 до 12 мм), с размерами по L₆ более 2 см. В шлифах видно, что индивидуиды турмалина корродированы кварцем, это придает шерлу облик тонко-мелкозернистого брекчированного агрегата, однако вся масса псевдообломков гаснет одновременно, что определяет наличие индивидуа (рис. 4, a, b). Нередко наблюдаем структуры обрастания, где в центре турмалиновых зерен присутствует кварц (Qz-I) (рис. 4, c). Некоторые зерна турмалина имеют тонкую кайму обрастания с повышенными цветами интерференции, образующую другую генерацию турмалина (рис. 4, d).

Гранат в кварц-плагиоклазовом комплексе имеет красно-оранжевый цвет, размеры зерен варьируют от первых миллиметров до 1 см, индивидуиды сильно трещиноватые (рис. 3, c). Согласно результатам рентгеноспектрального микроанализа, в гранате Вездаринской жилы содержатся зерна ксенотима и циркона (первые нанометры). В кварц-плагиоклазовом комплексе присутствуют лейсты бурой и светлой слюды размером до 3 мм.

Кварц-полевошпатовый пегматоидный комплекс занимает основной объем осевой части жилы. Эта порода имеет крупнозернистую, местами графическую структуру, пятнистую текстуру (рис. 3, d). Графическая структура обусловлена выделением на фоне полевошпатовой матрицы скелетных кристаллов дымчатого кварца, на гранях которого присутствует индукционная штриховка. Пегматит комплекса сложен калиевым полевым шпатом (60%), плагиоклазом (20%) и кварцем (20%). Калиевый полевой шпат представлен крупными (более 1 см) зернами ортоклаза (II генерация), интенсивно пертитизированными. По морфологическим особенностям в пределах комплекса выделяются как пертиты распада, так и сегрегационные пертиты. Пертиты распада представлены в виде тонких ламелей (до 0,01 мм) и соответствуют плагиоклазу II генерации. В свою очередь, сегрегационные пертиты имеют ширину выделений до 0,2 мм, развиваются согласно направлениям спайности и соответствуют альбиту (Pl_{№0-3} IV генерации). Кварц пегматоидного комплекса образует крупные ихтиоглипты размером от 0,5 до 1,5 см специфической дымчатой окраски.

Калишпатовый блоковый комплекс сложен калиевым полевым шпатом (80–85%) и плагиоклазом (~10%). Для комплекса характерны среднекрупнозернистая структура и массивная текстура (рис. 6, e), местами отмечаются участки мелкоблокового строения. Калиевый полевой шпат соответствует ортоклазу, который идентичен ортоклазу предыдущего комплекса. Для калиевого полевого шпата данного комплекса характерны многочисленные пертитовые сростания, которых отличает разная природа происхождения (заменить на: которые отличаются разной природой происхождения).

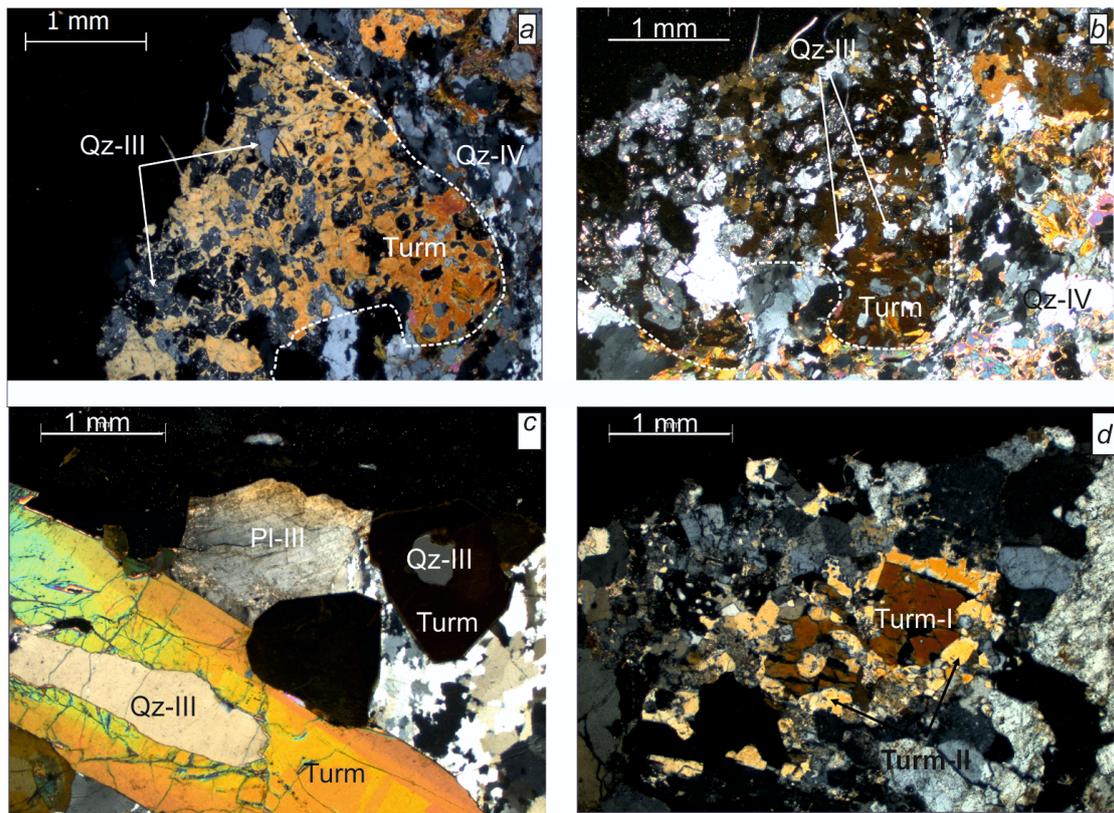


Рис. 4. Структурно-текстуальные особенности кварц-плагиоклазового комплекса Вездаринской пегматитовой жилы

a, b – псевдографические сростания кварца и турмалина с одновременным погасанием турмалина (*b*); *c* – структура обрастания (индивиды кварца в фугляре турмалина); *d* – структура обрастания в кристаллах турмалина. **Pl** – плагиоклаз, **Turm** – турмалин, **Mic** – слюда, **Qz** – кварц. Римскими цифрами указаны номера генераций, пунктирной линией оконтурен индивид турмалина

Fig. 4. Structural and textural features of the quartz-plagioclase complex of the Vezdarinskaya pegmatite vein

a, b – pseudomorphic intergrowths of quartz and tourmaline, with the simultaneous extinction of tourmaline (*b*); *c* – fouling structure (quartz individuals in a tourmaline case); *d* – fouling structure in tourmaline crystals. **Pl** – plagioclase, **Turm** – tourmaline, **Mic** – mica, **Qz** – quartz. Roman numbers indicate generation numbers, the dashed line outlines the individual tourmaline

Фрагментарно сохраняются микропертиты распавшиеся в ортоклазе, большая часть которых в процессе сегрегации существенно укрупнилась и имеет ленточную форму выделений (сегрегационные пертиты, Pl-IV, рис. 3, e) [Руденко, 1954]. Часто в калишпатовые индивиды погружены пертитовые вросстки плагиоклаза (Pl-V), которые угасают (под микроскопом) одновременно (рис. 5, a), некоторые исследователи такие структуры называют шахматным альбитом. Сканирующий электронный микроскоп позволяет наблюдать интенсивные процессы выщелачивания в калишпатовом блоковом комплексе, выраженные массовым проявлением каверн (рис. 5, b).

Околомиароловый комплекс неравномерно развит по периферии миарол и сложен кварц-лепидолит-альбитовым агрегатом. Для этого комплекса характерна пористая, тонкокоздреватая текстура (рис. 3, f). Основной объем породы выполнен крупнозернистым (~ 10 мм) тонкопластинчатым альбитом с четкими полисинтетическими двойниками (VI генерация, Pl_{N60},

угол погасания 20°). Зерна серицитизированы. Морфология индивидов альбита комплекса уникальна – в объеме гипидиоморфных зерен присутствуют многочисленные пустотки, частично выполнены радиально-лучистыми агрегатами лепидолита (рис. 6, a). Кварц комплекса представлен крупными (<10 мм) зернами неправильной формы, границы которых корродированы, реже ксеноморфные зерна (~ 0,3 мм) наблюдаются в пустотках альбита. В пределах развития комплекса можно встретить кристаллы и сростки шерла, а в пустотках плагиоклаза зерна апатита (до 5 нм), ильменита, рутила и касситерита (~2 нм) (рис. 6, b).

Миароловый структурно-вещественный комплекс определяется границами миароловых пустот в пегматитовом теле и характеризуется крупно- и гигантозернистой структурой. Полости от 3 до 15 см линзовидной или округлой форм распределены довольно равномерно по всему пегматитовому телу и не встречаются только в краевом комплексе среди пегматита гранитной структуры.

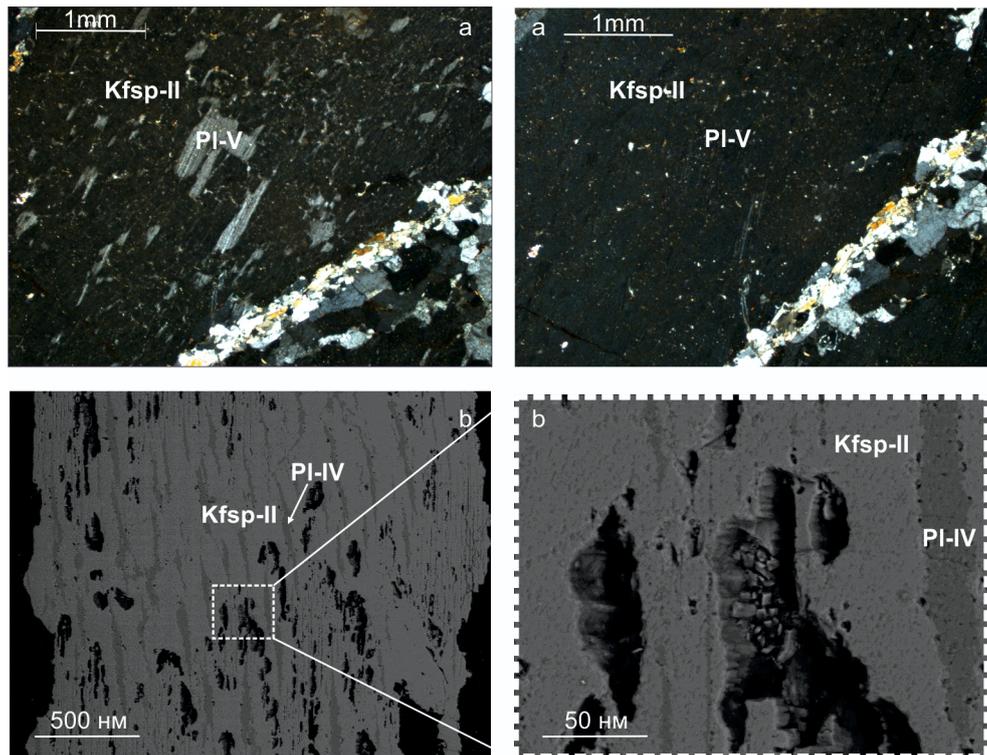


Рис. 5. Структурно-текстурные особенности калишпатового блокового комплекса Вездаринской пегматитовой жилы

a – пертитовые вrostки плагиоклаза (структура шахматного альбита); *b* – каверны выщелачивания в измененных участках калишпатового блокового комплекса (фото РЭМ, BSE-изображение). **Pl** – плагиоклаз, **Kfsp** – калиевый полевой шпат. Римскими цифрами указаны номера генераций

Fig. 5. Structural and textural features of the potassium feldspar block complex of the Vezdarinskaya pegmatite vein

a – perthite growths of plagioclase (structure of chess albite); *b* – leaching caverns in the altered areas of the feldspathic block complex (photo SEM, BSE image). **Pl** – plagioclase, **Kfsp** – potassium feldspar. Roman numbers indicate generation numbers

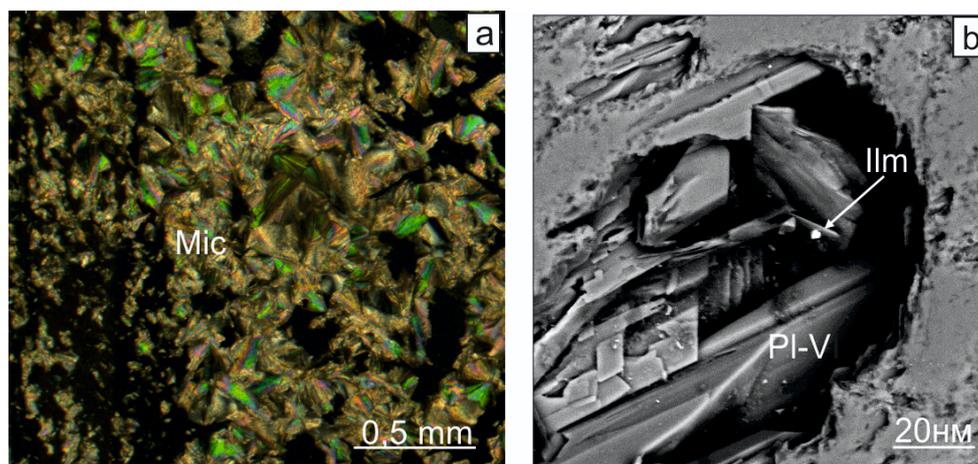


Рис. 6. Структурно-текстурные особенности околомиаролового комплекса Вездаринской жилы

a – радиально-лучистый агрегат лепидолита, развитый в пустотках между зерен плагиоклаза; *b* – зерно ильменита в образованное полости между индивидов плагиоклаза (фото РЭМ, BSE-изображение). **Pl** – плагиоклаз, **Mic** – слюда, **Ilm** – ильменит. Римскими цифрами указаны номера генераций

Fig. 6. Structural and textural features the near-miarolitic complex of the Vezdarinskaya vein

a – radial radiant aggregate of lepidolite developed in the voids between the grains of plagioclase; *b* – grain of ilmenite in the formed cavity between individuals of plagioclase (photo SEM, BSE image). **Pl** – plagioclase, **Mic** – mica, **Ilm** – ilmenite. Roman numbers indicate generation numbers

В центральной части жилы занорышей меньше, однако размеры их возрастают [Загорский, 1999]. Миароловая минеральная ассоциация представлена дымчатым кварцем (рис. 7, *a*), морионом, калиевым полевым шпатом, слюдой, цветным и полихромным турмалином. В этом же комплексе обнаружен ряд редких и новых минералов: гюбнерит ($Mn[WO_4]$), стибиоколумбит ($SbNbO_4$), прозрачный ярко-красный пирохлор ($(Ca,Na)_2Nb_2O_6(OH,F)$ с высоким содержанием вольфрама (до 11,4% WO_3), иксиолит ($(Ta,Nb,Sn,Fe,Mn)_4O_8$, еремеевит $Al_6(BO_3)_5(OH,F)$,

гамбергит $Be_2(BO_3)OH$, полуцит $Cs(AlSi_2O_6)$ и витьемит $Na(Ca,Mn)Al(PO_4)(F,OH)_3$ [Коноваленко и др., 1981]. Кроме того, в миаролах Вездаринской жилы был открыт новый минерал корогоит $Mn_3(Nb,Ta)_3(Nb,Mn)_2W_2O_{20}$ [Коноваленко, 2015]. Для этого комплекса характерны друзовая текстура и текстура обрастания. Последняя часто наблюдается в турмалиновых агрегатах, где кристаллы шерла обрастают эльбаитом, между которыми наблюдаем неровную корродированную границу (рис. 7, *b*).

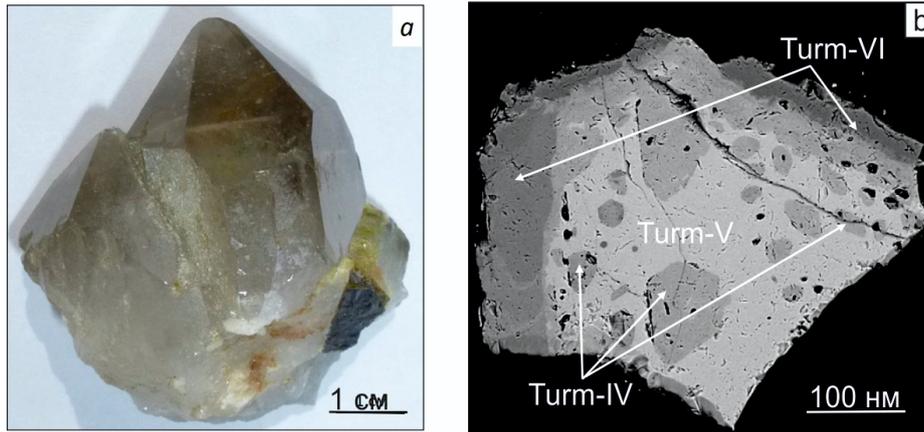


Рис. 7. Структурно-текстурные особенности миаролового комплекса Вездаринской жилы

a – крупнозернистый кристалл дымчатого кварца; *b* – сросток турмалинов (фото РЭМ, BSE-изображение). **Turm** – турмалин. Римскими цифрами указаны номера генераций

Fig. 7. Structural and textural features of the miarolitic complex of the Vezdarinskaya vein

a – coarse-grained smoky quartz crystal; *b* – tourmaline spice (photo SEM, BSE image). **Turm** – tourmaline. Roman numerals indicate generation numbers

Трещинно-прожилковый комплекс занимает секущее положение относительно остальных комплексов пегматитового тела, выполняет межзерновое пространство минералов, трещины спайности и наложенные трещины (рис. 8, *a*). Минеральная ассоциация комплекса практически аналогична околониароловому и представлена альбитом (VII генерация, $Pl_{№15}$, угол погасания 7°), кварцем, слюдой, второстепенным турмалином и рядом аксессуарных минералов (апатитом, магнетитом, пиритом, арсенопиритом, самородным серебром). Зерна альбита с полисинтетическими двойниками образуют тонкие пластинчатые кристаллы, растущие от стенок трещины к ее центральной части. Кварц трещинно-прожилкового комплекса наиболее прозрачен по сравнению с кварцем остальных комплексов. Слюда комплекса образует светлые лейсты размером до 1 см. Количество альбита, кварца и слюды в трещинно-прожилковом комплексе, не постоянно и напрямую зависит от комплекса пегматитового тела, который содержит поздние прожилки. Так, в агрегате трещинно-прожилкового комплекса, секущем

блоковый калишпатовый комплекс, альбита содержится 60%, кварца 30%, слюды около 10% (рис. 8, *b*). В агрегате, секущем пегматоидный комплекс, количество альбита около 30%, кварца 40%, слюды 30% (рис. 8, *c*). В случае кварц-плаггиоклазового комплекса количество альбита не более 5%, вплоть до полного выполнения прожилка кварцем с содержанием слюды около 20% (рис. 8 *d*).

Обсуждение

В самых первых трудах о пегматитах, ставших классическими, процесс формирования этих тел представлялся как многостадийный, что непосредственно фиксировалось в смене структурно-текстурных особенностей минеральных ассоциаций. Все авторы гипотез образования гранитных малоглубинных пегматитов указывают на наличие кислого расплава, но существенное отличие заключается в определении источника пневматолит-гидротермального раствора и масштабе проявления метасоматических процессов [Ферсман, 1960; Коржинский, 1968]. Природа поло-

стей (занорышей) в теле пегматитов исследователями трактуется по-разному: как остаточные полости кристаллизации [Ферсман, 1960], полости выщелачива-

ния и перекристаллизации [Заварицкий, 1944], результат первичной кристаллизации гетерогенного обогащенного флюидом расплава [Смирнов, 2015].

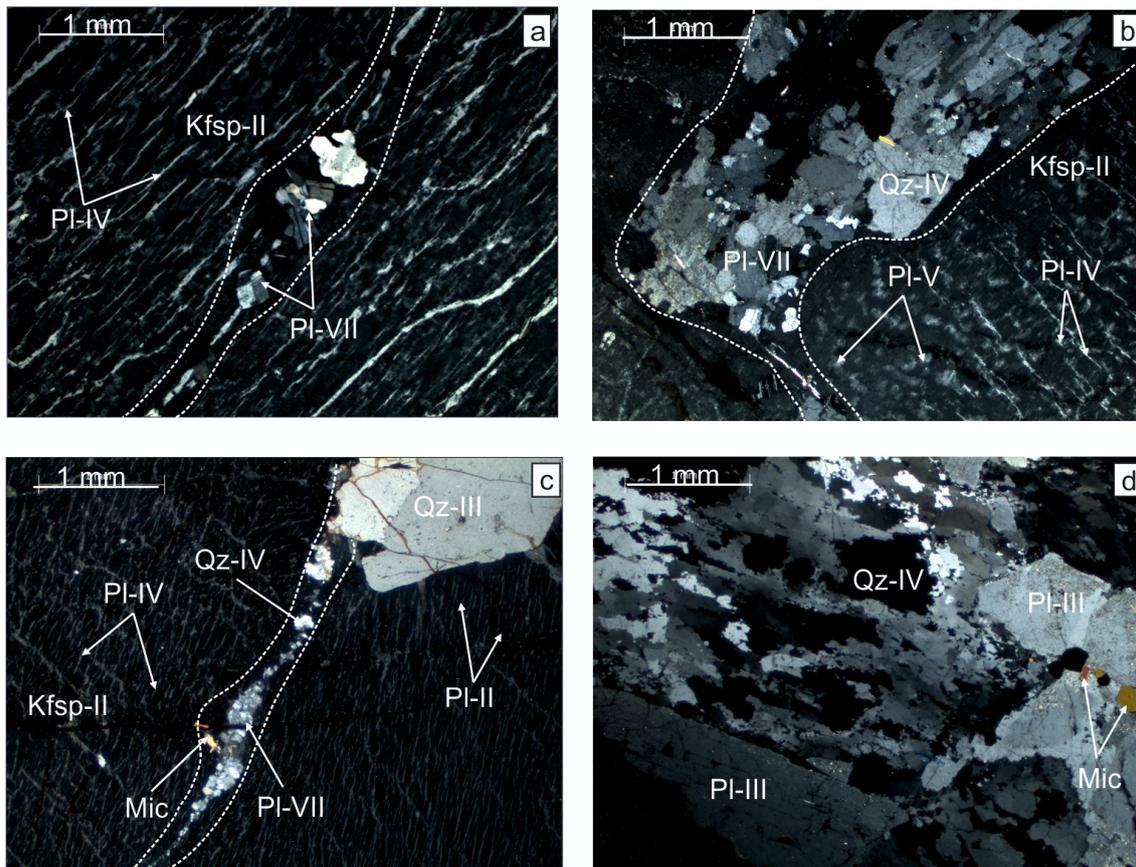


Рис. 8. Структурно-текстурные особенности трещинно-прожилкового комплекса Вездаринской жилы

a – развитие трещинно-прожилкового комплекса в пределах блокового комплекса (жилка выполнена альбитом); *b* – развитие трещинно-прожилкового комплекса в пределах блокового комплекса; *c* – развитие трещинно-прожилкового комплекса в пределах блокового комплекса пематоидного комплекса, *d* – развитие трещинно-прожилкового комплекса в пределах кварц-плагиоклазового комплекса (жилка выполнена поздним кварцем). **PI** – плагиоклаз, **Kfsp** – калиевый полевой шпат, **Mic** – слюда, **Qz** – кварц. Римскими цифрами указаны номера генераций

Fig. 8. Structural and textural features of the fissure-vein complex of the Vezdarinskaya vein

a – Development of a fissure-vein complex within a block complex (vein is made with albite); *b* – Development of a fissure-vein complex within a block complex; *c* – Development of a fissure-vein complex within a block complex of a hematoid complex, *d* – Development of a fissure-vein complex within a quartz-plagioclase complex (vein made by late quartz). **PI** – plagioclase, **Kfsp** – potassium feldspar, **Mic** – mica, **Qz** – quartz. Roman numbers indicate generation numbers

Авторы работы являются сторонниками начальной гетерогенности пегматитообразующей среды, что, по их мнению, отражается в структурных и текстурных характеристиках агрегатов пегматитового тела. На основе этих особенностей были выделены две траектории минералообразования пегматита Вездаринской жилы. Первая включает в себя образование основного объема пегматита, которое происходило в результате кристаллизации в течение собственно магматической и пневматолит-гидротермальной стадий. Вторая траектория связана с образованием миароловых пустот и комплексов, ассоциирующих с поздними процессами, и включает пнев-

матолитово-гидротермальную, гидротермально-метасоматическую и гидротермальную стадии. При формировании пегматитового тела метасоматические процессы шли постоянно, в некоторых случаях практически параллельно, с небольшим временным интервалом от основного процесса кристаллизации первой и второй траектории.

На контакте с вмещающими породами развит кварц-двуполевошпатовый комплекс с характерной для магматических кислых пород гранитной структурой (гиподиоморфными зернами полевых шпатов и ксеноморфным кварцем). В индивидах калиевых полевых шпатов присутствуют пертиты распада

твердых растворов совместно с обособленными индивидами натриевого полевого шпата, что является признаком кристаллизации обогащенного водой расплава, в котором на фоне снижения температуры увеличивается флюидное давление. Наличие гранофирной структуры [Коваленко, 1964] свидетельствует о составе расплава, близкого к эвтектике. При эвтектической кристаллизации небольшого количества темноцветных минералов, ортоклаза и кварца происходило повышение кремнекислотности расплава, что приводило к образованию округлых выделений кварца в результате его резорбции ранее выкристаллизовавшегося полевого шпата.

Таким образом, первая стадия (собственно магматическая) в пегматитовом этапе зафиксирована в минеральной ассоциации первого кварц-двуполевошпатового комплекса. Наличие в расплаве водного флюида фиксируется присутствием специфической метасоматической структуры – мирмекитовым сростанием. Кварцевые вроски, прорастающие плагиоклазовую матрицу, представляют собой редкие, причудливой формы выделения, где тонкие «веточки» обращены к калиевому полевошпату (КПШ). Мирмекиты возникают путем замещения ранее образованного КПШ под воздействием водного флюида, который находится в равновесии с остаточным котектическим расплавом. Мирмекитовые сростания указывают на то, что на стадии кристаллизации расплава сохранялся водный флюид, который скапливался на границах зерен. Мирмекитовые обособления контролируются зонами повышенной проницаемости и трассируют пути проникновения скопившегося флюида [Попов, Богатов, 1998]. Важной особенностью мирмекита является его ассоциация с распавшимся упорядоченным полевым шпатом (не менее, чем низкий ортоклаз). Провоцируют формирования мирмекитов физико-химические реакции, которые происходят на границе замещаемого минерала и контролируются скачком потенциалов, что приводит, в свою очередь, к диффузии. При замещении калиевого полевого шпата кремнезем мигрирует в сторону плагиоклаза, характеризуя последнего как анод. В сторону КПШ (катод) переносится натрий, в меньшей степени кальций [Хайреидинов, 1982].

Формирование основного объема пегматита связано с пневматолит-гидротермальной стадией, в процессе которой, на фоне возрастающей роли водного флюида, происходило образование последующих комплексов (пегматоидного, кварц-плагиоклазового и калишпатового блокового). Эти данные подтверждены результатами исследований включений, которые показали, что первичный гетерогенный пегматитовый расплав, без сомнения, был обогащен флюидом [Смирнов, 2015]. Пневматолит-гидротермальная стадия пегматитообразования прекрасно маркируется в структурно-текстурных особенностях

комплексов, в частности крупно-гигантозернистые и крупнозернистые графические структуры. Так, крупнозернистые индивиды плагиоклаза в кварц-плагиоклазовом комплексе, возможно, связаны с процессом собирательной перекристаллизации деформированных или дефектных мелкозернистых индивидов, выросших из флюида. Наличие мелкозернистых агрегатов, имеющих большую суммарную поверхность большого количества зерен в единицу объема, является слабоустойчивым и в присутствии растворов может таять и поставлять материал для крупных энергетически более устойчивых зерен [Захарченко, 1955]. В поровом растворе, в условиях диффузионно-лимитируемого режима, происходит предпочтительное растворение мелких зерен. В результате в области роста-растворения раствор, насыщенный в отношении зерен средней величины, будет недосыщенным – в отношении более мелких кристаллов и пересыщенным в отношении наиболее крупных зерен [Хайреидинов, 1982]. Происходит постепенное переотложение вещества с одних зерен на другие. Сокращение площади поверхности зерен в кристаллическом агрегате (укрупнение зерен) сопровождается освобождением части энергии выше и приводит к уменьшению суммарной поверхностной энергии зерен в растущем агрегате [Хайреидинов, 1982; Краснова, Петров, 1995]. Крупнозернистая графическая структура в пегматоидном комплексе также есть результат собирательной перекристаллизации продуктов (полевого шпата, кварца), центры роста которых формировались во флюиде. Наличие индукционной штриховки на поверхности сроставшихся минералов, безусловно, свидетельствует об одновременном росте полевого шпата и кварца, но не является однозначным признаком одновременной кристаллизации из расплава [Руденко, 1975]. Псевдографические сростания кварца с шерлом или с альмандином есть процесс деферризации пегматита, но что, относительно шерла, указывал в своих работах А.Е. Ферсман [Ферсман, 1960]. В пневматолит-гидротермальную стадию в отдельных участках гетерогенного флюида присутствовал бор, в других нет. Это и определяет появление либо шерл-кварцевой, либо гранат-кварцевой псевдографических структур. В целом данная стадия в процессе кристаллизации пегматоидных агрегатов имеет более щелочной характер (Na преобладает над K). Во флюиде может присутствовать ряд подвижных соединений (например, кремнекислый натрий Na_2SiO_3 и хлористый алюминий AlCl_3 , оксид железа, вода, ортоборная кислота H_3BO_3). Эти ингредиенты и приводили к образованию участков с шерлом или гранатом. Подвижное поведение щелочей, извлечение их из флюида в кристаллическую структуру минерала приводили к высвобождению избыточного кремния и появлению кварца в сочетании с грана-

том или турмалином. Рост агрегата калишпатового блокового комплекса происходит на фоне высокой щелочности среды минералообразования, что не позволяет кристаллизоваться кварцу, делая кремнезем очень подвижным. Наблюдаемые в калишпатовой матрице пертиты трех типов могут говорить о следующих условиях кристаллизации: первые, тонко лейстовые ламели могут быть результатом эвтектической (одновременной) кристаллизации двух полевых шпатов. Кристаллизация в пневматолит-гидротермальной среде гетерогенного полевошпатового раствора приводит к образованию закономерных сростков альбита и ортоклаза (эндотактических или синтаксических) [Григорьев, Жабин, 1975]. Образование структуры «шахматный альбит» ряд исследователей связывает с влиянием метасоматических процессов (альбитизации) и относят их к пертитам перекристаллизации [Руденко, 1954; Краснова, Петров, 1995]. Однако, на наш взгляд, появление ориентированных индивидов альбита (гаснут одновременно) с полисинтетическим двойникованием метасоматической природы проблематично. Тем более, что процесс альбитизации калиевого полевого шпата сопровождается выделением кварца [Захарченко, 1955]. Процесс альбитизации наступает чуть позже.

Одновременно с описанной первой ветвью процесса пегматитообразования происходит развитие стадий второй ветви, отправная точка которой фиксируется еще до внедрения пегматитовой магмы во вмещающие породы. Согласно И.С. Перетяжко [Перетяжко, 2010], в это время в очаге зарождения гетерогенного расплава в ходе дегазации гранитной (пегматитовой) магмы формируются флюидные обособления, которые представляли собой будущие миаролы. В последующем внутри обособленных миарол идет формирование друзовых миароловых комплексов из флюида в условиях замкнутой пневматолито-гидротермальной кристаллизации. Следствием чего являются крупно- и гигантозернистая структура, структура обрастания и другие.

Со временем замкнутость системы миарол нарушалась, что могло быть вызвано естественным процессом усадки твердотелых агрегатов. Возникающие трещинки способствовали высвобождению остаточного раствора. Распространяясь за пределы миаролового пространства, высвобожденный раствор воздействовал на ранее образованные породы кварц-полевошпатовых комплексов и формировал продукты гидротермально-метасоматической стадии. В результате область вокруг миарол подверглась мощной альбитизации. Эти участки отбиваются по ноздреватой текстуре, обусловленной наличием каверн выщелачивания. В стадию выщелачивания происходит серицитизация ортоклаза и особенно пертитовых

вростков в нем. При более интенсивном метасоматическом процессе ортоклаз полностью замещается агрегатом кварца и серицита. В случае богатого Li остаточного флюида образуется Li-слюда.

Трещины усадки, границы зерен и межзерновое пространство содействовали распространению водного флюида и формированию трещинно-прожилкового комплекса в ходе гидротермальной стадии. Попадая в другие комплексы пегматитовой жилы, активный флюид взаимодействует с ранними ассоциациями. В этих щелочных растворах переносится кремнезем, который благодаря уменьшению щелочности становится малоподвижным и в результате быстрой кристаллизации в стесненных условиях образуются индивиды кварца с зазубренными границами. Шерл ранних комплексов обрастает турмалином эльбаит-тсिलाизит-лидокоатитового состава. Реакционные границы минеральных фаз турмалина указывают на неполный обмен компонентами в ходе метасоматоза [Краснова, Петров, 1995]. Появляются поздние собственные фазы турмалина в виде цветного эльбаита. С щелочным флюидом, который сохранялся в межзерновом пространстве, распространялся по трещинам усадки, связан процесс альбитизации и появление редкометальной минерализации.

Заключение

В результате проведенных исследований были проанализированы минералогические и структурно-текстурные характеристики Вездаринской пегматитовой жилы, в которой было выделено восемь структурно-вещественных комплексов: кварц-двуполевошпатовый, кварц-плагиоклазовый с турмалином или гранатом, кварц-полевошпатовый пегматоидный, калишпатовый блоковый, миароловый, околوميароловый и трещинно-прожилковый. Изложенный в работе фактический материал позволяет рассматривать процесс пегматитообразования безусловно как многостадийный, но в силу изначальной вещественной неоднородности расплава, обусловленной обогащенностью отдельных его частей флюидом, образование минеральных комплексов шло частично одновременно (формирование пегматита и формирование миарол). Метасоматические процессы протекают постоянно на протяжении кристаллизации всей пегматитовой ассоциации.

Авторы работы бережно хранят память о прекрасном минералоге Сергее Ивановиче Коноваленко, который свои научные предпочтения всегда оставлял за пегматитами и привил эту страсть своим ученикам.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ № МК-5367.2016.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакуменко И.Т., Коноваленко С.И.** Особенности формирования миароловых пегматитов и их положение среди гранитных пегматитов // Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. Новосибирск : Наука, 1988. С. 123–135.
- Герасимов В.К., Коноваленко С.И.** Ювелирное сырье Малханского пегматитового поля Центрального Забайкалья // Геммология : материалы седьмой науч. конф. Томск : ТЦНТИ, 2015. С. 39–45.
- Григорьев Д.П., Жабин А.Г.** Онтогенез минералов. Индивидуумы. М. : Наука, 1975. 340 с.
- Жабин А.Г.** Онтогенез минералов (агрегаты). М. : Наука, 1979. 275 с.
- Загорский В.Е.** Миароловые пегматиты. Новосибирск : Наука, 1999. 488 с.
- Загорский В.Е.** Минералогия миарол в пегматитах Малханского месторождения турмалина в Забайкалье: полевые шпаты жилы Соседка // Геология и геофизика. 2012. № 6. С. 683–697.
- Заварицкий А.Н.** Основной вопрос физической химии процесса образования пегматитов // Известия АН СССР. 1944. № 5.
- Захарченко А.И.** Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил на опыте изучения кварцевых жил Памира и включений растворов в минералах. М. : Госгеолтехиздат, 1955. 106 с.
- Коваленко В.И.** Особенности метасоматических процессов в аляскитах Огнитского комплекса // Геохимия редких элементов в изверженных горных породах : сб. тр. М. : Наука, 1964. С. 63–83.
- Коноваленко С.И.** Типы миароловых пегматитов кристаллической толщи Юго-Западного Памира // Геммология : материалы второй науч. конф. Томск : ТЦНТИ, 2006. С. 69–75.
- Коноваленко С.И.** Турмалин пегматитов Памирской камнесамоцветной провинции // Геммология. Материалы седьмой научной конференции. Томск : ТЦНТИ, 2015. С. 106–113.
- Коноваленко С.И., Россовский Л.Н., Ананьев С.А., Пегухов Е.П.** Первая находка гамбергита в пегматитах СССР // Докл. АН СССР. 1981. Т. 269, № 4. С. 992–996.
- Коноваленко С.И., Сазонтова Н.А., Смирнов С.З.** Состав, строение и режим формирования миароловых пегматитов Лесхозовской жилы (Юго-Западный Памир) // Петрология магматических и метаморфических комплексов : материалы науч. конф. Томск, 2001. Вып. 2. С. 226–228.
- Коржинский Д.С.** Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме // Кора и верхняя мантия Земли. М. : Наука, 1968. С. 69–74.
- Косухин О.Н., Бакуменко И.Т., Чупин В.П.** Магматический этап формирования гранитных пегматитов. Новосибирск : Наука, 1984. 136 с.
- Краснова Н.И., Петров Т.Г.** Генезис минеральных индивидов и агрегатов. СПб. : Невский курьер, 1995. 228 с.
- Лозиев В.П., Саидов М.С.** Геоморфологическая карта Республики Таджикистан (лист J-42-XVI) 1:200 000. М. : ГУГК, 1989. 1 л.
- Мираков М.А., Паутов Л.А., Шодибеков М.А., Плечов П.Ю., Карпенко В.Ю.** Новая скандийсодержащая разновидность тушонита с восточного Памира (Таджикистан) // Записки Российского минералогического общества. 2018. Т. 147, № 4. С. 84–96.
- Перетяжко И.С.** Условия образования минерализованных полостей (миарол) в гранитных пегматитах и гранитах // Петрология. 2010. Т. 18, № 2. С. 195–222.
- Перетяжко И.С.** Флюидно-магматические среды в процессах формирования гранитоидных пород: P-V-T-X свойства флюидов, данные изучения включений в минералах, петрологические следствия // Металлогения древних и современных океанов. 2015. № 21. С. 186–190.
- Попов В.С., Богатов В.И.** Происхождение мирмекита в свете фазовых соотношений в кварц-полевошпатовой системе // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1998. № 5. С. 1–13.
- Россовский Л.Н., Коноваленко С.И.** О Южно-Азиатском пегматитовом поясе // Доклады АН СССР. 1976. Т. 229, № 3. С. 695–698.
- Руденко С.А.** Морфолого-генетическая классификация пертитовых сростаний // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1954. № 1. С. 23–36.
- Руденко С.А.** Типоморфные особенности минералов пегматитов // Минералы индикаторы особенностей, вмещающих их среды. Труды АН СССР. Л. : Наука, 1975. С. 9–34.
- Сазонов А.М.** Лабораторный практикум по петрографическим методам исследования : учеб. пособие для вузов. Красноярск : Изд-во Краснояр. ун-та, 1999. 184 с.
- Смирнов С.З.** Флюидный режим кристаллизации водонасыщенных гранитных и пегматитовых магм: физико-химический анализ // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 9. С. 1643–1663.
- Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Кунгулова Э.Н., Королюк В.Н., Коноваленко С.И.** Редкие щелочные металлы в слюдах миароловых пегматитов жилы Шахдаринской (Юго-Западный Памир) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328, № 5. С. 83–96.
- Ферсман А.Е.** Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. VI. 742 с.
- Франк-Каменецкий В.А.** Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты). Л. : Недра, 1983. 359 с.
- Хайреидинов И.А.** Основы электро-геохимии литогенеза и гидротермального процесса. М. : Наука, 1982. 264 с.
- Cerny P., Ercit T.S.** The classification of granitic pegmatites revisited // Canadian Mineralogist. 2005. V. 43. P. 2005–2026.
- London D.** Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future // Lithos. 2005. V. 80. P. 281–303.
- Mona-Liza C. Sirbescu, Elizabeth G. Krukowski, Christian Schmidt, Rainer Thomas, Iain M. Samson, Robert J. Bodnar** Analysis of boron in fluid inclusions by microthermometry, laser ablation ICP-MS, and Raman spectroscopy: Application to the Cryo-Genie Pegmatite, San Diego County, California, USA // Chemical Geology. 2013. V. 342. P. 138–150.

Авторы:

Кунгулова Эльвира Нурфасовна, аспирант 2-го года обучения, младший научный сотрудник, лаборатория геохронологии и геодинамики, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: kun2609@mail.ru

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

Geosphere Research, 2019, 3, 6–19. DOI: 10.17223/25421379/12/1

E.N. Kungulova, O.V. Bukharova

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

COMPOSITION CHARACTERISTICS OF THE VEZDARINSKAYA PEGMATITE VEIN (SOUTH-WESTERN PAMIR)

The paper presents the results of studies of the structural and texture features of the mineral aggregates of the Vezdarinskaya vein (South-Western Pamir), which is a typical representative of shallow tourmaline-bearing pegmatite's of the miarolitic facies. In the course of investigation, the relationships between minerals and aggregates analyzed at the macro and micro levels using a petrographic microscope and a scanning electron microscope combined with an energy dispersive detector. The composition of feldspars verified by X-ray diffraction analysis.

In the Vezdarinskaya pegmatite vein, 8 structural-material complexes distinguished, differing from each other by the persistence of the mineral composition, typomorphic structural and textural features. Based on the characteristic structural and textural features of the selected mineral aggregates, the process of pegmatite formation reconstructed. It has established that the microstructural characteristics of aggregates mark the features of the mineral formation environment and make it possible to distinguish the generation of rock-forming and minor mineral species.

Two development paths characterize the pegmatite formation process. The first trajectory reflects the magmatic crystallization of the primary products of the pegmatite melt, with a subsequent increase in the influence of aqueous fluid under the conditions of the pneumatolithe-hydrothermal stage. The signs of magmatic crystallization are the granite and granophyre structures of the marginal quartz-bisexual feldspar complex. The presence of decay perthites in this complex in individuals of potassium feldspar and myrmekite intergrowths indicates the presence of an aqueous fluid in the melt. The formation of the main volume of pegmatite is associated with the pneumatolithe-hydrothermal stage, the various features of which well represented in the structural and texture characteristics of the aggregates. In particular, the coarse-grained structure and pseudographic intergrowths of quartz with schorl or with almandine within the quartz-plagioclase complex. Coarse-grained graphic structure in a pegmatoid complex. The presence of pegmatoid and block complexes of perthites of three types in the feldspar matrix.

The second trajectory, in turn, characterizes the process of formation of miarolitic voids and complexes associated with late processes, and includes pneumatolithe-hydrothermal, hydrothermal-metasomatic and hydrothermal stages. The crystallization of the drusy miarolitic complex appears as a result, of the pneumatolithe-hydrothermal stage in a closed void system. The consequence of this is a coarse and gigantic structure, fouling structure, and others. After the closure of the miarolitic system was broken, cracks arose that contributed to the release of the residual solution. Spreading beyond the miarolitic space, the released solution acted on previously formed rocks of quartz-feldspar complexes and formed the products of the hydrothermal-metasomatic stage. As a result, the area around miarol undergoes powerful albitization. These areas beaten by the nostril texture due to the presence of leaching caverns. Further distribution of the aqueous fluid also contributed to the formation of a fissure-vein complex during the hydrothermal stage. As a result, quartz individuals with jagged boundaries formed. Once in other complexes of the pegmatite vein, the active fluid interacts with early associations, which contributes to the emergence of new generations of tourmaline and rare-metal mineralization.

Thus, on the basis of microstructural characteristics of the selected aggregates, the initial heterogeneity of the pegmatite-forming medium is justified.

Keywords: *miarolitic pegmatite, Vezdarinskaya vein, structural and textural characteristics of aggregates, generations, pegmatite formation.*

References

- Bakumenko I.T., Konovalenko S.I. *Osobennosti formirovaniya miarolovykh pegmatitov i ikh polozheniye sredi granitnykh pegmatitov* [Features of the formation of miarolitic pegmatites and their position among granite pegmatites] // Thermobarogeochemical studies of mineral formation processes. Novosibirsk: Nauka, 1988. pp. 123–135. In Russian
- Gerasimov V.K., Konovalenko S.I. *Yuvelirnoye syr'ye Malkhanskogo pegmatitovogo polya Tsentral'nogo Zabaykal'ya* [Jewelry raw materials of the Malkhan pegmatite field of Central Transbaikalia] // Gemology. Materials of the 7th scientific conference. Tomsk: TTSNTI, 2015. pp. 39–45. In Russian
- Grigoriev D. P., Zhabin A.G. *Ontogeniya mineralov. Individy* [Ontogeny of minerals. Individuals]. Moscow : Nauka, 1975. 340 p. In Russian
- Zhabin A.G. *Ontogeniya mineralov (agregaty)* [Ontogeny of minerals (aggregates)]. Moscow : Nauka, 1979. 275 p. In Russian
- Zagorsky V.E. *Miarolovyye pegmatity* [Miarolitic pegmatites]. Novosibirsk: Nauka. Siberian Publishing Company RAS, 1999. 488 p. In Russian
- Zagorsky V.E. Mineralogy of pockets of the Malkhan tourmaline deposit (Transbaikalia): Feldspars of the Sosedka vein // Russian Geology and geophysics. 2012. № 6. pp. 522–534. In Russian
- Zavaritsky A.N. *Osnovnoy vopros fizicheskoy khimii protsessa obrazovaniya pegmatitov* [The main question is the physical chemistry of the formation of pegmatites]. AN SSSR reports. 1944. № 5. In Russian
- Zaharchenko A.I. *Mineraloobrazuyushchiye rastvory i genesis kvartsevykh zhil na opyte izucheniya kvartsevykh zhil Pamira i vkluchenyi rastvorov v mineralakh* [Mineral-forming solution and the genesis of quartz veins on the experience of studying the Pamir quartz veins and inclusions of solutions in minerals]. Moscow: Gosgeoltekhizdat. 1955. 106 p. In Russian
- Kovalenko V.I. *Osobennosti metasomaticheskikh protsessov v alyaskitakh Ognitskogo kompleksa* [Features of metasomatic processes in the alaskites of the Ognite complex] // Geochemistry of rare elements in igneous rocks. Collection of works. Moscow: Nauka, 1964. pp. 63–83. In Russian

Konovalenko S.I. *Tipy miarolitykh pegmatitov kristallicheskoy tolshchi Yugo-Zapadnogo Pamira* [Types of miarolitic pegmatites in the crystalline sequence of the Southwestern Pamir] // *Gemmologiya. Materialy vtoroy nauchnoy konferentsii*. Tomsk: TTSNTI, 2006. pp. 69–75. In Russian

Konovalenko S.I. *Turmalin pegmatitov Pamirskoy kamnesamotsvetnoy provintsii* [Pegmatite tourmaline of the Pamir stone-gem province] // *Gemology. Materials of the seventh scientific conference*. Tomsk: TTSNTI, 2015. pp. 106–113. In Russian

Konovalenko S.I., Rossovsky L.N., Ananiev S.A., Petukhov E.P. *Pervaya nakhodka gambergita v pegmatitakh SSSR* [The first discovery of hambergite in the pegmatites of the USSR] // *AN SSSR reports*. 1981. V. 269. №4. pp. 992–996. In Russian

Konovalenko S.I., Sazontova N.A., Smirnov S.Z. *Sostav, stroyeniye i rezhim formirovaniya miarolitykh pegmatitov Leskhozovskoy zhily (Yugo-Zapadnyy Pamir)* [Composition, structure and formation mode of miarolitic pegmatites of the Leskhoz veins (Southwestern Pamir)] // *Petrology of igneous and metamorphic complexes. Materials of the scientific conference*. Tomsk, 2001. V. 2. pp. 226–228. In Russian

Korzhinsky D.S. *Transmagmaticheskiye potoki rastvorov podkorovogo proiskhozhdeniya i ikh rol' v magmatizme i metamorfizme* [Transmagmatic flows of solutions of subcrustal origin and their role in magmatism and metamorphism // *Earth's crust and upper mantle*]. Moscow : Nauka, 1968. pp. 69–74. In Russian

Kosukhin O.N., Bakumenko I.T., Chupin V.P. *Magmaticheskiy etap formirovaniya granitnykh pegmatitov* [Magmatic stage of granite pegmatite formation]. Novosibirsk: Nauka, 1984. 136 p. In Russian

Krasnova N. I., Petrov T. G. *Genezis mineral'nykh individov i agregatov* [The genesis of mineral individuals and aggregates]. St-Petersburg: Publishing house «Nevskii kuryer», 1995. 228 p. In Russian

Loziev V.P., Saidov M.S. *Geomorfologicheskaya karta Respubliki Tadjikistan* [Geomorphological map of the Republic of Tajikistan] (J-42-XVI) - 1 200 000. Moscow: GUGK. 1989 In Russian

Mirakov M.A., Pautov L.A., Shodibekov M.A., Plechov P.Yu., Karpenko V.Yu. A new scandium-containing variety of tusionite from the eastern Pamirs (Tajikistan) // *Zapiski of the Russian Mineralogical Society*. 2018. V. 147. № 4. pp. 84–96. In Russian

Peretyazhko I.S. Conditions for the formation of mineralized cavities (miarol) in granite pegmatites and granites // *Petrology*. 2010. V. 18. № 2. pp. 183–208.

Peretyazhko I.S. Fluid-magmatic media in the processes of formation of granitoid rocks: P-V-T-X fluid properties, data on inclusions in minerals, petrological consequences // *Metallogeny of ancient and modern oceans*. 2015. № 21. pp. 186–190.

Popov V.S., Bogatov V.I. *Proiskhozhdeniye mirmekita v svete fazovykh sootnosheniy v kvarts-polevoshpatovoy sisteme* [The origin of myrmekite in the light of phase relationships in the quartz-feldspar system] // *Zapiski of the All-Union Mineralogical Society*. 1998. № 5. pp. 1–13. In Russian

Rossovsky L.N., Konovalenko S.I. *O Yuzhno-Aziatskom pegmatitovom poyase* [On the South Asian pegmatite belt] // *AN SSSR reports*. 1976. V. 229. № 3. P. 695–698. In Russian

Rudenko S.A. *Morfologo-geneticheskaya klassifikatsiya pertitovykh srastaniy* [Morphological and genetic classification of perthite intergrowths] // *Zapiski of the All-Union Mineralogical Society*. 1954. № 1. pp. 23–36. In Russian

Rudenko S.A. *Tipomorfnyye osobennosti mineralov pegmatitov* // *Mineraly indikatory osobennostey, vmeshchayushchikh ikh sredy*. [Typomorphic features of pegmatite minerals. Minerals are indicators of the features that host their environment] // *AN SSSR reports*. Leningrad: Nauka, 1975. pp. 9–34. In Russian

Sazonov A.M. *Laboratornyy praktikum po petrograficheskim metodam issledovaniya: ucheb. posobiye dlya vuzov* [Laboratory workshop on petrographic research methods: textbook. manual for universities]. Krasnoyarsk: Publishing House Krasnoyarsk University, 1999. 184 p. In Russian

Smirnov S.Z. The fluid regime of crystallization of water-saturated granitic and pegmatitic magmas: A physicochemical analysis // *Russian Geology and Geophysics*. 2015. V. 56. № 9. pp. 1292–1307.

Sokolova E.N., Smirnov S.Z., Kungulova E.N., Korolyuk V.N., Konovalenko S.I. Rare alkaline metals in micas of miarolitic pegmatites from the Shakhdarinskaya vein (South-Western Pamir) // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*. 2017. V. 328. № 5. pp. 83–96. In Russian

Fersman A.E. *Izbrannyye trudy* [Selected Works]. Moscow: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1960. V. VI. 742 p. In Russian

Frank-Kameneckii V.A. *Rentgenografiya osnovnykh tipov porodoobrazuyushchikh mineralov (sloistyye i karkasnyye silikaty)* [X-ray diffraction of the main types of rock-forming minerals (layered and framework silicates)]. Leningrad: Nedra, 1983. 359 p. In Russian

Khairidinov I.A. *Osnovy elektro-geokhimii litogeneza i gidrotermal'nogo protsessa* [Fundamentals of electro-geochemistry of lithogenesis and hydrothermal process]. Moscow : Nauka, 1982. 264 p. In Russian

Cerny P., Ercit T.S. The classification of granitic pegmatites revisited // *Canadian Mineralogist*. 2005. V. 43. pp. 2005–2026.

David London Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future // *Lithos*. 2005. V. 80. pp. 281–303.

Mona-Liza C. Sirbescu, Elizabeth G. Krukowski, Christian Schmidt, Rainer Thomas, Iain M. Samson, Robert J. Bodnar Analysis of boron in fluid inclusions by microthermometry, laser ablation ICP-MS, and Raman spectroscopy: Application to the Cryo-Genie Pegmatite, San Diego County, California, USA // *Chemical Geology*. 2013. V. 342. pp. 138–150.

Authors:

Kungulova Elvira N., graduate student 2-year, Junior Researcher, Laboratory of Geochronology and Geodynamics, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: kun2609@mail.ru

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

УДК 552.321.5+549.1+550.85+571.52

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И ГЕНЕЗИС ПОЛОСЧАТЫХ ГАББРОИДОВ КАЛБАКДАГСКОГО УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ТУВА)



Ч.К. Ойдуп¹, Ф.П. Леснов², А.А. Монгуш¹

¹Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Представлены результаты детальных исследований химического состава главных (оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, амфибол) и второстепенных (скаполит, магнетит, ильменит) минералов из бороздовой пробы оливинового габбронорита Калбакдагского массива. Габброиды данного массива кристаллизовались, вероятно, в процессе восходящего движения мафитового расплава, который представлял собой структурированную суспензию. Последняя состояла из перемешивающихся и приобретающих струйчатое расположение вкрапленников оливина, ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза, погруженных в основную массу, состоящую из субпараллельно ориентированных длинными осями и «обтекающих» порфиroidные вкрапленники лейст плагиоклаза и благодаря этому имеющую трахитоидную текстуру. Следствием перемешивания порфиroidных вкрапленников в процессе восходящего движения расплава-суспензии стало то, что в находящихся в непосредственной близости друг от друга вкрапленниках пироксена не выявлены свидетельства их химического равновесия, т.е. согласованности их составов. Полосчатые текстуры габброидов Калбакдагского массива являются, скорее всего, следствием позднемагматических процессов, не связанных с внутрикамерной кристаллизационно-гравитационной дифференциацией мафитового расплава.

Ключевые слова: ультрамафит-мафитовый массив, коэффициент распределения, габбронорит, офиолиты, габброиды, минералогия, петрография, Тува.

Введение

На территории Тувы широко распространены ультрамафит-мафитовые массивы раннепалеозойского возраста. Эти массивы, породы которых часто имеют полосчатую текстуру, как предполагалось, являются расслоенными, т.е. образованными в результате внутрикамерной кристаллизационно-гравитационной дифференциации мафитовых расплавов [Поляков, Богнибов, 1979; Поляков и др., 1984]. Вместе с тем механизмы формирования массивов этого магматического комплекса продолжают оставаться предметом дискуссий, в том числе из-за дефицита представительных аналитических данных о химическом составе минералов из слагающих их пород [Леснов и др., 2019а, в печати].

С целью несколько сузить рамки этих дискуссий авторами были выполнены достаточно детальные исследования химического состава главных и некоторых второстепенных минералов из полосчатых габброидов на примере Калбакдагского массива. Аналитические исследования проведены в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на автоматизированном рентгеновском микроанализаторе JEOL JXA-8100, аналитик – канд. геол.-минерал. наук В.Н. Королук. Микрофотографии выполнены с использованием оптического микроскопа Skope A1 и фотоаппарата Canon.

Геологическая позиция и строение массива

Калбакдагский ультрамафит-мафитовый массив расположен в 30 км к востоку от г. Кызыл на левобережье р. Каа-Хем, в Ондумской подзоне Таннуольско-Хамсаринской зоны ранних каледонид Тувы. На южном фланге Калбакдагский массив прорывает осадочно-вулканогенную верхневендско-нижнекембрийскую толщу эффузивов риолитового, дацитового, андезитового и базальтового состава, кислых туфов, известняков, яшмоидов, кремнистых сланцев (рис. 1) [Геологическая..., 1983; Бухаров, 1981, 1983]. К северу от массива обнажаются существенно плагиоклазовые граниты раннеордовикского ($474 \pm 4,5$ млн лет) чарашского плагиогранитного комплекса [Дистанова, 1981; Ковалев и др., 1997; Ковалев, Кужугет, Монгуш, 1999; Руднев и др., 2006]. По результатам U-Pb датировки цирконов из амфиболизированного габбро в рамках геологического доизучения масштаба 1:200 000 возраст Калбакдагского массива составил $486 \pm 6,4$ млн лет [Колямкин, Красноярскгеолсъемка, 2015].

Данный массив относится к мажалыкскому комплексу, в состав которого входит ряд других подобных ему существенно габброидных интрузивов [Поляков, Богнибов, 1979; Поляков и др., 1984; Руднев и др., 2006]. Возраст петротипного Мажалыкского ультрамафит-мафитового массива, по данным U-Pb метода по циркону, составляет $478 \pm 1,4$ млн лет

[Сальникова и др., 2004], Ag-Ag метода по амфиболу – $484 \pm 2,3$ млн лет [Бородина, Егорова, Изох, 2004].

В рельефе этот массив выражен в виде удлиненого в восток-северо-восточном направлении небольшого отдельного хребта (рис. 2). Его тело, имеющее линзовидную в плане форму, обнажается на площади около 9 км².

Массив сложен мезо-, лейко- и меланократовыми оливиновыми и безоливиновыми габброноритами и габбро, а также подчиненными им плагиоклазсодержащими перидотитами и клинопироксенитами. Мощная зона плагиоперидотитов, включающая небольшие линзовидные участки габбро и габброноритов, вскрыта в северо-восточной части массива.

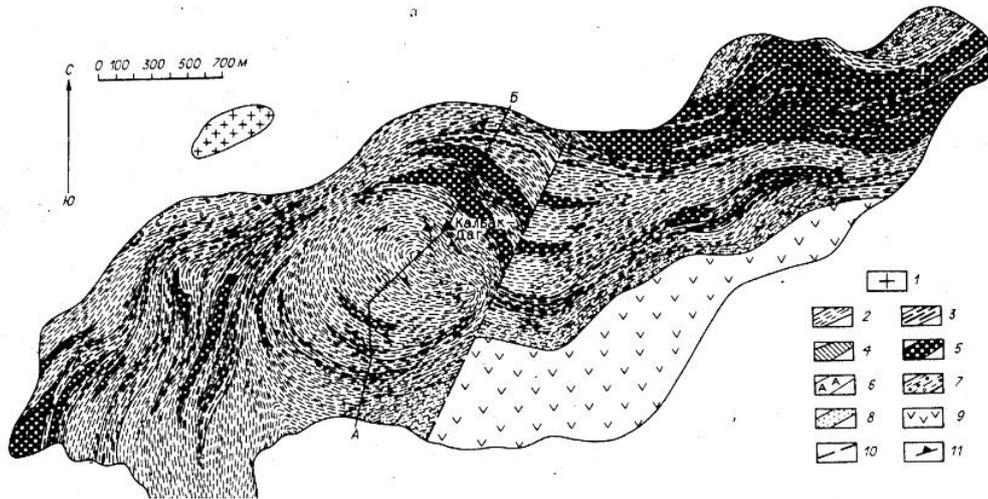


Рис. 1. Схема геологического строения Калбакдагского ультрамафит-мафитового массива [Поляков и др., 1984]

1 – гранитоиды раннего палеозоя; 2–7 – породы слоистой серии массива: 2 – лейко- и мезократовые оливиновые и безоливиновые габбро и габбронориты, 3 – меланократовые разновидности тех же пород, 4 – плагиоবেстериты, 5 – плагиоперидотиты и оливин-плагиоклазовые пироксениты, 6 – габбро амфиболизированные, 7 – окварцованные разновидности габброидов; 8 – ороговикованные вмещающие породы; 9 – осадочно-вулканогенная верхневендско-нижнекембрийская толща; 10 – разломы; 11 – элементы залегания полосчатости и трахитоидности пород

Fig. 1. The geological structure of the Kalbakdag ultramafic-mafic massif [Polyakov et al., 1984]

1 – Early Paleozoic granitoids; 2–7 – rocks of the layered series of the massif: 2 – leuco- and mesocratic olivine and olivine-free gabbros and gabbronorites, 3 – melanocratic varieties of the same rocks, 4 – plagioclase-bearing websterites; 5 – plagioclase-bearing peridotites and olivine-plagioclase pyroxenites; 6 – amphibolized gabbro, 7 – silicified varieties of gabbroids; 8 – keratinized enclosing rocks; 9 – Upper Vendian and Early Cambrian sedimentary-volcanogenic strata; 10 – faults; 11 – elements of occurrence of banding and trachitoid rocks



Рис. 2. Рельеф района Калбакдагского массива

Белым квадратом показано место отбора бороздовой пробы оливинового габбронорита К-1

Fig. 2. The relief of the Kalbakdag massif array

The white square shows the site of the K-1 trench sample of olivine gabbronorite

К югу плагиоверлиты постепенно сменяются оливиновыми меланогаббро, которые, в свою очередь, сменяются габброноритами и габбро, слагающими южный фланг массива. В центральной части массива в районе вершины горы Калбаг-Даг преобладают лейко- и мезократовые габбро и габбронориты и подчиненные им оливиновые разновидности этих пород. В западной части массива обнажены чередующиеся полосовидные обособления плагиоклазовых верлитов, оливиновых и безоливиновых габбро и габброноритов различной меланократовости [Монгуш, 2002]. Габброиды массива обычно имеют среднезернистую структуру и массивную текстуру. Иногда габброиды имеют полосчатую текстуру, обусловленную «струйчатым» распределением зерен темноцветных минералов и плагиоклаза.

По результатам структурного картирования массива с учетом элементов залегания полосчатости пород установлено, что он имеет концентрически-зональное строение (см. рис. 1) [Поляков и др., 1984].

Результаты исследований

В данной работе представлены результаты детального изучения полосчатого оливинового габбронорита из штуфной бороздовой пробы К-1, отобранной из коренного обнажения с применением алмазной пилы «болгарки».

Обнажение расположено в центральной части массива вблизи вершины горы Калбак-Даг ($51^{\circ}33'74''$ с.ш.; $94^{\circ}56'47.15''$ в.д., высота над уровнем моря – 1 747 м) (рис. 3, 4).



Рис. 3. Отбор штуфной бороздовой пробы К-1 из коренного обнажения полосчатого оливинового габбронорита с применением алмазной пилы «болгарки»

Fig. 3. Sampling of the K-1 trench sample from the native exposure of banded olivine gabbronorite using a diamond saw

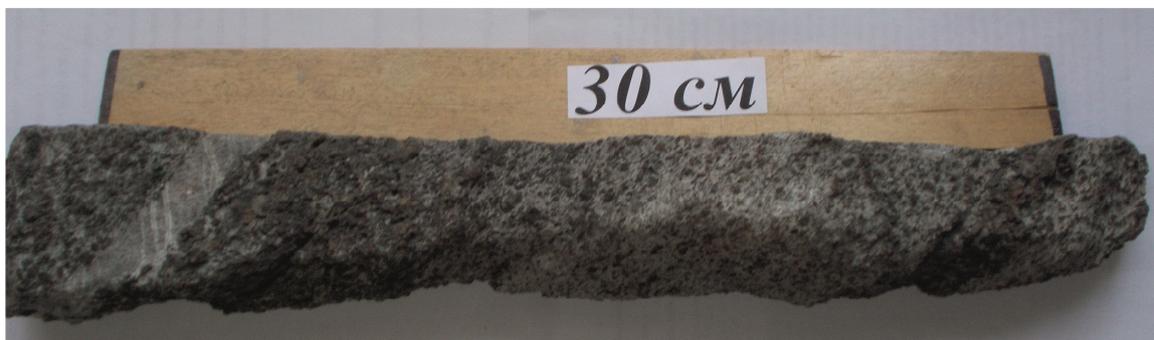


Рис. 4. Параллельно-полосчатая текстура оливинового габбронорита (бороздовая проба К-1)

Fig. 4. Parallel-banded composition of olivine gabbronorite, K-1 trench sample

Количественно-минеральный состав габброидов массива, сложенных преобладающими зернами пла-

гиоклаза и клинопироксена, в меньшей мере – оливина и ортопироксена, единичными зернами биотита, а так-

же аксессуарными выделениями магнетита, ильменита и некоторых других фаз, подвержен значительным вариациям. При микроскопическом изучении габбронорита из пробы К-1 наблюдались порфировидные вкраплен-

ники оливина, пироксенов и более редких плагиоклазов и амфиболов, которые погружены в основную массу, состоящую, главным образом, из лейст плагиоклаза и имеющую трахитоидную текстуру (рис. 5, 6).



Рис. 5. Микрофотография оливинного габбронорита из борзодовой пробы К-1

Порода имеет порфировидную структуру и трахитоидную текстуру основной массы. Вкрапленники представлены клинопироксеном и плагиоклазом. Основная масса состоит из субпараллельно ориентированных лейст плагиоклаза и редких мелких выделений оливина и клинопироксена. Здесь и на рис. 6 микрофотографии выполнены с использованием оптического микроскопа Skope A1 и фотоаппарата Canon. Николи +, размер сторон фотографий – 3 мм

Fig. 5. Microphotograph of olivine gabbronorite from K-1 trench sample

The rock has a porphyritic structure and trachytoid texture of the groundmass. Phenocrysts are represented by clinopyroxene and plagioclase. The groundmass consists of subparallel oriented plagioclase laths and rare small separations of olivine and clinopyroxene. Here and in fig. 6 micrographs were taken using a Skope A1 optical microscope and a Canon camera. Nicol prism +, the size of the sides of the photos is 3 mm



Рис. 6. Микрофотографии оливинного габбронорита из борзодовой пробы К-1

Порода имеет порфировидную структуру и трахитоидную текстуру основной массы. Вкрапленники представлены призматическими зернами клинопироксена (Кпр) и плагиоклаза (Пл), а также ксеноморфными зернами оливина (Ол). На верхней левой фотографии вкрапленник Кпр содержит лейстовидное пойкилитовое включение плагиоклаза

Fig. 6. A microphotographs of olivine gabbronorite from the K-1 trench sample

The rock has a porphyry structure and trachytoid texture of the groundmass. Phenocrysts are represented by prismatic grains of clinopyroxene (Cpr) and plagioclase (Pl), as well as xenomorphic grains of olivine (Ol). In the upper left of photograph, the Cpr phenocryst contains a lath-like poikilitic inclusion of plagioclase

Из бороздовой пробы К-1 была изготовлена серия препаратов на эпоксидной смоле, в которых с применением рентгеноспектрального микроанализатора JEOL JXA-8100 выполнено более 100 анализов химического состава породообразующих и аксессуарных минералов. Остановимся на характеристике состава каждого из минералов.

Оливины представлены ксеноморфными зернами размером 0,5–1,0 мм в количестве от единичных выделений до 20%, часто образующими кулисно расположенные кружевидные цепочки. В непосредственном контакте с зернами оливина часто находятся ксеноморфные выделения магнетита и образованные при распаде его твердого раствора угловатые зерна ильменита. Мелкие выделения оливина иногда находятся в виде пойкилитовых включений в зернах клинопироксена. Зерна оливина незначительно заме-

щены серпентином. Некоторые из них окружены различной ширины каймами с симплектитовой структурой, состоящими из агрегата серпентина и мелких червеобразных выделений магнетита (рис. 7). Содержание форстеритового минала (Fo) в оливинах изменяется в интервале 56–65% при среднем значении $63 \pm 2,3\%$, что соответствует гялосидериту (табл. 1).

В некоторых зернах оливина выявлена оптическая и химическая зональность, выраженная в уменьшении содержания Fo в направлении от ядра (64%) к периферии (56%). Оливины характеризуются очень низким содержанием примесей NiO и CaO. Зависимость между значениями параметров Mg/Fe в оливинах и клинопироксенах не обнаружена (рис. 8, а). Кроме того, оливинам свойственны очень ограниченные вариации значений параметров Si/Mg и Si/Fe (рис. 9).

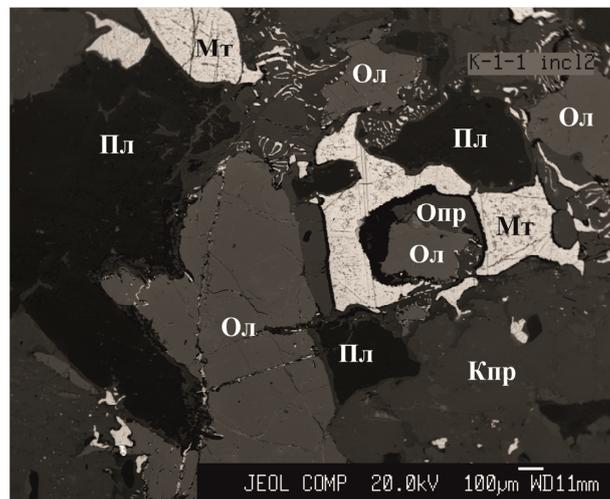


Рис. 7. Микрофотография оливинового габбронорита (бороздовая проба К-1), выполненная в режиме обратно рассеянных электронов на рентгеноспектральном микроанализаторе JEOL JXA-8100
Ол – оливин, Опр – ортопироксен, Кпр – клинопироксен, Пл – плагиоклаз, Мг – магнетит

Fig. 7. Micrograph of olivine gabbronorite (K-1 trench sample) carried out using a JEOL JXA-8100 X-ray microanalyzer in backscattering electrons
Ол – olivine, Опр – orthopyroxene, Кпр – clinopyroxene, Пл – plagioclase, Мг – magnetite

Таблица 1

Химический состав оливинов из оливинового габбронорита (бороздовая проба К-1), мас. %

Table 1

The chemical composition of olivine from olivine gabbronorite (K-1 trench sample), wt. %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Cr ₂ O ₃	Сумма	Fo, %
Шлиф К-1-1												
По	0,03	0,01	0,02	–	0,01	0,009	0,03	0,009	0,01	0,01	–	–
19	36,68	0,01	–	–	31,37	0,58	31,66	0,01	0,04	0,01	100,36	64
20	36,34	0,01	–	–	32,49	0,62	30,32	0,01	–	0,01	99,80	63
28	35,86	0,02	–	–	33,93	0,73	29,81	0,02	–	–	100,37	61
29	35,57	–	0,27	–	31,55	0,55	30,19	0,10	–	1,45	99,68	63
36	36,25	0,02	–	–	31,70	0,60	31,37	0,01	0,026	0,03	100,01	64
52	36,77	0,04	–	–	32,74	0,66	30,33	0,02	–	–	100,56	62
53	36,61	0,02	–	–	32,79	0,68	30,17	0,02	0,025	0,02	100,34	62
Шлиф К-1-5												
19	36,36	–	–	–	32,43	0,58	31,02	0,02	–	0,02	100,96	63
20	36,75	0,01	–	–	32,41	0,56	31,01	0,02	–	0,03	100,79	63

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Cr ₂ O ₃	Сумма	Fo, %
Шлиф К-1-6												
17	37,23	0,006	–	–	30,44	0,58	32,23	0,14	0,04	–	100,67	65
19	36,67	–	–	–	32,56	0,68	30,61	0,03	0,02	–	100,57	63
28	37,05	0,01	–	–	30,28	0,61	32,07	0,03	0,02	–	100,07	65
29	36,62	–	–	–	31,82	0,67	31,05	–	0,02	0,001	100,19	63
43 (ядро)	36,91	–	–	–	31,87	0,55	31,20	0,03	0,04	–	100,60	64
44 (край)	35,46	0,02	–	–	38,01	0,67	26,67	0,02	0,02	–	100,87	56
45 (ядро)	36,94	0,14	–	–	31,33	0,58	31,77	0,04	0,01	–	100,81	64
46 (край)	36,17	0,02	–	–	35,88	0,69	27,85	0,02	0,05	0,01	100,69	58

Примечание. По химическому составу все образцы оливинов относятся к гиалосидеритам. Fo, % = 100*Mg/(Mg + Fe), формульные единицы. Здесь и в остальных таблицах в строке По указаны нижние пределы обнаружения компонентов.

Note. By chemical composition, all samples of olivines belong to hyalosiderite. Fo, % = 100 * Mg / (Mg + Fe), formula units. Here and in the rest of the tables the Po line shows the lower limits of detection of components.

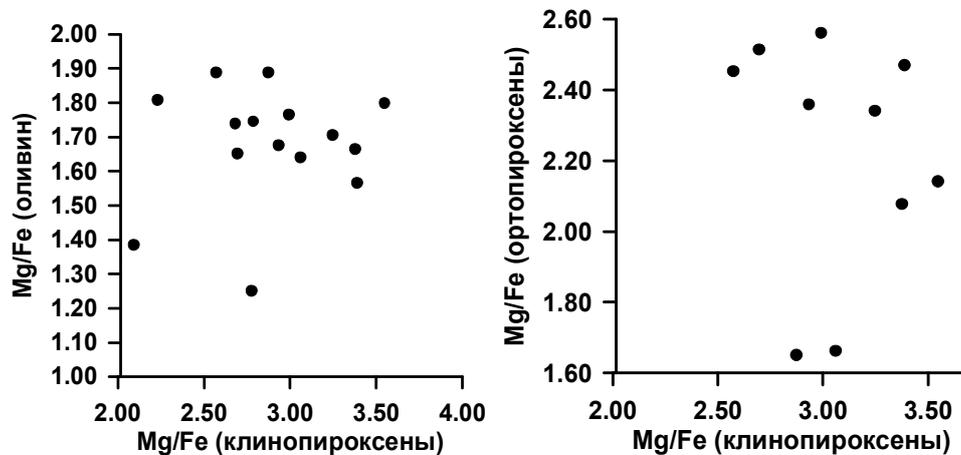


Рис. 8. Диаграмма сравнения химических составов оливинов, ортопироксенов и клинопироксенов из оливинового габбронорита из бороздовой пробы К-1 (по данным табл. 1–3)

Fig. 8. Comparison diagram of the chemical compositions of olivines, orthopyroxenes, and clinopyroxenes from olivine gabbronorite from the K-1 trench sample in the coordinates of the Si/Fe and Si/Mg parameters (according to the data in Tables 1–3)

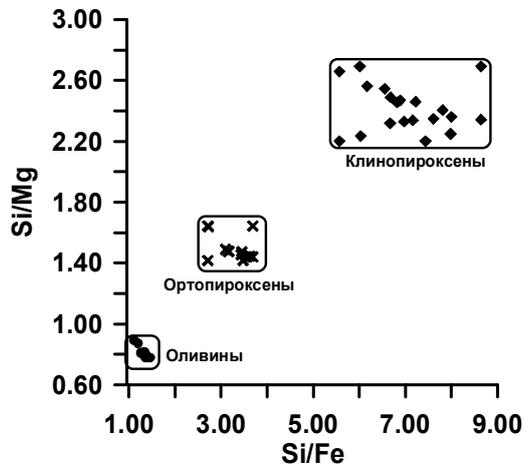


Рис. 9. Диаграммы в координатах химических параметров Si/Mg и Si/Fe (формульные единицы) оливинов, ортопироксенов, клинопироксенов из оливинового габбронорита (бороздовая проба К-1)

Fig. 9. Diagram coordinates of the chemical parameters Si/Mg and Si/Fe (formula units) of olivines, orthopyroxenes, clinopyroxenes from olivine gabbronorite (K-1 trench sample)

Плагиоклазы в исследованном оливиновом габбронорите представлены тремя морфолого-генетическими разновидностями: а) редкими пойкилитовыми включениями в зернах клинопироксена и оливина; б) короткопризматическими порфиroidными вкрапленниками (до 5%); в) многочисленными удлиненно-призматическими лейстами, слагающими основную массу породы (10–90%). Пойкилитовые включения плагиоклаза размером 0,03–0,4 мм, имеют неправильную субизометричную или удлиненно-призматическую форму. В порфиroidных вкрапленниках оптическая зональность обычно не наблюдается. Субпараллельно ориентированные лейсты плагиоклаза, «обтекая» порфиroidные вкрапленники пироксенов и плагиоклаза, обуславливают трахитоидную текстуру породы (см. рис. 5). При этом названные морфолого-генетические разновидности плагиоклазов почти не отличаются по среднему со-

держанию анортитового минала. В пойкилитовых включениях (7 анализов) оно составляет $84 \pm 2,4\%$, в порфиroidных вкрапленниках (34 анализа) – $84 \pm 2,9\%$, в лейстах – $85 \pm 5,9\%$. По общей выборке, состоящей из 54 анализов плагиоклазов, содержание анортитового минала варьирует в интервале 77–95% при среднем значении $84 \pm 3,7\%$, т.е. в большинстве случаев минерал представлен битовнитом (табл. 2). По общей выборке анализов плагиоклаза выявлена прямая зависимость между значениями параметров Si/Ca и Si/Al (рис. 10, а). При этом какая-либо зависимость между значениями параметра Si/Ca в плагиоклазах и клинопироксенах отсутствует (рис. 10, б). Содержание примеси FeO в пределах общей выборки анализов плагиоклазов находится в интервале 0,18–0,47 мас. % при среднем значении $0,26 \pm 0,07$ мас. %, при этом в единичных лейстах оно составило 0,59 мас. %.

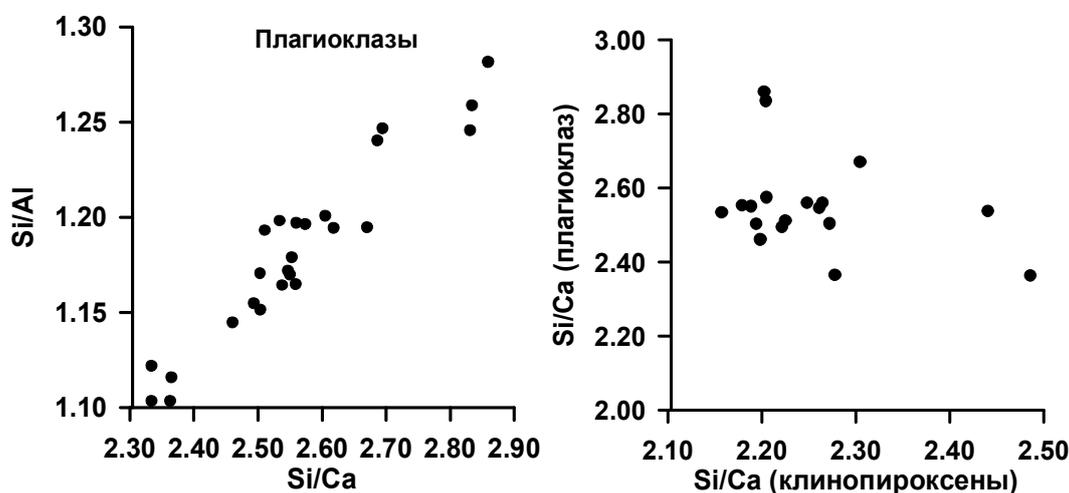


Рис. 10. Диаграммы химических составов плагиоклазов и клинопироксенов из оливинового габбронорита из бороздовой пробы К-1 в координатах параметров Si/Ca и Si/Al (по данным табл. 2 и 3)

Fig. 10. The diagrams of the chemical compositions of plagioclases and clinopyroxenes from K-1 trench sample olivine gabbronorite in the coordinates of the Si/Ca and Si/Al parameters (according to the data in Tables 2 and 3)

Таблица 2
Химический состав плагиоклазов из оливинового габбронорита (бороздовая проба К-1), мас. %

Table 2
The chemical composition of plagioclase from olivine gabbronorite (K-1 trench sample), wt. %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Cr ₂ O ₃	Сумма	Ан, %
Шлиф К-1-1														
По	0,01	0,01	0,02	–	0,01	0,01	0,03	0,009	0,02	0,007	0,01	0,01	–	–
2вкр	47,70	0,04	33,88	–	0,21	0,01	–	16,67	1,94	–	–	0,02	100,47	83
3 вкр	46,79	0,05	34,10	–	0,22	–	0,01	17,21	1,58	0,01	–	–	99,97	86
7 вкр	46,37	0,04	34,37	–	0,24	–	–	17,59	1,43	–	–	–	100,04	87
8 вкр	46,96	–	34,00	–	0,33	–	–	17,21	1,73	0,02	–	–	100,25	85
13 вкр	45,64	–	34,71	–	0,39	0,01	–	18,01	1,23	0,01	–	–	100,00	84
16 вкр	45,63	–	35,09	–	0,37	0,02	–	18,02	1,05	–	–	–	100,18	90
30 вкр	46,71	–	34,32	–	0,20	0,03	0,027	17,48	1,51	–	–	–	100,28	87
31 вкр	46,52	0,01	34,28	–	0,21	–	–	17,34	1,60	0,02	0,01	0,03	100,02	86
47 вкр	47,00	0,03	34,09	–	0,25	–	–	17,20	1,80	0,02	0,01	–	100,40	84
48 вкр	46,89	0,02	34,16	–	0,25	0,04	–	17,10	1,73	0,03	0,02	–	100,24	84

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Cr ₂ O ₃	Сумма	Ан, %
Шлиф К-1-5														
10вкр	46,76	–	33,86	–	0,21	–	–	17,87	1,31	–	–	–	100,02	88
11вкр	47,67	0,02	33,20	–	0,27	0,01	–	17,03	1,91	0,02	–	–	100,12	83
12вкр	48,11	–	33,08	–	0,24	0,01	–	16,87	1,98	–	–	–	100,28	83
13вкр	48,57	0,02	32,89	–	0,24	0,02	–	16,50	2,28	0,02	–	–	100,53	80
15вкл	47,77	0,02	32,97	–	0,33	–	–	16,84	1,95	0,02	–	–	99,92	83
16вкл	48,26	–	33,14	–	0,23	0,01	–	16,77	1,95	0,02	–	–	100,39	83
2лейс	47,32	–	32,96	–	0,24	–	–	16,84	1,85	0,02	–	–	99,23	83
3лейс	44,51	0,01	34,99	–	0,19	–	–	19,10	0,55	–	–	–	99,34	95
4лейс	44,64	0,01	34,78	–	0,18	–	–	18,84	0,62	0,01	–	–	99,09	94
5лейс	46,47	0,01	33,54	–	0,22	0,01	–	17,47	1,42	–	–	–	99,16	87
6лейс	45,94	–	33,90	–	0,19	0,01	–	17,87	1,21	–	–	–	99,12	89
7лейс	48,74	0,01	32,53	–	0,24	–	–	16,38	2,13	0,01	–	–	100,04	81
8лейс	48,17	0,03	33,14	–	0,23	0,01	–	16,93	1,91	0,01	–	–	100,42	83
9лейс	48,26	–	33,08	–	0,26	–	–	16,85	2,06	0,01	–	–	100,52	82
Шлиф К-1-6														
22 вкр	47,22	0,01	33,49	–	0,18	–	–	17,12	1,74	0,01	–	–	99,77	84
23 вкр	46,48	–	33,69	–	0,18	0,01	–	17,33	1,58	0,01	0,01	–	99,29	86
34 вкр	48,75	–	32,28	–	0,25	–	–	15,91	2,28	0,02	0,01	–	99,50	79
35 вкр	48,05	0,02	32,39	–	0,25	–	–	15,82	2,48	0,01	0,01	0,01	99,04	78
39 вкр	46,58	–	33,53	–	0,26	0,01	–	17,03	1,73	0,02	–	–	99,16	84
40 вкр	47,64	0,02	33,77	–	0,21	0,01	–	17,37	1,50	–	0,01	–	100,53	87
41 вкр	47,22	0,01	33,58	–	0,37	–	–	17,55	1,48	0,01	–	0,01	100,23	87
42 вкр	47,18	0,02	33,41	–	0,43	0,01	–	17,38	1,47	0,02	0,01	–	99,93	87
49 вкр	48,50	0,03	33,18	–	0,21	0,01	–	16,85	1,86	0,01	–	0,01	100,66	83
50 вкр	48,59	0,01	33,07	–	0,22	–	–	16,83	1,88	0,01	–	–	100,61	83
51 вкр	48,59	0,02	33,10	–	0,23	–	–	16,02	2,34	0,01	–	–	100,31	79
52 вкр	47,39	0,01	33,67	–	0,25	0,01	–	16,89	1,94	0,02	0,02	–	100,20	83
58 вкр	45,42	0,01	34,35	–	0,19	–	–	18,16	1,15	–	–	–	99,28	90
59 вкр	47,03	0,02	33,23	–	0,28	0,01	–	16,85	1,82	0,02	–	–	99,26	84
Шлиф К-1-8														
26вкр	47,20	0,01	33,07	–	0,26	0,01	–	17,41	1,59	0,03	–	–	99,56	86
27вкр	47,78	–	32,55	–	0,25	–	–	16,83	1,84	0,01	–	0,01	99,27	84
28вкр	48,14	0,02	32,54	–	0,29	0,02	–	16,76	2,03	0,02	–	–	99,81	82
29вкр	48,39	–	32,28	–	0,26	–	–	16,48	2,05	0,02	–	–	99,49	82
33вкр	48,26	0,02	32,86	–	0,24	–	–	16,87	2,03	0,01	–	0,01	100,30	82
35вкр	47,62	–	33,18	–	0,25	0,01	–	16,93	1,86	0,01	–	0,01	99,87	87
22вкл	46,94	0,02	33,43	–	0,24	–	–	17,47	1,43	0,01	–	–	99,62	86
23вкл	46,95	0,01	33,53	–	0,33	–	–	17,49	1,52	0,01	–	–	99,83	86
31вкл	48,24	0,02	32,51	–	0,28	0,01	–	16,63	2,09	0,04	–	–	99,81	81
37вкл	46,72	0,02	33,56	–	0,34	–	–	17,42	1,37	0,01	–	–	99,47	88
38вкл	47,65	–	33,28	–	0,23	0,01	–	16,36	1,78	0,02	–	–	99,92	84
40лейс	48,84	0,01	32,49	–	0,23	–	–	16,11	3,40	0,01	–	0,01	100,09	79
41лейс	45,90	–	34,33	–	0,22	–	–	18,26	1,04	–	–	–	99,75	91
42лейс	49,05	0,02	32,09	–	0,59	0,02	0,23	15,51	2,42	0,02	–	0,01	99,95	78
43лейс	49,12	0,01	32,09	–	0,18	–	–	15,69	2,54	0,01	–	0,02	99,66	77
44лейс	47,88	0,01	33,34	–	0,19	0,01	–	16,98	1,73	0,01	–	–	100,15	84

Примечание. вкр – вкрапленники; вкл – пойкилитовые включения; лейс – лейсты; Ан, % = 100*Ca/(Ca+Na) формульные единицы.

Note. вкр – phenocrysts; вкл – poikilitic inclusions; лейс – laths; Ан, % = 100*Ca/(Ca+Na) formula units.

Клинопироксены представлены бледно-зелеными, призматическими зернами в количестве 15–55% от общего объема породы. Размер их зерен составляет от 0,5 до 5 мм. Зерна минерала часто сдвойникова- ны, в них нередко наблюдаются тонкие ламели ор- топироксена – структуры распада твердого раствора. Встречаются гломеропорфировидные сростки зерен клинопироксена с зернами плагиоклаза, погружен- ные в мелкозернистую основную массу, состоящую из лейст плагиоклаза. В зернах клинопироксена встречаются пойкилитовые включения плагиоклаза,

реже оливина и ортопироксена размером в первые сотые доли миллиметра. Зерна минерала частично или полностью замещены амфиболом, изредка – совместно с биотитом. В своем большинстве клино- пироксены по химическому составу относятся к ав- гитам, в которых содержания миналов варьируют в таких пределах (%): Wo (39,4–45,9); Fs (11,9–18,2); En (36,8–45,3) (табл. 3). Значения параметра Mg/Fe в них находятся в интервале 2,09–3,69, значения пара- метра Si/Fe варьируют в более широком интервале по сравнению со значениями параметра Si/Mg (см.

рис. 9). Между значениями параметров Si/Ca и Si/Al в клинопироксенах наблюдается неотчетливая обратная зависимость. Содержания второстепенных компонентов в клинопироксенах изменяются в следующих пределах (мас. %): Al₂O₃ (1,80–3,21), TiO₂ (0,21–0,42), MnO (0,18–0,39), Na₂O (0,11–0,31).

На основе данных о химическом составе находящихся в непосредственной близости зерен орто- и клинопироксенов из препаратов К-1-1 и К-1-6, были получены оценки температуры их химического равновесия

на заключительной стадии кристаллизации материнского расплава. При этом в препарате К-1-1 проанализировали 9 пар зерен пироксенов, в препарате К-1-6 – 8 пар. Проанализированные зерна пироксенов располагались на расстоянии в несколько сантиметров друг от друга. Расчеты по оценке температуры равновесия, выполненные с использованием трех геотермометров [Wells, 1977; Brey, Kohler, 1990; Nimis, Taylor, 2000] (табл. 4), показали, что оценки температуры равновесия орто- и клинопироксенов значительно варьируют.

Таблица 3
Химический состав клинопироксенов из оливинового габбронорита (бороздовая проба К-1), мас. %

Table 3

The chemical composition of clinopyroxene from olivine gabbronorite (K-1 trench sample), wt. %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Cr ₂ O ₃	Сумма	En, %
Шлиф К-1-1														
Но	0,03	0,03	0,02	–	0,01	0,01	0,03	0,009	0,02	0,007	0,01	0,01	–	–
11	51,81	0,25	3,21	–	7,76	0,18	15,45	20,98	0,20	–	0,04	0,22	100,08	78
12	52,07	0,28	2,99	–	8,37	0,23	15,86	19,91	0,26	–	–	0,07	100,04	77
26	52,13	0,23	2,35	–	7,79	0,21	14,81	22,13	0,22	–	–	0,21	100,07	77
27	52,14	0,21	2,42	–	7,98	0,20	14,54	21,52	0,26	–	0,01	0,56	99,84	76
32	51,62	0,42	2,85	–	8,85	0,28	14,86	21,15	0,20	0,01	0,01	0,10	100,35	75
33	51,54	0,40	2,77	–	10,22	0,31	15,46	19,35	0,25	0,02	–	0,09	100,41	73
40	51,82	0,36	2,20	–	8,65	0,28	14,86	21,77	0,11	–	0,01	0,03	100,10	75
45	51,49	0,40	2,63	–	9,23	0,26	14,89	21,15	0,23	–	–	0,09	100,38	74
46	51,66	0,42	2,75	–	8,55	0,26	14,08	22,03	0,23	–	–	0,13	100,11	75
Шлиф К-1-5														
17	51,36	0,46	2,54	–	8,30	0,25	14,01	22,30	0,30	0,02	–	0,01	99,55	75
Шлиф К-1-6														
20	52,22	0,41	2,50	–	9,53	0,30	13,76	21,68	0,21	0,009	0,01	0,03	100,66	72
21	51,69	0,38	2,37	–	9,25	0,30	13,92	21,88	0,21	–	0,01	0,03	100,04	73
32	51,72	0,40	2,75	–	8,98	0,27	14,04	22,00	0,31	–	0,01	0,02	100,50	74
33	51,71	0,42	2,66	–	9,06	0,27	14,12	21,91	0,28	–	–	–	100,44	74
36	52,10	0,32	1,80	–	10,36	0,41	12,98	22,06	0,25	–	0,02	0,02	100,31	69
37	51,36	0,38	2,15	–	11,02	0,39	12,95	22,00	0,18	–	–	0,02	100,45	68
38	51,54	0,41	2,61	–	9,99	0,32	13,49	21,24	0,20	0,007	–	0,03	99,83	71
47	51,38	0,36	2,70	–	8,07	0,27	14,67	21,55	0,26	–	–	0,03	99,28	76
48	51,62	0,31	2,52	–	7,14	0,25	14,78	22,33	–	–	–	0,04	99,27	79
Шлиф К-1-8														
32	51,83	0,42	3,29	–	8,73	0,25	13,85	21,58	0,29	–	–	0,04	100,37	74
39	52,46	0,36	2,46	–	9,05	0,30	14,35	21,13	0,24	–	–	0,05	100,38	74

Примечание. En, % = 100*Mg/(Mg + Fe), формульные единицы.

Note. En, % = 100 * Mg / (Mg + Fe), formula units.

Таблица 4
Температуры химического равновесия орто- и клинопироксенов из оливинового габбронорита (препараты из бороздовой пробы К-1)

Table 4

Temperature chemical equilibrium ortho- and clinopyroxenes from the olivine of gabbronorite (preparations from K-1 trench samples)

№ анализа	T, °C		
	Nimis, Taylor, 2000	Brey, Kohler, 1990	Wells, 1977
Шлиф К-1-1			
К-1-1-1	880	968	969
К-1-1-2	912	906	1012
К-1-1-3	748	845	890
К-1-1-4	798	801	917
К-1-1-5	810	958	950
К-1-1-6	868	1017	1032
К-1-1-7	739	923	905

№ анализа	T, °C		
	Nimis, Taylor, 2000	Brey, Kohler, 1990	Wells, 1977
К-1-1-8	787	977	928
К-1-1-9	732	1 185	889
Шлиф К-1-6			
К-1-6-1	724	1 133	–
К-1-6-2	696	–	–
К-1-6-3	697	–	–
К-1-6-4	704	–	–
К-1-6-5	615	–	–
К-1-6-6	627	–	–
К-1-6-7	734	–	–
К-1-6-8	757	–	–
Среднее	760	970	940

Примечание. Значения температуры равновесия пироксенов получены с использованием компьютерных программ для трех геотермометров [Wells, 1977; Brey, Kohler, 1990; Nimis, Taylor, 2000] (исполнитель И.В. Ащепков). Средние значения температур округлены до десяти градусов.

Note. Temperature equilibrium pyroxenes obtained using computer programs for the three geothermometers [Wells, 1977; Brey, Kohler, 1990; Nimis, Taylor, 2000] (executor I.V. Ashchepkov). Average temperatures are rounded to ten degrees.

Более высокие и сравнимые средние оценки температуры были получены при расчетах на основе геотермометров Уэллса (940°C) и Брея–Кохлера (970°C). Почти на 200°C меньшее среднее значение получено с применением геотермометра Нимиса–Тэйлора (760°C). Эти оценочные значения температуры равновесия пироксенов являются весьма приближенными и не позволяют корректно определить, оценки по какому из этих геотермометров являются более близкими к реальным. Тем не менее выявленная значительная дисперсия значений температуры находится в согласии с предположением, основанным на данных двумерных диаграмм (см. рис. 8, а, б), что ортопироксены и клинопироксены из исследованного оливинового габбронорита не находятся в состоянии химического равновесия.

Ортопироксены присутствуют в породе в количествах до 5%, однако на отдельных участках породы их содержание достигало 20%. Минерал представлен призматическими зернами размером около 2–3 мм, иногда он находится в виде очень мелких пойкилитовых включений в зернах клинопироксена. Совместно с магнетитом ортопироксены иногда присутствуют в симплектитовом агрегате, который в виде узкой (0,05–0,1 мм) каймы окружает зерна оливина. В отдельных зернах ортопироксена обнаружены пойкилитовые выделения плагиоклаза. Некоторые зерна минерала замещены частично или полностью тальком. Химический состав ортопироксенов охарактеризован в табл. 5. Среднее содержание мн. Эл в ортопироксенах составило $68 \pm 3,6\%$, что соответствует гиперстену, реже – бронзиту. Зависимость между значениями параметра Mg/Fe в ортопироксенах и клинопироксенах не обнаружена, что может указывать на отсутствие химического равновесия между этими минералами (см. рис. 8). Средние

содержания элементов-примесей в ортопироксенах находятся в таких пределах (мас. %): Al_2O_3 ($1,12 \pm 0,24$), CaO ($0,88 \pm 0,38$), TiO_2 ($0,14 \pm 0,06$), MnO ($0,54 \pm 0,07$).

Амфиболы из-за темной окраски их зерен макроскопически отчетливо наблюдаются на выветрелой поверхности породы, подчеркивая ее параллельно-полосчатую текстуру. Под микроскопом минерал представлен буровато-зелеными призматическими или ксеноморфными выделениями в количестве 5–40%, которые частично или полностью замещают зерна клинопироксена. По химическому составу выделены две главные разновидности амфиболов (мас. %): а) магнезиальные (MgO 11,66–13,09) и б) железистые (MgO 6,67–10,60) (табл. 6), причем в тех зернах минерала, которые находились в непосредственной близости от прожилков скаполита, был обнаружен хлор в количестве 0,09–0,80 мас. %. Кроме того, в габбронорите были обнаружены выделения эденита, слагающие узкие оторочки вокруг зерен оливина. Эта разновидность амфиболов имеет следующий химический состав (мас. %): MgO (15,34–17,48), Al_2O_3 (8,07–10,66), CaO (12,09–12,23), Na_2O (1,37–1,63). В сотых долях процента в эдените обнаружены Cr_2O_3 и NiO.

Скаполиты впервые выявлены в породах Калбагдагского массива [Леснов и др., 2019б, в печати]. Они представлены в виде неправильной формы микророзернистых обособлений размером до 1 мм, которые совместно с выделениями хлорсодержащего амфибола слагают тонкие прожилки, секущие породу. Согласно результатам химических анализов минерала, содержание мейонитового компонента в нем изменяется в интервале от 31 до 46% при содержании хлора в количестве 1,30–2,73 мас. %, что позволяет диагностировать его как дипир (табл. 7).

Магнетиты представлены в виде неравномерно распределенных в породе ксеноморфных выделений размером от 0,01 до 4 мм, содержащихся в количестве 1–2%. Эти выделения обычно находятся в сростаниях с зернами оливина (см. рис. 6). В некоторых выделениях магнетита присутствуют вросстки ильменита, образованные в результате распада титаносодержащего твердого раствора. Содержание FeO в магнетитах находится в интервале 89,90–91,75 мас. %, среднее значение – 91,15 ± 0,68 мас. %. В минерале определены следующие содержания элементов-примесей (мас. %): TiO₂ (0,33–0,78), NiO (0,004–0,040), V₂O₅ (0,38–0,81), Cr₂O₅ (0,27–0,89), MgO

(0,01–0,08), ZnO (0,01–0,02), Nb₂O₅ (0,01–0,07), MnO (0,01 и меньше) (табл. 8).

Ильмениты в габбронорите представлены пластинчатыми и короткопризматическими выделениями размером 10–100 мкм, которые, находясь в виде включений в зернах магнетита, образовались в результате распада твердого раствора (рис. 11).

Средние содержания главных компонентов в минерале (мас. %): FeO (45,85 ± 0,62), TiO₂ (51,94 ± 1,04). Элементы-примеси в них находятся в следующих пределах (мас. %): NiO (0,004–0,040), V₂O₅ (0,39–0,47), Cr₂O₅ (0,02–0,13), MgO (0,11–1,60), MnO (0,13–0,21), ZnO (0,02–0,06), Nb₂O₅ (0,03–0,08) (табл. 9).

Таблица 5

Химический состав ортопироксенов из оливинового габбронорита (бороздовая проба К-1, мас. %)

Table 5

The chemical composition of orthopyroxene from olivine gabbronorite (K-1 trench sample), wt. %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Cr ₂ O ₃	Сумма	En, %
Шлиф К-1-1														
По	0,03	0,01	0,02	–	0,01	0,01	0,03	0,009	0,02	0,007	0,01	0,01	–	–
14	53,28	0,11	1,26	–	20,15	0,42	24,20	0,73	0,04	–	–	0,03	100,22	68
15	53,46	0,05	1,15	–	20,66	0,44	24,07	0,55	–	–	0,01	0,04	100,43	67
24	54,76	0,11	0,77	–	18,38	0,59	25,47	0,41	0,03	–	–	–	100,52	71
25	54,77	0,10	0,63	–	18,97	0,61	24,91	0,32	–	–	0,02	–	100,33	70
37	54,84	0,09	0,81	–	17,78	0,55	25,55	0,71	0,06	–	–	–	100,39	72
39	54,55	0,11	0,93	–	17,97	0,52	25,34	0,91	0,05	0,011	–	0,02	100,41	72
49	52,95	0,11	1,29	–	23,24	0,62	21,66	0,59	–	–	0,01	0,05	100,52	62
50	52,76	0,14	1,23	–	23,26	0,60	21,53	0,75	0,05	0,012	0,01	0,01	100,35	62
Шлиф К-1-5														
14	53,69	0,20	1,28	–	19,38	0,46	23,85	1,24	0,05	–	–	0,01	100,16	69
20	54,17	0,13	1,18	–	19,36	0,54	24,11	0,81	–	–	–	–	100,30	69
21	52,88	0,11	0,99	–	23,73	0,65	20,52	0,67	–	–	–	–	99,95	61
Шлиф К-1-6														
30 Отор	53,09	0,21	1,39	–	18,49	0,52	24,47	1,63	0,02	–	0,01	–	99,83	70
31 Отор	53,27	0,13	1,15	–	18,32	0,50	25,21	1,38	0,02	–	0,01	–	99,99	71
Шлиф К-1-8														
24	53,65	0,25	1,37	–	20,72	0,52	23,24	1,25	–	–	–	–	101,00	67
25	53,39	0,26	1,36	–	20,64	0,53	22,55	1,26	–	0,01	–	–	99,99	66

Примечание. Отор – реакционная оторочка вокруг зерен оливина на контакте с зернами плагиоклаза. En, % = 100*Mg/(Mg + Fe), формульные единицы.

Note. Отор – reaction rim around grains of olivine at the contact with plagioclase grains. En, % = 100*Mg/(Mg + Fe), formula units.

Таблица 6

Химический состав амфиболов из оливинового габбронорита (бороздовая проба К-1), мас. %

Table 6

The chemical composition of amphibole from olivine gabbronorite (K-1 trench sample), wt. %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Cr ₂ O ₃	Cl	H ₂ O	Сум-ма	Fs, %
Шлиф К-1-1																
Но	0,01	0,01	0,02	–	0,01	0,01	0,03	0,009	0,02	0,007	0,01	0,01	0,006	–	–	–
4	48,71	0,91	6,40	–	17,09	0,37	13,09	10,90	0,98	0,30	–	0,04	–	2,00	98,79	39
5	48,45	0,91	6,30	–	18,32	0,35	11,91	11,27	0,85	0,32	0,01	–	–	2,00	98,69	44
17	46,95	0,46	10,09	–	10,34	0,12	15,35	12,09	1,63	0,34	0,01	0,06	–	2,00	97,44	25
18	46,64	0,49	10,66	–	10,37	0,14	15,34	12,23	1,62	0,38	0,01	0,06	–	2,00	97,94	25
23	49,42	0,36	8,07	–	8,92	0,14	17,48	12,18	1,37	0,36	0,02	0,05	–	2,00	98,37	19
6	45,76	1,02	7,70	–	19,94	0,28	9,92	11,43	1,22	0,50	–	0,01	0,80	2,00	98,58	51
8	47,59	0,88	6,63	–	19,33	0,32	10,60	11,57	0,98	0,42	–	0,03	0,65	2,00	99,00	49
9	49,57	0,06	6,05	–	18,23	0,36	11,66	11,22	0,69	0,06	0,02	0,03	0,09	2,00	98,04	44
16	46,67	0,36	6,69	–	25,55	0,24	6,67	11,72	1,03	0,15	–	–	0,74	2,00	99,87	67

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Cr ₂ O ₃	Cl	H ₂ O	Сум- ма	Fs, %
Шлиф К-1-6																
56	48,67	0,84	6,73	–	15,96	0,29	13,43	11,42	0,86	0,41	0,005	0,025	0,12	2,00	98,76	37
57	48,73	0,88	6,90	–	15,79	0,28	13,41	11,58	0,85	0,47	–	0,029	0,15	2,00	99,07	37

Примечание. H₂O – стехиометрические значения. Fs, % = 100*Fe/(Fe + Mg), формульные единицы.

Note. H₂O – stoichiometric values. Fs, % = 100*Fe/(Fe + Mg), formula units.

Таблица 7

Химический состав скаполитов (дипиров) из оливинового габбронорита (бороздовая проба К-1), мас. %

Table 7

The chemical composition of scapolite from olivine gabbronorite (K-1 trench sample), wt. %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Cl	S	Сумма
Шлиф К-1-1														
Но	0,01	0,01	0,02	–	0,01	0,01	0,03	0,009	0,02	0,007	0,01	–	–	–
1	53,00	0,03	24,17	–	0,058	0,03	–	10,58	8,22	0,12	0,01	2,04	–	98,77
2	52,04	–	24,57	–	0,068	0,04	–	11,66	7,77	0,12	0,02	1,66	–	98,55
3	52,61	0,01	24,13	–	–	–	–	10,83	8,20	0,13	–	1,93	–	98,38
4	52,94	–	23,73	–	0,011	0,006	–	10,35	8,32	0,13	–	2,16	–	98,13
5	52,31	–	24,22	–	0,044	–	–	11,20	7,40	0,12	–	2,03	–	97,83
13	55,91	–	22,84	–	0,051	0,01	–	7,70	9,36	0,16	0,01	2,73	–	99,11
14	54,48	0,02	23,85	–	0,040	0,02	–	8,96	8,26	0,14	0,02	2,43	–	98,63

Таблица 8

Химический состав магнетитов из оливинового габбронорита (бороздовая проба К-1), мас. %

Table 8

The chemical composition of magnetite from olivine gabbronorite (K-1 trench sample), wt. %

№ анализа	FeO	MnO	TiO ₂	NiO	ZnO	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	Nb ₂ O ₅	Сумма
Шлиф К-1-1										
2	90,58	0,01	0,78	–	0,01	0,38	0,85	–	–	92,61
3	89,90	0,01	0,33	–	–	0,81	0,89	0,01	0,04	91,99
4	91,31	–	0,49	0,03	–	0,50	0,47	0,17	0,07	93,04
Шлиф К-1-6										
11	91,20	–	0,37	0,03	0,02	0,79	0,28	0,05	0,01	92,75
12	91,64	0,01	0,50	0,04	–	0,76	0,27	0,06	–	93,28
14	91,75	–	0,61	0,02	0,02	0,65	0,39	0,08	–	93,52
15	91,69	–	0,69	0,04	0,02	0,68	0,43	0,07	–	93,62

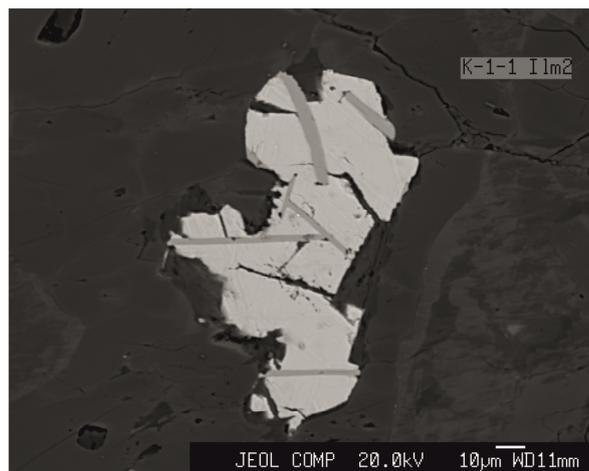


Рис. 11. Структура распада твердого раствора зерна магнетита (светло-серое), в котором находятся пластинчатые выделения ильменита (темно-серое)

Микрофотография выполнена в режиме обратно-рассеянных электронов с применением рентгеноспектрального микроанализатора JEOL JXA-8100

Fig. 11. The structure of the magnetite grain (light gray) solid exsolution where the lamellar ilmenite (dark gray) precipitates present

The micrograph was taken using a JEOL JXA-8100 X-ray microanalyzer in the backscattering electrons

Таблица 9

Химический состав ильменитов из оливинового габбронорита (бороздовая проба К-1), мас. %

Table 9

The chemical composition of ilmenites from olivine gabbronorite (K-1 trench sample), wt. %

№ анализа	FeO	MnO	TiO ₂	NiO	ZnO	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	Nb ₂ O ₅	Сумма
Шлиф К-1-1										
5	45,82	0,15	52,60	0,01	0,06	0,46	–	0,73	–	99,83
6	46,03	0,16	52,55	–	0,05	0,42	–	0,74	–	99,95
7	45,91	0,19	52,68	0,01	–	0,44	–	0,86	0,08	100,17
8	44,70	0,18	53,23	–	0,02	0,47	–	1,60	–	100,20
Шлиф К-1-6										
10	45,90	0,13	51,79	–	0,02	0,43	0,02	0,72	0,03	99,04
13	45,32	0,19	51,79	0,01	–	0,43	0,13	0,75	–	98,62
16	46,43	0,20	50,39	0,01	–	0,39	0,04	0,30	0,07	97,83
18	46,70	0,21	50,51	–	–	0,45	0,06	0,11	–	98,04

Циркон в количестве 14 зерен размером менее 0,5 мм обнаружен в тяжелой фракции коллективной крупногабаритной пробы оливинового габбронорита, отобранной в том же обнажении, что и бороздовая проба К-1. В настоящее время проводятся исследования химического состава и определение их возраста U-Pb изотопным методом.

Обсуждение и заключение

На современном эрозионном срезе Калбагдагский массив представляет собой субвертикально залегающее тело, имеющее в плане линзовидную форму. Среди габброидов массива имеются разновидности с полосчатой текстурой, обусловленной струйчато-полосчатым распределением зерен темноцветных минералов и плагиоклаза. Судя по результатам замеров элементов залегания полосчатости в породах массива, выполненных [Поляков и др., 1984], он имеет концентрически зональное внутреннее строение с преимущественным наклоном полос в сторону его осевой зоны. Габброиды сложены вкрапленниками оливина, клинопироксена и более редких ортопироксена и плагиоклаза, которые погружены в основную массу, имеющую неотчетливо выраженную порфиroidную структуру. Основная масса габброидов состоит из резко преобладающих лейстовидных выделений плагиоклаза, ориентированных субпараллельно и обуславливающих трахитоидную текстуру породы. Часто наблюдается «обтекание» порфиroidных вкрапленников лейстами плагиоклаза. Подчиненную роль в основной массе играют мелкие выделения оливина и пироксенов. Детально исследованный нами образец оливинового габбронорита (бороздовая проба К-1) характеризуется порфиroidной структурой, параллельно-полосчатой текстурой, значительными вариациями количественно-минерального состава. Химические составы оливинов, ортопироксенов, клинопироксенов и плагиоклазов, слагающих исследованный габ-

бронорит, варьируют в сравнительно узких интервалах, при этом между ними не наблюдалась более или менее отчетливая корреляционная зависимость, указывающая на наличие химического равновесия между этими минералами. Выполненные с применением трех минеральных геотермометров расчеты также показали, что содержащиеся в габброидах орто- и клинопироксены не находятся в состоянии химического равновесия.

Вышеприведенные данные могут свидетельствовать о следующем: Калбагдагский массив представляет собой значительно эродированный подводящий канал вулканоплутонической структуры. Слагающие эту структуру габброиды кристаллизовались, вероятно, в процессе восходящего движения мафитовой расплава, который представлял собой структурированную суспензию. Последняя состояла из перемешивающихся и приобретающих струйчатое расположение вкрапленников оливина, ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза, погруженных в основную массу, состоящую из субпараллельно ориентированных длинными осями и «обтекающих» порфиroidных вкрапленников лейст плагиоклаза и благодаря этому имеющую трахитоидную текстуру. Следствием перемешивания порфиroidных вкрапленников в процессе восходящего движения расплава-суспензии стало то, что в находящихся в непосредственной близости друг от друга вкрапленниках пироксена не выявлены свидетельства их химического равновесия, т.е. согласованности их составов. По этой причине находящиеся в этих габброидах в непосредственной близости друг от друга вкрапленники орто- и клинопироксена не могут быть названы сосуществующими фазами в принятом смысле этого понятия, поскольку они не кристаллизовались близко одновременно и при одних и тех же физико-химических параметрах.

Результаты нашего исследования указывают на то, что полосчатые текстуры габброидов Калбагдагского массива являются, скорее всего, следстви-

ем структурирования расплава-суспензии в процессе восходящего движения, а не с его внутрикамерной кристаллизационно-гравитационной дифференциацией.

г. Новосибирск) – за аналитические исследования состава минералов, И.В. Ащепкова (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) – за выполненные расчеты температуры равновесия пироксенов.

Авторы благодарят Ш.Н. Ооржаса и А.С. Шишкина за помощь в экспедиционных исследованиях, В.Н. Королюк (ЦКП МИИ ИГМ СО РАН,

Работа выполнена по государственным заданиям ИГМ СО РАН (№ 0330-2016-0014) и ТувиИКОПР СО РАН, РФФИ (проект № 17-05-00190).

ЛИТЕРАТУРА

- Бородин Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э.** Петрология ордовикских коллизионных перидотит-габбровых массивов // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 9. С. 1074–1091.
- Бухаров Н.С.** О стратиграфии венд-раннекембрийских отложений бассейна рек Тапса, Черби, Ондум (Центральная Тува) // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тувин. книж. изд-во, 1981. Вып. V. С. 58–63.
- Бухаров Н.С.** Нижний кембрий Восточной Тувы (Стратиграфия, фашии, условия формирования пород, металлогения) : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск : СНИИГТИМС, 1983. 16 с.
- Геологическая карта Тувинской АССР.** Масштаб 1:500 000. Кызыл, 1983.
- Дистанова А.Н.** Строение плутонов и особенности состава раннепалеозойских гранитоидов Каахемского района Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск : Наука, 1981. С. 24–62.
- Ковалев П.Ф., Добрянский Г.И., Шнай Г.К., Бродская Р.Л.** Чарашский комплекс – петротип высокоглиноземистых низкоселочных плагиогранитов // Отечественная геология. 1997. № 11. С. 38–42.
- Ковалев П.Ф., Кужугет К.С., Монгуш А.А.** Нижнепалеозойские интрузивные комплексы Центральной Тувы // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск : КНИИГТИМС, 1999. С. 172–182.
- Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К.** Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск : ГЕО, 2019а. 270 с.
- Леснов Ф.П., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Королюк В.Н.** Проявление скаполитовой минерализации в габброидах Калбагдагского мафит-ультрамафитового массива (Тува) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геологическое строение, рудный потенциал. Иркутск : Изд-во Ин-та геохимии СО РАН, 2019б. С. 189–192.
- Монгуш А.А.** Петрография и минералогия раннепалеозойских ультрамафит-мафитовых массивов Восточной Тувы : автореф. ... дис. канд. геол.-минер. наук. Новосибирск : ИГМ СО РАН, 2002. 26 с.
- Поляков Г.В., Богнибов В.И.** Раннепалеозойский перидотит-пироксенит-габбро-норитовый комплекс салаирид Юго-Восточной Тувы // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск : Наука, 1979. С. 118–126.
- Поляков Г.В., Богнибов В.И., Изох А.Э., Кривенко А.П., Баярбилэг Л.** Перидотит-пироксенит-габброноритовая формация Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии // Плутонические формации Тувы и их рудоносность. Новосибирск : Наука, 1984. С. 4–57.
- Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Понамарчук В.А., Бибилова Е.В., Сергеев А.С., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б.** Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.
- Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Яковлева С.З., Федосеев А.М.** Возраст и геодинамическая позиция перидотит-пироксенит-анартозит-габбрового мажалькского комплекса, Восточная Тува // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 656–662.
- Brey G.P., Kohler T.R.** Geothermobarometry in four-phase lherzolites II, new thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol. 1990. V. 31, № 6. P. 1353–1378.
- Nimis P., Taylor W.** Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contr. Mineral. Petrol. 2000. V. 139, № 5. P. 541–554.
- Wells P.R.A.** Pyroxene thermometry in simple and complex Systems // Contr. Mineral. Petrol. 1977. V. 62. P. 129–139.

Авторы:

Ойдуп Чойганмаа Кыргысовна, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия. E-mail: oydup_ch@mail.ru

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

Монгуш Андрей Александрович, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия. E-mail: amongush@inbox.ru

Geosphere Research, 2019, 3, 20–34. DOI: 10.17223/25421379/12/2

Ch.K. Oydup¹, F.P. Lesnov², A.A. Mongush¹

¹ *Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia;*

² *V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia*

MINERALS COMPOSITION AND GENESIS OF THE BANDED GABBROIDS OF THE KALBAKDAG ULTRAMAFIC-MAFIC MASSIF (CENTRAL TUVA)

Presents the results of detailed studies of the chemical composition of the main (olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, plagioclase and amphibole) and secondary (scapolite, magnetite, ilmenite) minerals of channel samples of olivine gabbro-norite Callbackmessage

array. The gabbroids of this massif crystallized, probably, during the upward motion of the mafic melt, which was a structured suspension. The latter consisted of mixing and acquiring a wavy arrangement of phenocrysts of olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, and plagioclase immersed in the bulk, consisting of subparallel oriented long axis and "streamlined" porphyritic phenocrysts of plagioclase laths and because of this, with trachytoid texture. The result of mixing porphyroid inclusions in the process of upward movement of the melt-suspension was that in being in close proximity to each other pyroxene inclusions evidence of their chemical equilibrium, that is, the consistency of their compositions. Banded texture gabbroids Callbackmessage array are likely the result of late-magmatic processes that are not associated with intra crystallization-gravitational differentiation of mafic melt.

Keywords: ultramafic-mafic massif, component distribution coefficient, gabbro-norite, ophiolites, gabbroids, mineralogy, petrography, Tuva.

References

Borodina E.V., Egorova V.V., A.E. Izokh. Petrology of ordovician collision-related layered peridotite-gabbro intrusions (exemplified by the Mazhalyk intrusion, Southeastern Tuva) // Russian Geology and Geophysics, 2004. V. 45. № 9, pp. 1074–1091.

Bukharov N.S. *O stratigrafiy vend-rannekembriyskikh otlozheniy basseyna rek Tapsa, Cherbi, Ondum (TSentral'naya Tuva)* [On the stratigraphy of the Vendian-Early Cambrian sediments of the basin of the Tapsa, Cherbi, Ondum rivers (Central Tuva)] // Materials on Geology of Tuva ASSR. V. V. Kyzyl: Tuvan book publishing house, 1981. pp. 58–63. In Russian.

Bukharov N.S. *Nizhniy kembriy Vostochnoy Tuvy (Stratigrafiya, fatsii, usloviya formirovaniye porod, metallogeniya)* [Lower Cambrian of Eastern Tuva (Stratigraphy, facies, rock formation conditions, metallogeny)] // Avtoreferat diss. na soisk. uch. st. k.g.-m.n. Novosibirsk, SNIIGiMS, 1983. 16 p. In Russian.

Geologicheskaya karta Tuvinskoy ASSR [Geological map of the Tuva Autonomous Soviet Socialist Republic]. The scale of 1:500,000. Kyzyl, 1983. In Russian

Distanova A.N. *Stroyeniye plutonov i osobennosti sostava rannepaleozoyskikh granitoidov Kaakhemskogo rayona Vostochnoy Tuvy* [The structure of the plutons and the characteristics of the composition of Early Paleozoic granitoids Khaa-Khem district of East Tuva] // Magmatic complexes of folded areas in Southern Siberia. Novosibirsk: Nauka, 1981, ph. 24–62. In Russian

Kovalev P.F., Dobryansky G.I., Snay G.K., Brodskaya R.L. *Charashskiy kompleks – petrotip vysokoglinozemistykh nizkoshchelochnykh plagiogranitov* [Charashsky complex - petrotype of high alumina low alkaline plagiogranites] // Otechestvennaya Geologiya, 1997, No. 11. pp. 38–42. In Russian

Kovalev P.F., Kuzhuget K.S., Mongush A.A. *Nizhnepaleozoyskiye intruzivnyye komplekсы TSentral'noy Tuvy* [Lower Paleozoic Intrusive complexes of the Central Tuva] // Geology and mineral resources of the Krasnoyarsk territory. Krasnoyarsk: Knierim, 1999, pp. 172–182. In Russian

Lesnov F.P., Kuzhuget K.S., Mongush A.A., Oydup Ch.K. *Geologiya, petrologiya i rudonosnost' mafit-ul'tramafitovykh massivov Respubliki Tyva* [The Geology, Petrology and Ore potential of mafic-ultramafic massifs of Tuva Republic] // Novosibirsk: Publishing house "GEO", 2019a. *in press*. In Russian

Lesnov F.P., Oydup Ch.K., Mongush A.A., Korolyuk V.N. *Proyavleniye skapolitovoy mineralizatsii v gabbroidakh Kalbackdag-skogo mafit-ul'tramafitovogo massiva (Tuva)* [Scapolite mineralization occurrence in gabbroids Kalbackdag mafic-ultramafic massif (Tuva)] // Ultramafite-mafite complexes: geological structure, ore potential. Irkutsk: Publishing House of the Institute of Geochemistry SB RAS. 2019b. *in press*. In Russian

Mongush A.A. *Petrografiya i mineralogiya rannepaleozoyskikh ul'tramafit-mafitovykh massivov Vostochnoy Tuvy* [Petrography and Mineralogy of Early Paleozoic ultramafite-mafite massifs of East Tuva] // Avtoreferat diss. na soisk. uch. st. k.g.-m.n. Novosibirsk: IGM SB RAN. 2002. 26 p. In Russian

Polyakov G.V., Bognibov V.I. *Rannepaleozoyskiy peridotit-piroksenit-gabbro-noritovyy kompleks salairid YUgo-Vostochnoy Tuvy* [Early Paleozoic peridotite-pyroxenite-gabbro-norite complex Salair rock of Southeast Tuva] // Ultrabasite and Mafic complexes of Siberia. Novosibirsk: Science. 1979. pp. 118–126. In Russian

Polyakov G.V., Bognibov V.I., Izokh A.E., Krivenko A.P., Batbileg L. *Peridotit-piroksenit-gabbro-noritovaya formatsiya Vostochnoy Tuvy i Severo-Zapadnoy Mongolii* [Peridotite-pyroxenite-gabbro-norite formation of East Tuva and Northwestern Mongolia] // Plutonic formations of Tuva and their ore potential. Novosibirsk: Publishing House Nauka. Siberian Branch. 1984. pp. 4–57. In Russian

Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Ponomarchuk V.A., Bibikova E.V., Sergeev S.A., Matukov D.I., Plotkina Yu.V., Bayanova T.B. *Kaakhemskiy polikhronnyy granitoidnyy batolit (Vostochnaya Tuva): sostav, vozrast, istochniki i geodinamicheskaya pozitsiya* [The Kaakhem polychromatic granitoid batholith (eastern Tuva): composition, age, sources, and geodynamic position] // Litosfera, 2006. № 2. pp. 3–33. In Russian

Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Kozakov I.K., Yakovleva S.Z., Fedoseenko A.M., Oidup Ch.K., Mongush A.A. Age and geodynamic setting of the Mazhalyk peridotite-pyroxenite-anorthosite-gabbro complex, Eastern Tuva // Petrology, 2004. V. 12. № 6. pp. 583–588.

Brey G.P., Kohler T.R. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II, new thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol. 1990. V. 31. No 6. pp. 1353–1378.

Nimis P., Taylor W. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contr. Mineral. Petrol. 2000. V. 139. No 5. pp. 541–554.

Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex Systems // Contr. Mineral. Petrol. 1977. V. 62. pp. 129–139.

Authors:

Oydup Choyganmaa K., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Scientific Collaborator, Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia. E-mail: oydup_ch@mail.ru

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

Mongush Andrey A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Scientific Collaborator, Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia. E-mail: amongush@inbox.ru

ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 553.86+539.219.1+552.321.5(6)+571.64

СОСТАВ МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ В ЦИРКОНАХ ИЗ ПОРОД БЕРЕЗОВСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ)



Ф.П. Леснов, В.Н. Королюк

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Представлены данные о химическом составе микровключений в зернах циркона из пород полигенного Березовского мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин), полученные с помощью электронно-зондового микроанализатора JEOL JXA-8100. В структуре массива выделены протрузия реститогенных ультрамафитов, прорывающий ее интрузив ортомагматических габброидов, а также контактово-реакционные зоны, расположенные вдоль контактов габброидного интрузива с протрузией ультрамафитов (гибридные ультрамафиты и оливиновые габброиды) и с вмещающей толщей (гибридные кварцсодержащие габброиды и диориты). Цирконы разделены на четыре разновидности: реликтовые, ксеногенные, сингенетичные и эпигенетические. Микровключения с видимым размером 10–20 мкм обнаружены, главным образом, в зернах сингенетичных цирконов из гибридных габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов. Они представлены чаще встречающимися карбонатом и калинатровым полевым шпатом, а также более редкими кварцем, альбитом, слюдой и неидентифицированными фазами. В единичных случаях встречались микровключения гроссуляра, сидерита и оксида железа. В зернах цирконов из ультрамафитов и оливиновых габброидов, для которых определения показали древний U-Pb изотопный возраст, микровключения не встречались.

Ключевые слова: цирконы, микровключения, ультрамафиты, габброиды, офиолиты, о. Сахалин.

Введение

В акцессорных цирконах из разнотипных магматических пород, включая породы из мафит-ультрамафитовых массивов, нередко присутствуют микровключения различных минералов размером от единиц до первых десятков микрон. Согласно опубликованным данным, в таких микровключениях были диагностированы карбонат, кварц, апатит, гранат, омфациит, фенгит, рутил, сульфиды и некоторые другие минералы. Ограниченные размеры микровключений часто не позволяли надежно определить их химический состав и фазовую принадлежность. В предлагаемой статье охарактеризован химический и фазовый состав таких микровключений, которые впервые были обнаружены в цирконах из некоторых пород, слагающих Березовский мафит-ультрамафитовый массив, входящий в состав Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации.

Геологическое строение

Березовского мафит-ультрамафитового массива

Березовский мафит-ультрамафитовый массив расположен в восточных отрогах Центрального хребта о. Сахалин на водоразделе рек Березовка, Герань и Зловещая (143°51' в.д., 49°50' с.ш.). Общая площадь выходов его пород составляет порядка 6,7 км², его линейные размеры – 1,5 × 4,5 км. Около

90% площади массива слагают ультрамафиты, остальную часть – породы габброидного состава (рис. 1). На некотором удалении от массива расположено несколько тел значительно меньшего размера, которые также сложены породами ультрамафитового и габброидного состава и, возможно, являются его тектоническими отторженцами.

В строении массива принимают участие четыре пространственно сближенных, но генетически автономных структурно-вещественных комплекса пород: 1) протрузия реститогенных ультрамафитов (гарцбургиты, лерцолиты и их серпентинизированные разновидности); 2) габброидный интрузив (ортомагматические габбронориты и габбро), прорывающий протрузию ультрамафитов; 3) контактово-реакционная зона, расположенная вдоль границ габброидного интрузива с протрузией ультрамафитов (гибридные верлиты, плагиоверлиты, клинопироксениты, вебстериты, а также гибридные оливиновые габбронориты и габбро, более редкие троктолиты); 4) контактово-реакционная зона, расположенная вдоль границ габброидного интрузива с метавулканогенными породами вмещающей толщи (гибридные габбро-диориты, кварцсодержащие диориты, диориты, кварцевые диориты). Свидетельством более позднего формирования габброидного интрузива по отношению к протрузии ультрамафитов является наличие ксенолитов ультрамафитов в породах габброидного интрузива. В 18 пробах пород массива весом в несколько килограммов обнаружено около 200 зерен

циркона, значения возраста которых по результатам датирования U-Pb методом SIMS (SHRIMP II) варьи-

руют в диапазоне от ~3,1 млрд лет до 20 млн лет [Леснов, 2015; Леснов и др., 2015].

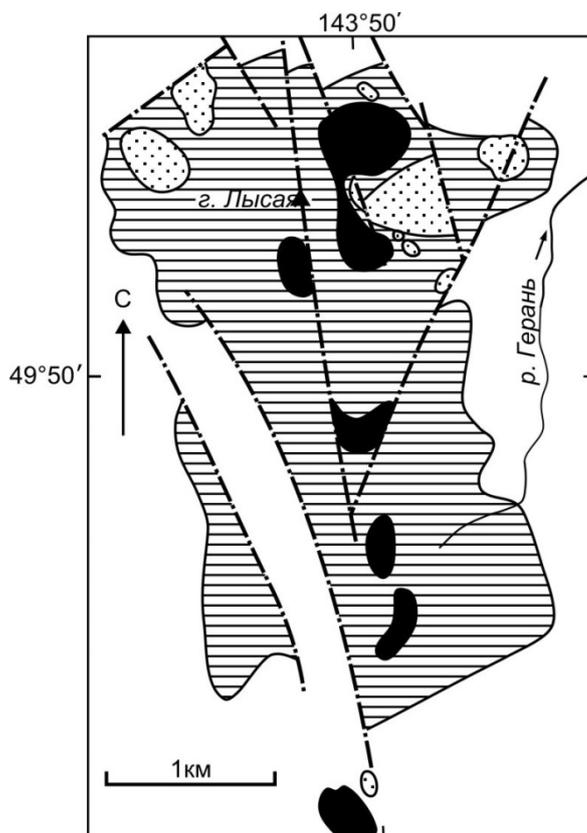


Рис. 1. Схема геологического строения Березовского мафит-ультрамафитового массива [Леснов и др., 2015]

Черным цветом обозначены площади распространения реститогенных ультрамафитов – дунитов, гарцбургитов, лерцолитов, их серпентинизированных разновидностей, а также серпентинитов. Горизонтальными линиями обозначены площади распространения гибридных ультрамафитов (верлиты, плагиоверлиты, клинопироксениты, вебстериты и их оливин- и плагиоклазсодержащие разновидности). Точками обозначены площади распространения ортомагматических (габбронориты, габбро, нориты) и гибридных (оливиновые габбро и габбронориты, троктолиты, анортозиты, роговообманковые габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты) габброидов

Fig. 1. The geological structure of the Berezovsky mafic-ultramafic massif [Lesnov et al., 2015]

The areas of distribution of restitogenic ultramafic rocks – dunites, harzburgites, lherzolites, their serpentinitized varieties, and also serpentinites are marked in black. Horizontal lines indicate the areas of hybrid ultramafic distribution (wehrlites, plagiowehlite, clinopyroxenites, websterites and their olivine and plagioclase-containing species). Dots indicate the distribution areas of orthomagmatic (gabbro-norite, gabbro, norite) and hybrid (olivine gabbro and gabbro-norite, troctolites, anorthosites, hornblende gabbro, gabbro-diorites) gabbroids

Исследованные цирконы из пород массива представлены четырьмя генетическими разновидностями: а) редко встречающимися *реликтовыми* цирконами округленной формы, выявленными в гибридных ультрамафитах с возрастом более 1 млрд лет; б) чаще встречающимися *ксеногенными* цирконами, обычно округленной формы, которые выделены, главным образом, из гибридных оливиновых габброидов, слагающих зону эндоконтакта интрузива с протрузией и имеющими как древние (более 1 млрд лет), так и промежуточные (многие сотни млн лет) значения изотопного возраста; в) *сингенетическими* цирконами, наиболее широко представленными в изученной коллекции, обнаруженными только в ортомагматических габброидах, обладающих отчетли-

вой кристаллографической огранкой и имеющими возраст в интервале 150–170 млн лет, который отвечает времени формирования габброидного интрузива; г) *эпигенетическими* цирконами, представленными единичными ограниченными зернами с изотопным возрастом менее 100 млн лет и образованными, как предполагается, в процессе инфильтрации в породы массива флюидов, отделявшихся от расплавов, сформировавших небольшие гранитоидные интрузивы, расположенные в районе Березовского массива. С учетом всех имеющихся геолого-петрографических и изотопно-геохронологических данных Березовский массив рассматривается в качестве полигенного магматического тела [Леснов, 2015; Леснов и др., 2015].

Метод исследований состава микровключений

При изучении морфологии и химического состава цирконов из пород Березовского массива электронно-зондовым методом в некоторых их зернах были обнаружены твердофазные микровключения субизометричной, округленной, угловатой, удлиненной и неправильной формы с видимым размером 10–20 мкм, иногда несколько больше. Последующее изучение химического состава этих микровключений также проводилось на микроанализаторе JEOL JXA-8100 в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Эти анализы выполнялись при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока зонда 30–50 нА. Пересчет измеренных интенсивностей в концентрацию компонентов осуществлен методом ZAF-коррекции из программного обеспечения прибора. Места для определения состава микровключений выбирали в режиме растрового микроскопа с соблюдением условия, при котором видимая поверхность рассматриваемых фаз в наибольшей мере попадала в область генерации рентгеновского излучения. Затем при увеличении ($\times 300\,000$) проводили измерения, т.е. анализ осуществлялся практически с неподвижным зондом. Данный прием позволил избежать смещения электронного зонда, возникающего при переходе от просмотрного режима к анализу в «точке». В качестве образцов сравнения (стандартов) использовали зерна природных альбита, ортоклаза, диопсида, гранатов различного химического состава, а также Ti-содержащее синтетическое стекло состава диопсида. Отметим, что при анализе могло возникать некоторое «переопределение» концентрации Si относительно других компонентов, если область возбуждения аналитических сигналов превосходила размер микровключения, т.е. регистрировалось излучение Si из цирконовой матрицы. Остальные определявшиеся при анализе микровключений элементы в матрице циркона отсут-

ствуют. В такой ситуации их содержание относительно содержания Si обычно занижалось. Непосредственно в процессе выполнения анализов степень завышения или занижения концентрации тех или иных элементов установить невозможно, тем не менее некоторые коррективы были сделаны при пересчете результатов анализа на химические формулы минералов из микровключений.

Результаты исследований

При предварительном изучении коллекции зерен циркона в режиме «СОМРО», в них было обнаружено около 100 микровключений различных минеральных фаз, подавляющая часть которых находилась в цирконах из гибридных габброидов, слагающих контакто-реакционную зону, расположенную на границе габброидного интрузива с вмещающими толщами (габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов). В реликтовых и ксеногенных цирконах из гибридных ультрамафитов и габброидов, для которых были определены наиболее древние изотопные возрасты, микровключения не встречались. Анализы химического состава этих микровключений показали, что в них присутствуют в различных количествах SiO_2 (0,03), Al_2O_3 (0,02), CaO (0,009), MgO (0,09), FeO (0,01), TiO_2 (0,01), MnO (0,009), Cr_2O_3 (0,006), Na_2O (0,02), K_2O (0,007). Поясним, что в скобках после символов оксидов указаны значения пределов обнаружения компонентов в мас. %. Эти пределы указывают на наименьшие содержания компонентов, которые еще обнаруживались при использованной методике анализа с вероятностью 84% (односторонний 1σ -критерий). На основе выполненных анализов была определена фазовая принадлежность подавляющей части проанализированных микровключений, среди которых диагностированы чаще встречавшиеся карбонат и калинатриевый полевой шпат, более редкие кварц, альбит, слюда, гроссуляр и в единичных случаях – сидерит и оксид железа (табл. 1, 2, рис. 2).

Таблица 1

Химический состав микровключений в цирконах из пород Березовского массива, мас. %

Table 1

The chemical composition of microinclusions in zircons from rocks of the Berezovskii massif, wt %

Компонент	Карбонаты												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	1,45	4,88	1,71	0,41	0,66	9,14	0,48	0,34	16,25	3,13	1,51	0,63	0,47
TiO_2	Н.о.	0,03	0,03	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,03	Н.о.	Н.о.	0,01	0,01	0,01
Al_2O_3	Н.о.	0,04	Н.о.	0,02	Н.о.	0,21	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,09	Н.о.	Н.о.
FeO	0,14	0,04	0,13	0,26	0,31	0,16	0,29	0,27	0,22	0,16	0,03	0,09	0,05
MnO	0,14	0,10	0,18	0,27	0,22	0,16	0,09	0,26	0,09	0,09	0,10	0,20	0,04
MgO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,01	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
CaO	61,04	53,09	56,58	53,60	61,10	45,31	61,82	61,34	31,15	55,86	61,83	61,99	59,16
Na_2O	0,19	Н.о.	0,38	0,18	Н.о.	Н.о.	0,17	0,07	Н.о.	0,09	Н.о.	0,04	Н.о.
K_2O	0,01	0,02	Н.о.	0,02	Н.о.	0,05	Н.о.	Н.о.	0,01	0,01	0,05	Н.о.	Н.о.
Cr_2O_3	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,01	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Сумма	62,97	58,19	59,01	54,75	62,29	55,04	62,85	62,33	47,72	59,33	63,61	62,95	59,73

Компонент	Калиевые полевые шпаты					Альбиты				Кварцы			
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	61,53	64,65	62,70	61,83	64,29	75,79	70,91	61,15	69,87	91,77	87,07	99,80	98,66
TiO ₂	0,04	0,02	Н.о.	Н.о.	0,02	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,04	0,02	0,00	0,04	0,01
Al ₂ O ₃	12,66	17,83	17,40	14,47	16,74	15,78	18,33	18,15	19,67	0,60	0,02	0,14	0,26
FeO	0,22	0,05	0,01	0,02	1,02	Н.о.	0,08	0,05	0,52	0,08	0,03	0,07	0,02
MnO	0,04	Н.о.	Н.о.	0,02	0,02	Н.о.	0,05	0,02	0,12	Н.о.	0,01	Н.о.	Н.о.
MgO	Н.о.	0,03	Н.о.	0,01	0,01	0,05	Н.о.	0,02	0,04	0,07	0,01	Н.о.	Н.о.
CaO	0,21	Н.о.	Н.о.	0,02	0,00	1,20	1,20	3,79	0,45	0,03	Н.о.	0,06	0,04
Na ₂ O	0,05	0,56	0,37	0,89	0,20	10,06	10,86	10,54	12,15	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,14
K ₂ O	11,06	15,92	14,37	13,13	15,17	0,09	0,06	0,42	0,12	0,22	Н.о.	Н.о.	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,03	0,01	0,01	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,03	0,01
Сумма	85,82	99,07	94,84	90,39	97,47	102,8	101,5	94,14	102,9	92,77	87,14	100,1	99,15

Компонент	Кварцы			Гроссуляры			Слюды				Сидерит	Магнетит
	5	6	7	1	2	3	1	2	3	4	1	1
SiO ₂	89,75	99,79	91,17	35,53	39,34	34,83	46,30	49,73	56,12	45,84	7,23	1,09
TiO ₂	0,03	Н.о.	0,04	0,15	0,09	0,13	0,73	0,20	0,20	4,28	Н.о.	0,92
Al ₂ O ₃	1,38	0,14	2,05	24,31	27,28	23,56	11,56	17,43	17,39	26,75	0,19	0,43
FeO	0,69	0,01	Н.о.	8,02	7,74	8,56	8,59	8,19	7,05	6,44	11,26	82,95
MnO	0,03	0,03	Н.о.	0,72	0,48	0,70	0,09	0,07	0,02	0,07	0,10	0,03
MgO	0,19	Н.о.	0,01	0,02	Н.о.	0,00	3,59	0,60	1,96	1,10	Н.о.	Н.о.
CaO	0,05	0,01	0,06	20,66	22,64	20,26	4,37	0,00	0,36	0,02	40,68	0,22
Na ₂ O	Н.о.	Н.о.	0,53	0,01	0,02	Н.о.	Н.о.	0,99	0,80	0,41	0,08	Н.о.
K ₂ O	0,40	0,02	0,72	Н.о.	Н.о.	Н.о.	2,57	5,99	5,70	8,70	0,01	Н.о.
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Сумма	92,55	99,99	94,57	89,44	97,58	88,06	77,81	83,20	89,60	93,61	59,56	85,64

Примечание. Здесь и в табл. 2 Н.о. – компонент не обнаружен.

Note. Here and in Table 2 Н.о. – component not detected.

Таблица 2

Химический состав неидентифицированных микровключений в цирконах из пород Березовского массива, мас. %

Table 2

The chemical composition of closer than non-identified microinclusions in zircons from rocks of the Berezovskii massif, wt %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	53,99	33,32	34,22	48,41	81,91	26,12	39,52	31,27	37,33	68,00	57,39	43,90	78,78	70,68
TiO ₂	Н.о.	Н.о.	0,13	0,05	Н.о.	0,03	Н.о.	0,11	0,03	0,26	0,13	1,90	0,10	0,07
Al ₂ O ₃	7,29	12,90	14,92	10,75	4,61	19,37	11,30	5,60	12,28	12,11	8,68	22,39	8,46	12,39
FeO	12,58	19,79	20,58	30,41	5,85	32,24	23,69	1,06	23,25	4,95	0,84	8,81	1,40	1,19
MnO	0,24	0,47	0,87	0,20	0,11	0,27	0,37	Н.о.	0,11	0,12	0,05	0,30	0,03	0,02
MgO	9,92	16,90	14,82	1,61	2,31	11,23	11,47	0,48	4,84	0,54	0,15	1,40	0,81	0,02
CaO	0,19	0,60	0,36	0,06	0,12	0,04	0,86	32,33	0,17	1,15	0,56	1,29	0,11	0,72
Na ₂ O	0,06	0,28	0,27	0,18	0,17	0,05	0,08	0,06	0,41	1,78	2,18	0,10	0,16	1,35
K ₂ O	0,07	0,02	0,76	0,43	0,37	0,05	0,04	1,68	1,36	3,63	1,60	7,41	3,06	3,54
Cr ₂ O ₃	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,04	Н.о.	0,04	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0,03	0,02	Н.о.
Сумма	84,34	84,27	86,92	92,10	95,50	89,39	87,36	72,58	79,79	92,54	71,58	87,54	92,92	89,97

Для некоторых микровключений ограниченные размеры обусловили несколько повышенный уровень искажений их химического состава. Этим можно объяснить тот факт, что суммарное содержание компонентов в анализах таких микровключений меньше 100 мас. %, или, наоборот, несколько превышает данную величину. По этой причине при графической интерпретации химических составов микровключений вместо содержаний компонентов в мас. % были использованы их отношения, т.е. химические параметры. Далее кратко охарактеризуем особенности состава каждого из минералов, представленных в микровключениях в зернах циркона (рис. 3).

Содержание СаО в микровключениях карбоната изменяется в интервале 31,2–62 мас. %. При этом во многих из них в качестве примеси обнаружены SiO₂ (0,41–16,3 мас. %) и FeO (0,03–0,31 мас. %), а также в крайне малых количествах – MgO, TiO₂, Al₂O₃, Na₂O и K₂O. Карбонаты из разных микровключений имеют схожие по конфигурации графики химических параметров, на которых присутствуют интенсивные максимумы для параметров СаО/FeO и СаО/Na₂O. Микровключения в той или иной мере отличаются по положению их графиков на диаграмме, что свидетельствует о некоторой неоднородности химического состава этого минерала.

В микровключениях *калиевого полевого шпата* содержание главных компонентов варьирует в относительно узких пределах (мас. %): SiO_2 (61,8–64,7), Al_2O_3 (12,7–17,8), K_2O (11,1–15,9), Na_2O (0,05–0,89), FeO (0,01–1,01). При этом в них почти полностью отсутствуют примеси CaO , TiO_2 и MnO . На графиках химических параметров этого минерала наблюдаются максимумы для значений параметров SiO_2/CaO и $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$. Разброс фигуративных точек параметра

$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ указывает на значительные вариации содержания щелочей в этом минерале.

Во включениях *альбита* содержания главных компонентов заметно варьируют (мас. %): SiO_2 (61,2–75,8), Al_2O_3 (15,8–19,7), Na_2O (10,2–12,2), K_2O (0,06–0,42), FeO (0,00–0,52). Значения химических параметров альбитов из разных микровключений варьируют незначительно, на что указывает сближенное расположение их графиков.

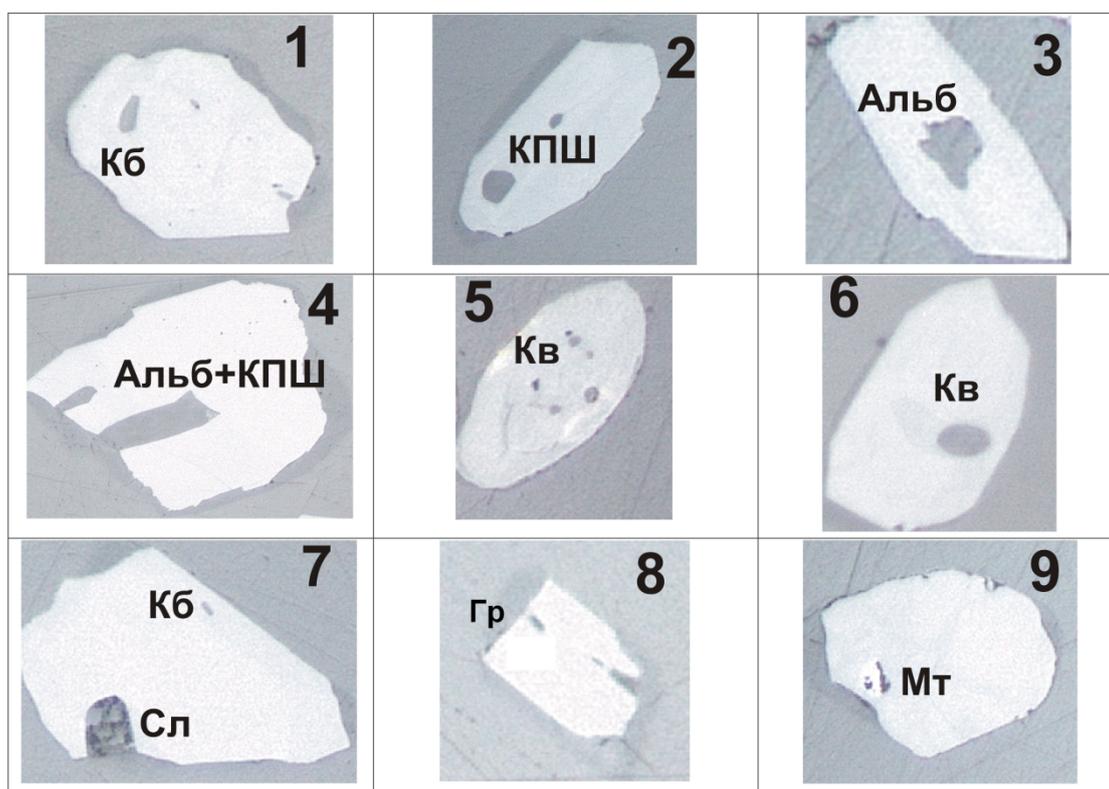


Рис. 2. Микрофотографии, полученные на микроанализаторе JEOL JXA-8100 в обратно-рассеянных электронах (режим COMPO)

Светло-серое – циркон, темно-серое – микровключения: **Кб** – карбонат; **КПШ** – калиевый полевой шпат; **Альб** – альбит; **Кв** – кварц; **Сл** – слюда; **Гр** – гроссуляра; **Мт** – оксид железа. Наименование пород, в цирконах которых присутствуют микровключения: 1 – габброид; 2 – кварцевый диорит; 3, 5, 9 – габбро-пироксениты; 4, 8 – габбро-диориты; 6, 7 – диориты

Fig. 2. Micrographs taken on a JEOL JXA-8100 microanalyzer in backscattered electrons (COMPO mode)

Light gray – zircon; dark gray – microinclusions: **Kb** – carbonate; **KPSh** – potassium feldspar; **Alb** – albite; **Kv** – quartz; **Sl** – mica; **Gr** – grossular; **Mt** – iron oxide. The name of the rocks in which the microinclusions are present in the zircons: 1 – gabbroid; 2 – quartz diorite; 3, 5, 9 – gabbro-pyroxenites; 4, 8 – gabbro-diorites; 6, 7 – diorites

В микровключениях *слюды* также наблюдались заметные вариации содержания главных компонентов (мас. %): SiO_2 (45,8–56,1), Al_2O_3 (11,6–26,8) и K_2O (2,6–8,7). При этом значения химических параметров $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в этом минерале менее значительны по сравнению со значениями параметра SiO_2/CaO .

В микровключениях *кварца* содержание SiO_2 составили от 89,8 до 99,8 мас. %. В качестве примеси в них обнаружены FeO , TiO_2 и Al_2O_3 , реже в них присутствовали MgO , CaO , MnO и щелочи.

Микровключения *гроссуляра* сравнимы по содержанию (мас. %) SiO_2 (34,8–39,3), Al_2O_3 (23,6–27,3) и CaO (20,3–22,6), а также по значениям химических параметров, графики которых почти не отличаются по положению на диаграмме и по конфигурации. На микрофотографии можно видеть, что микровключения гроссуляра имеют удлиненную форму и предположительно локализованы в микротрещине, секущей зерно циркона (см. рис. 2, 8). Кроме того, в зернах циркона были обнаружены единичные микровключения *сидерита* и *оксида железа*.

Наряду с охарактеризованными выше минералами из микровключений в цирконах в них выявлены разновидности микровключений, фазовый состав которых не удалось определить. Такие микровключения в разной мере отличаются по со-

держаниям ряда химических компонентов, суммарное содержание которых часто намного меньше 100 мас. %. Особенно широко в этих микровключениях варьируют значения параметров FeO/CaO и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$.

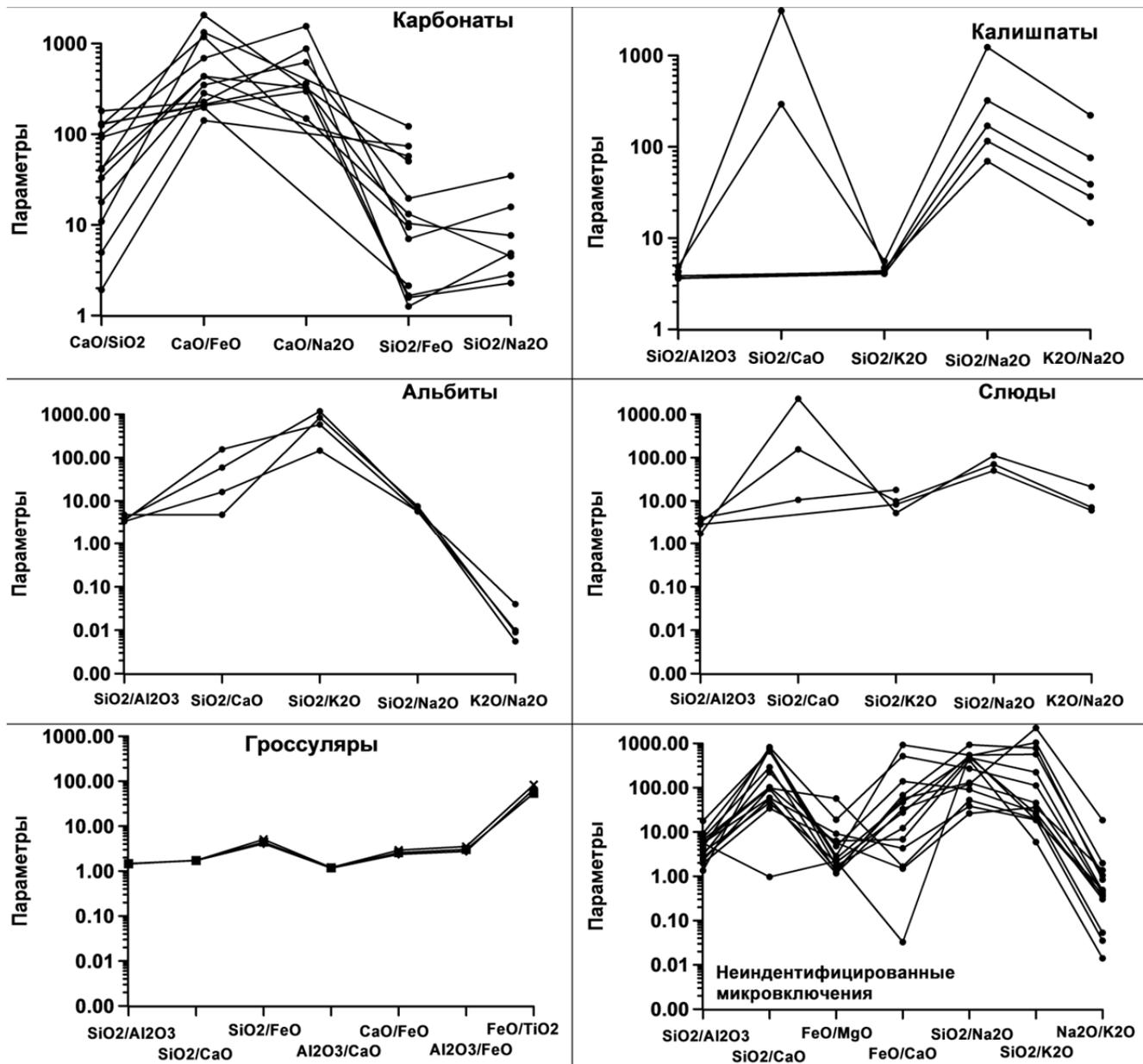


Рис. 3. Графики химических параметров карбоната, калиевого полевого шпата, альбита, слюды, гроссуляра, а также неидентифицированных фаз из микровключений в цирконах (по данным табл. 1, 2)

Fig. 3. Graphs of chemical parameters of carbonates, potassium feldspars, albites, micas, grossulars, as well as unidentified phases from microinclusions in zircons (according to Tables 1, 2)

С учетом подобия конфигурации графиков химических параметров этой группы микровключений предполагается, что они имеют одну и ту же фазовую принадлежность.

Наконец, отметим, что в зернах циркона были обнаружены «псевдомикровключения», представ-

ляющие собой каверны, заполненные тонкодисперсным агрегатом. Как можно предположить, эти каверны были образованы вследствие выкрашивания минеральных микровключений при полировке препарата с инплантированными зернами циркона и заполнены полировочным абразивом, состоящим

из микрочастиц корунда, карборунда и оксида хрома.

Заключение

Анализы химического состава микровключений в зернах циркона из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива свидетельствуют о том, что эти микровключения присутствуют, главным образом, в зернах относительно «молодых» цирконов, которые обнаружены в гибридных габброидах из зоны контакта габброидного интрузива с вмещающими его породами.

В зернах циркона, имеющих «древние» изотопные возрасты, микровключения не наблюдались. Выявленные в зернах циркона минеральные микровключения в своем большинстве, по-видимому, образовались в процессе инфильтрации в породы массива эпигенетических флюидов, которые выделялись из более поздних расплавов, предположительно, кислого состава.

Работа выполнена в соответствии с государственным заданием Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (№ 0330-2016-0014).

ЛИТЕРАТУРА

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

Леснов Ф.П., Хлестов В.В., Гальверсен В.Г., Сергеев С.А. Полигенное формирование офиолитовых мафит-ультрамафитовых комплексов: изотопно-геохронологические и геохимические свидетельства по цирконам из пород Березовского массива (о. Сахалин) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 7. С. 1322–1346.

Авторы:

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

Королюк Владимир Николаевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория рентгеноспектральных методов анализа, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия. E-mail: camebax@igm.nsc.ru

Geosphere Research, 2019, 3, 35–41. DOI: 10.17223/25421379/12/3

F.P. Lesnov, V.N. Korolyuk

COMPOSITION OF MICROINCLUSIONS IN ZIRCONS FROM THE ROCKS OF THE BEREZOVSKII MAFIC-ULTRAMAFIC MASSIF (EASTERN SAKHALIN OPHIOLITE ASSOCIATION)

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

The data on the chemical composition of microinclusions in zircon grains from rocks of the polygenic Berezovskii mafic-ultramafic massif (Sakhalin Island), obtained using the JEOL JXA-8100 electron probe microanalyzer, is presented. In the massif structure has a protrusion of restitogenic ultramafic rocks, intruding its intrusion of ortomagmatic gabbros, and the two contact-reaction zones along with contact of gabbroid intrusion with ultramafic protrusion (hybrid olivine gabbro and ultramafic), and with enclosing strata (hybrid quartz-bearing gabbros and diorite). Zircons are divided into four varieties: relict, xenogenic, syngenetic, and epigenetic. Microinclusions with an apparent size of 10–20 μm were found mainly in syngenetic zircon grains from hybrid gabbro-diorites, diorites, and quartz diorites. They are represented by more common carbonate and K-Na feldspars, as well as more rare quartz, albite, mica and unidentified phases. In isolated cases, the microinclusions of grossular, siderite and iron oxide were encountered. Microinclusions did not occur in zircon grains from ultramafic and olivine gabbroids, for which the determinations showed an ancient U-Pb isotopic age.

Keywords: zircon, microinclusions, ultramafic rocks, gabbroids, ophiolite, Sakhalin Island.

References

Lesnov F.P. *Petrologiya poligennykh mafit-ul'tramafitovykh massivov Vostochno-Sakhalinskoy ofiolitovoy assotsiatsii* [Petrology of polygenic mafic-ultramafic massifs of the East-Sakhalin ophiolitic association]. Novosibirsk: Izd-vo "GEO". 2015. 240 p. In Russian

Lesnov F.P., Khlestov V.V., Gal'versen V.G., Sergeev S.A. Polygenesis of mafic-ultramafic complexes: isotope-geochronological and geochemical evidence from zircons of the Berezovka Massif rocks (Sakhalin Island) // *Russian Geology and Geophysics*. 2015. V. 56, № 7. pp. 1035–1054.

Authors:

Lesnov Felix P., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Academician RAS, Leading Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: lesnovfp@list.ru

Korolyuk Vladimir N., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Scientific Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: camebax@igm.nsc.ru

Lu-Hf ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА РЕЛИКТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ РЕСТИТОГЕННЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ ШАМАНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)



Ф.П. Леснов¹, И.Н. Капитонов², С.А. Сергеев^{2,3}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Центр изотопных исследований, Санкт-Петербург, Россия

³ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

В работе представлены результаты исследования по Lu-Hf систематике цирконов из пород Шаманского ультрамафитового массива, входящего в состав Байкало-Муйского офиолитового пояса. Он сложен в различной мере серпентинизированными и динамометаморфизованными гарцбургитами и подчиненными им дунитами, имеющими реститогенную природу. Из композитной пробы этих пород массой около 4 кг было выделено и продатировано U-Pb методом 31 зерно циркона размером 100–150 мкм. Все эти зерна имели округленную форму и шероховатую поверхность. Большинству из них свойственна очень низкая (до полного отсутствия) интенсивность катодолюминесцентного свечения. По значениям изотопного возраста вся коллекция цирконов разделена на три кластера: а) «древний» (3 049–1 189 млн лет); б) «промежуточный» (827–812 млн лет); в) «молодой» (630–502 млн лет). В представительных зернах минерала из этих кластеров были определены параметры их Lu-Hf изотопных систем. Цирконы из «древнего» кластера характеризуются повышенными значениями параметра $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, а также пониженными значениями параметров $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Цирконы из «промежуточного» кластера характеризуются повышенными значениями параметра $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, пониженными значениями параметра $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$, а также промежуточными значениями параметров $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Цирконы из «молодого» кластера характеризуются промежуточными значениями параметра $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, примерно такими же, как в предыдущем кластере, значениями параметра $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$, а также повышенными средними значениями параметров $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$.

Исследованные цирконы рассматриваются в качестве реликтовой фазы. Предполагается, что изначально немногочисленные зерна этого минерала находились в виде ювенильной фазы в составе верхнемантийного протолита, возраст которого превышал 3 000 млн лет. Допускается также, что в дальнейшем в процессе нагрева и частичного плавления протолита, инициировавшего диффузию ионов Pb и U в структуре ювенильных цирконов, имели место нарушения в их U-Pb и Lu-Hf изотопных системах, что обусловило наблюдаемое неравномерное «омоложение» их возраста. Эти цирконы рассматриваются в качестве реликтовой фазы, сохранившейся в ультрамафитовых реститах при частичном плавлении верхнемантийного протолита. По всей вероятности, выделенные возрастные кластеры цирконов не знаменуют собой возрастные рамки каких-либо дискретных геологических событий.

Ключевые слова: цирконы, U-Pb изотопный возраст, изотопный состав Hf, гарцбургиты, дуниты, офиолиты, Восточное Забайкалье.

Введение

При определении условий и времени формирования мафит-ультрамафитовых массивов, распространенных в различных структурах земной коры, применяются различные методы исследований, в том числе структурно-геологическое картирование, петрографические, геохимические, и минералогические наблюдения. Относительно новыми подходами в этих исследованиях являются методы U-Pb изотопного датирования и Lu-Hf изотопной систематики цирконов, обнаруженных в породах подобных массивов [Griffin et al., 2000; Kinny, Maas, 2003; Knauf, 2008; Аникина, Краснобаев, Русин и др., 2012; Малич, Баданина, Белоусова, 2012; Баданина, Белоусова, Малич, 2013; Малич, Баданина, 2018; Леснов, Капитонов, Сергеев, 2018]. В предлагаемой работе представлены первые данные о Lu-Hf изотопном со-

ставе цирконов, обнаруженных в реститогенных ультрамафитах из потенциально хромитоносного Шаманского массива. Он представляет собой субвертикально залегающую среди протерозойских карбонатных метаморфических образований (муйская серия) протрузию с площадью выходов 6×26 км, которая, обнажаясь на правобережье р. Витим (Восточное Забайкалье) ($55^{\circ}81'38.9''$ с.ш., $111^{\circ}09'16.7''$ в.д.), входит в состав Байкало-Муйского офиолитового пояса [Леснов, Чернышов, Пугачева, 2016]. В северной части массива находится гора Шаман, которая возвышается над уровнем р. Витим на 1 800 м. Массив сложен в различной мере серпентинизированными и динамометаморфизованными реститогенными гарцбургитами, а также подчиненными им дунитами. Последние залегают среди гарцбургитов в виде полосовидных обособлений различной протяженности и мощности. К востоку от ультрамафитового масси-

ва на небольшом удалении обнажается вытянутый в субмеридианальном направлении габброидный интрузив, залегающий среди метатерригенных и карбонатных отложений.

Результаты исследований

В ультрамафитах Шаманского массива методом ICP-MS были определены относительно повышенные содержания Zr (9–193 г/т) и Hf (0,20–3,8 г/т), между которыми наблюдалась прямая зависимость. Это позволило предположить присутствие в них зерен акцессорного циркона [Леснов Чернышов, Пугачева, 2016]. Позже это было подтверждено при обработке композитной пробы гарцбургитов и дунитов общей массой около 4 кг, отобранной на нескольких участках массива. Из нее было выделено 31 зерно циркона размером 100–150 мкм. Все они имели округленную форму и шероховатую поверхность. Все зерна циркона характеризовались низкой (до полного отсутствия) интенсивностью катодолюминесцентного свечения, а также редко наблюдаемой аномальной секториально-блоковой осцилляторной зональностью. При изотопном датировании цирконов U-Pb методом (SHRIMP II) выполнено 35 определений их возраста, значения которого варьируют в интервале 3 049–502 млн лет. С учетом этих данных вся коллекция зерен циркона была разделена на три возрастных кластера: а) «древний» (3 049–1 189 млн лет, 13 зерен); б) «промежуточный» (827–812 млн лет, 3 зерна); в) «молодой» (630–502 млн лет, 17 зерен) [Леснов, 2018].

В представительных зернах из этих возрастных кластеров цирконов был исследован их Lu-Hf изотопный состав (рис. 1, табл. 1).

Определение Lu-Hf изотопного состава цирконов было выполнено в Центре изотопных исследований ФГУП ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) методом LA ICP-MS на мультиколлекторном масс-спектрометре Termo-Finnigan Neptune (лазер COMPEX-102, 193 нм ArF (система абляции – DUV-193). Диаметр кратера от луча лазера составлял ~50 мкм при глубине 20–40 мкм. При анализе регистрировали следующие изотопы: ^{172}Yb , ^{174}Yb , ^{176}Lu , ^{176}Hf , ^{177}Hf и ^{178}Hf . Для коррекции масс-дискриминации использовали одно нормирующее отношение – $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Корректные значения ^{176}Hf были получены посредством вычитания ^{176}Yb и ^{176}Lu , для чего измеряли свободные от наложения линии ^{172}Yb и ^{175}Lu . Все ошибки определений находятся на уровне 2σ . При расчете значений ε_{Hf} использовали следующие хондритовые значения: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,336$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282785$ [Bouvier, Vervoort, Patchett, 2008]. Модельный возраст цирконов $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ был определен относительно деплетированной мантии (DM) со следующими параметра-

ми: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,0384$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,2832$ [Blichert-Toft, Albarede, 1997; Chauvel, Blichert-Toft, 2001]. Исходя из того, что модельный возраст цирконов – T_{Hf} (DM – указывает на минимальный возраст источника, из которого они кристаллизовались), был получен более реалистичный двухстадийный их возраст T_{Hf}^{C} , рассчитанный посредством проецирования инициального значения параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ цирконов на линию DM с использованием среднекорректного значения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0,015$ [Griffin et al., 2000].

На построенной по этим данным гистограмме частот встречаемости значений параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, имеющей полимодальную конфигурацию, присутствует серия максимумов различной интенсивности, которые условно разделены на две группы (рис. 2). Первая из них включает пять максимумов с относительно низкой интенсивностью, расположенных в области низких значений параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Эти максимумы характеризуют цирконы, относящиеся к «древнему» кластеру. Вторая группа включает два более интенсивных максимума, расположенных в области повышенных значений параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Они характеризуют цирконы из «промежуточного» и «молодого» возрастных кластеров.

Цирконы из «промежуточного» кластера (813–804 млн лет) по сравнению с минералом из двух остальных кластеров отличаются повышенными содержаниями ^{177}Hf , U и Th, а также промежуточными значениями параметров $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, более высокими значениями параметра $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, более низкими значениями параметра $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$. Значения параметра $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ в этих цирконах имеют как положительный, так и отрицательный знак. Соответственно, их фигуративные точки (4–6) находятся по обе стороны линии CHUR на различном удалении от нее (см. рис. 3).

Цирконам из «древнего» кластера (3 049–1 736 млн лет), представленным шестью зернами, свойственны пониженные содержания ^{177}Hf , U и Th по сравнению с этим минералом из двух остальных кластеров. Значения параметров $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в них тоже более низкие, чем в зернах из двух остальных кластеров. Значения параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в цирконах из этого кластера варьируют в интервале 0,280896–0,281724. Значения параметра $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ имеют как положительные, так и отрицательные знаки (от +3,3 до –4,9). На диаграмме в координатах « ε_{Hf} – возраст» фигуративная точка наиболее древнего зерна циркона (1) расположена в непосредственной близости от линии эволюции изотопного состава Hf в универсальном хондритовом резервуаре (CHUR), точки двух остальных зерен (2 и 3) находятся выше этой линии на большем удалении (рис. 3).

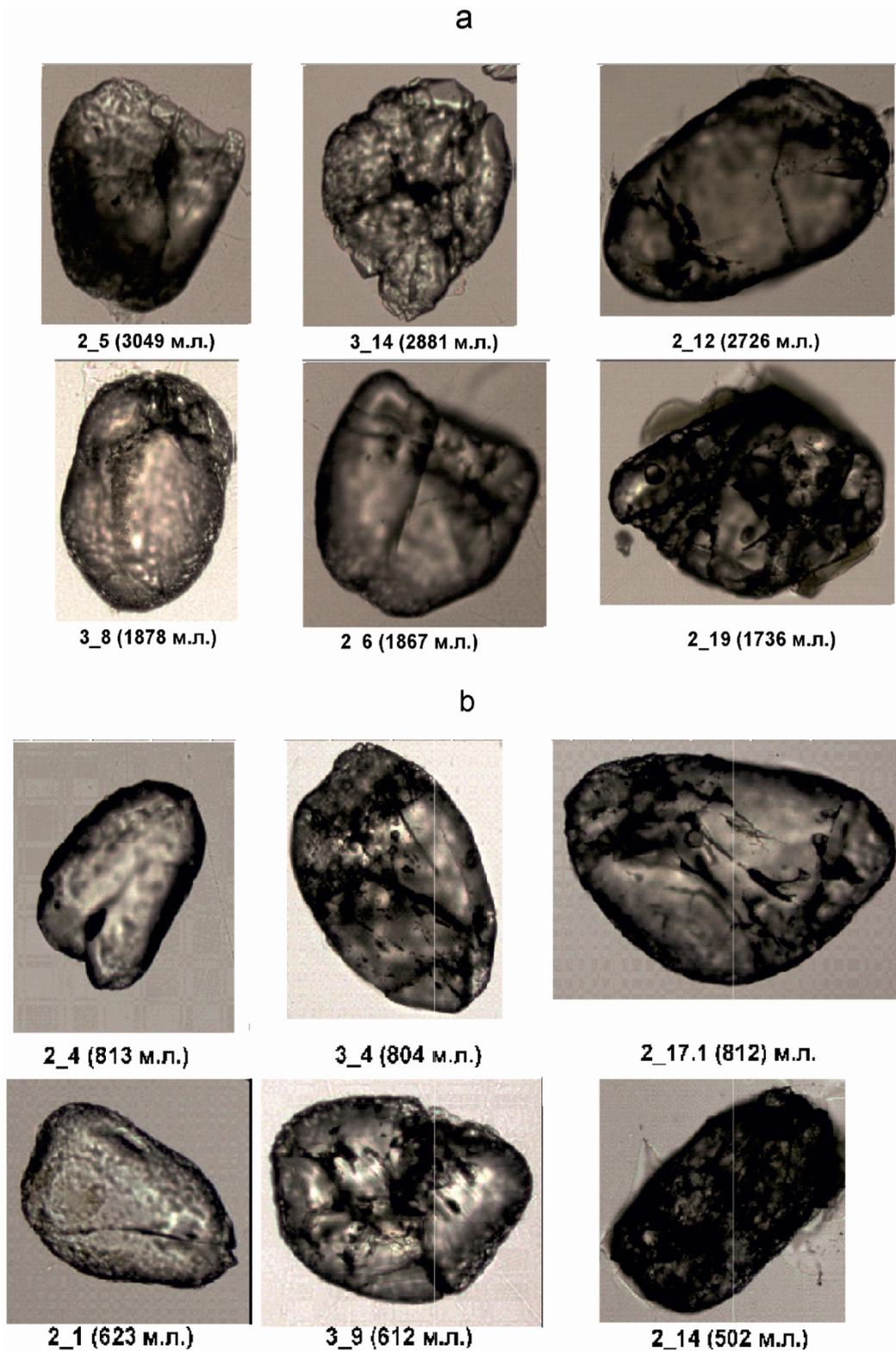


Рис. 1. Морфология зерен циркона из трех возрастных кластеров, в которых были определены параметры их Lu-Hf изотопных систем
Кластеры: а) «древний», б) «промежуточный» и «молодой»

Fig. 1. Morphology of zircon grains from three age clusters in which the parameters of their Lu-Hf isotopic systems were determined.
Clusters: a) “ancient”, b) “intermediate” and “young”

Результаты исследований Lu-Hf изотопных систем цирконов из гарцбургитов и дунитов Шаманского массива

Table 1

Results of studies of the Lu-Hf isotope systems of zircons from harzburgites and dunites rocks of the Shaman massif

№ анализа	№ фракции и зерна	Возраст, млн лет $T(^{207}\text{Rb}/^{206}\text{U})$	Возраст, млн лет $T(^{206}\text{Rb}/^{238}\text{U})$	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	^{177}Hf , г/г	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{cont}}$	$\pm 2\sigma$	ε_{Hf} (T)	$\pm 2\sigma$	T_{Hf} (DM), млн лет
«Древний» кластер																			
1	2_5	3 049	2 620	198	45	0,24	8 582	807	0,0147	0,0002	0,001419	0,000028	0,280896	0,000039	0,280813	0,000039	-0,5	1	3 306
2	3_14	2 881	2 350	229	67	0,29	7 475	1248	0,0244	0,0016	0,002575	0,00008	0,281158	0,000043	0,281016	0,000043	2,8	2	3 039
3	2_12	2 726	2 672	452	294	0,67	6 689	465	0,0329	0,0004	0,001083	0,000006	0,281188	0,000032	0,281132	0,000032	3,3	1	2 880
4	3_8	1 878	1 871	221	86	0,4	7 577	519	0,0112	0,0002	0,000539	0,000005	0,281469	0,000036	0,28145	0,000036	-4,9	2	2 461
5	2_6	1 867	1 884	70	49	0,72	7 448	386	0,0107	0,0003	0,000447	0,000002	0,281515	0,000051	0,281499	0,000051	-3,1	2	2 394
6	2_19	1 736	1 741	189	93	0,51	3 678	395	0,0173	0,0004	0,000686	0,000006	0,281724	0,000067	0,281701	0,000067	0,8	3	2 125
«Промежуточный» кластер																			
7	2_4	813	813	323	205	0,66	13 410	199	0,0142	0,0003	0,001119	0,000004	0,282303	0,000019	0,282286	0,000019	0,8	1	1 343
8	2_17	812	614	131	320	2,52	3 946	208	0,0236	0,0003	0,000824	0,000003	0,28257	0,000052	0,28256	0,000052	6,1	3	961
9	3_4	804	812	356	198	0,57	5 417	520	0,1154	0,0009	0,004541	0,000034	0,282304	0,000115	0,282235	0,000115	-1,1	5	1 476
«Молодой» кластер																			
10	2_1	623	604	176	104	0,61	8 263	976	0,0424	0,0032	0,00392	0,000161	0,282325	0,00004	0,282281	0,00004	-4,1	2	1 418
11	3_9	612	603	367	139	0,39	7 545	475	0,0767	0,0052	0,003861	0,000102	0,282441	0,000072	0,282397	0,000072	0	3	1 240
12	2_13	581	615	415	125	0,1	7 885	617	0,0331	0,0012	0,001218	0,000011	0,282364	0,000037	0,28235	0,000037	-1,4	2	1 262
13	2_14	502	502	148	82	0,57	3 994	396	0,0731	0,0023	0,002388	0,000057	0,282698	0,000059	0,282676	0,000059	7,7	3	814
14	2_18	459	513	166	445	2,77	4 810	154	0,0301	0,0041	0,000951	0,000045	0,282596	0,000049	0,282587	0,000045	4,7	2	928

Примечание. $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{Lu}_{\text{cont}}}$ – рассчитанный первоначальный состав Hf на момент образования цирконов; $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ – значение на момент образования цирконов; $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ – значение модельного возраста цирконов. В зернах 2_14, 3_4 и 3_9 определены повышенные содержания редкоземельных элементов. $\pm 2\sigma$ – стандартное отклонение. Данные об изотопном составе цирконов, по [Леснов, 2018].

Note. $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{Lu}_{\text{cont}}}$ – calculated initial Hf composition at the time of zircons formation; $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ – value at the time of zircons formation; $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ is the value of the model age of zircons. In grains 2_14, 3_4 and 3_9, elevated REE contents were determined. $\pm 2\sigma$ – standard deviation. Data on the isotopic age of zircons, according to [Lesnov, 2018].

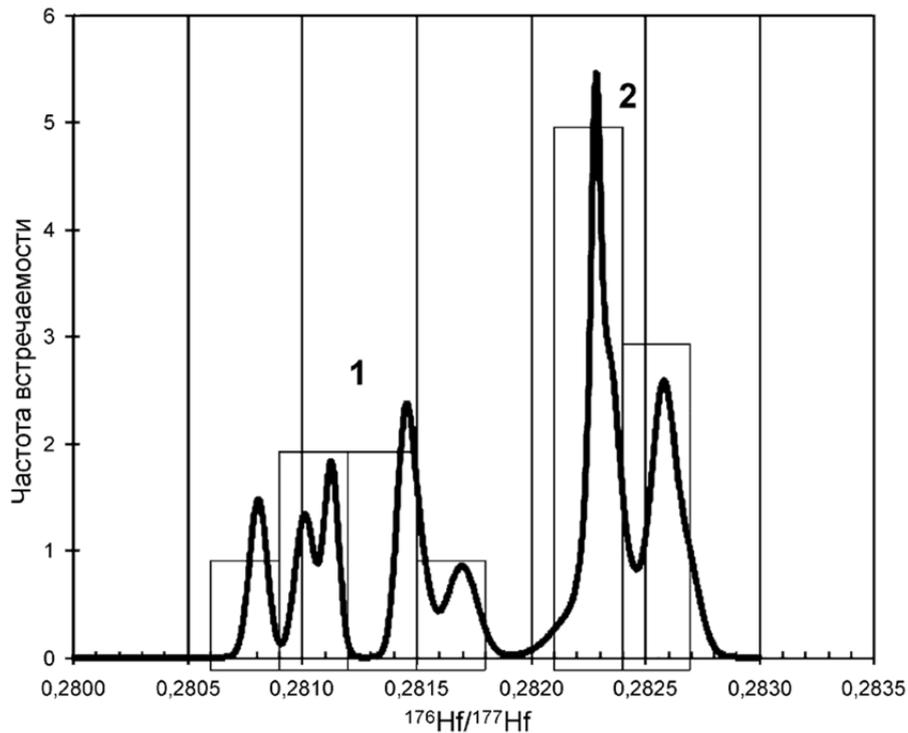


Рис. 2. Гистограмма частот встречаемости значений параметра $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ цирконов (по данным табл. 1)
Кластеры: 1 – «древний», 2 – «промежуточный» и «молодой»

Fig. 2. A histogram of the frequencies of occurrence of the parameter values $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ of zircons
(according to the data in the Table 1)

Clusters: 1 – “ancient”, 2 – “intermediate” and “young”

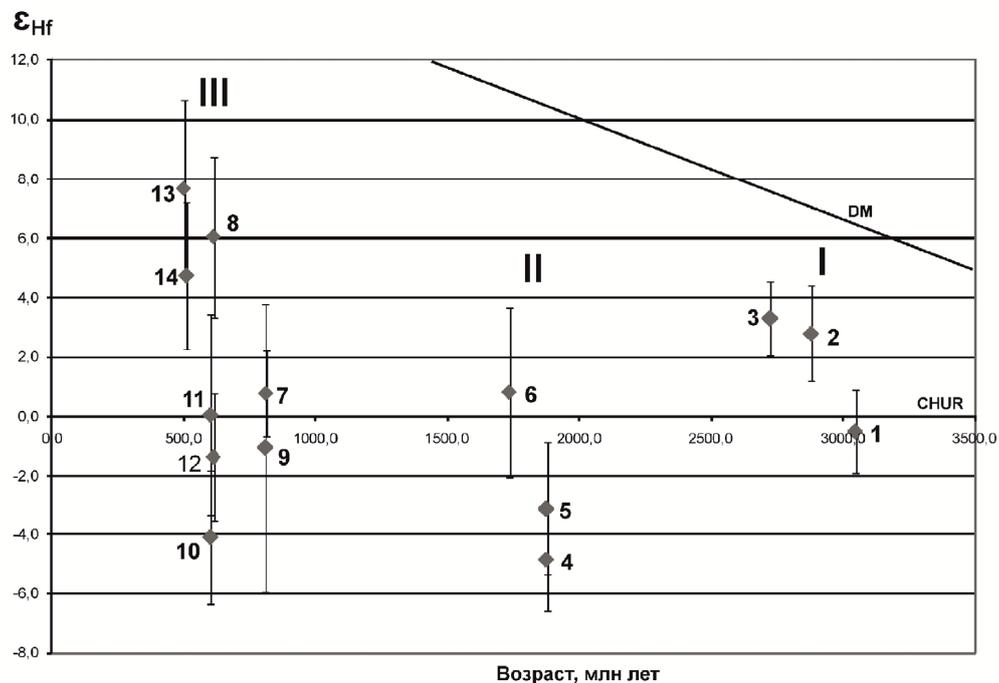


Рис. 3. Диаграмма в координатах « ϵ_{Hf} – возраст» для цирконов

Возрастные кластеры: I – «древний», II – «промежуточный», III – «молодой». CHUR – линия эволюции изотопного состава Hf в универсальном хондритовом резервуаре, DM – линия эволюции изотопного состава Hf в деплетированной мантии. Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 1

Fig. 3. The diagram in coordinates « ϵ_{Hf} – age» for zircons

Age clusters: I – “ancient”, II – “intermediate”, III – “young”. CHUR is the evolution line of the Hf isotopic composition in a universal chondrite reservoir, DM is the evolution line of the Hf isotopic composition in depleted mantle. The point numbers correspond to the numbers of analyzes in the Table 1

Цирконы из «молодого» кластера (623–459 млн лет) по сравнению с цирконами из двух остальных кластеров характеризуются промежуточными содержаниями U, Th и ^{177}Hf , промежуточными значениями параметра $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, примерно такими же, как в цирконах из «промежуточного» кластера значениями параметра $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$, а также более высокими значениями параметров $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Параметр $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ в них имеет как положительные, так и отрицательные значения, соответственно, их фигуративные точки (7–14) также находятся по обе стороны от линии CHUR на различном удалении от нее (см. рис. 3). Следует отметить, что значения модельного возраста – $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ – для цирконов из всех проанализированных цирконов находятся в интервале от 3 306 до 814 млн лет, причем во всех случаях они превышают те значения возраста, которые были рассчитаны на основе параметров $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Суммируя изложенное выше, подчеркнем, что все зерна цирконов из гарцбургитов и дунитов Шаманского массива имеют округленную в результате резорбирования форму, пониженную (до полного отсутствия) интенсивность катодолюминесцентного свечения, а также аномальную секториально-блочную осцилляторную зональность. Им свойственны значительные вариации значений U-Pb изотопного возраста. Как предполагается, это обусловлено процессами неравномерного «омоложения» U-Pb изотопных систем, изначально находившихся в верхнемантийном протолите ювенильных цирконов, имевших возраст более 3 000 млн лет. Подобное «омоложение», предположительно, было обусловлено процессами диффузии ионов Pb и U в структуре цирконов [Cherniak, 2010]. Представленные данные изотопного датирования позволили разделить всю коллекцию цирконов на три возрастных кластера («древний», «промежуточный» и «молодой»). Эти цирконы рассматриваются в качестве реликтовой фазы, сохранившейся в ультрамафитовых реститах при частичном плавлении верхнемантийного протолита. По всей вероятности, выделенные возрастные кластеры цирконов не знаменуют собой возрастные рамки проявления каких-либо дискретных геологических событий.

Выводы

1. Значения параметров $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ в цирконах из ультрамафитов Шаманского массива имеют полимодальное распределение.

2. Полимодальное распределение изотопных параметров Hf в цирконах в целом согласуется с их разделением на «древний», «промежуточный» и «молодой» возрастные кластеры по результатам датирования U-Pb методом.

3. Стандартные отклонения значений параметра $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ увеличиваются в ряду от цирконов «древнего» кластера к цирконам из «промежуточного» и «молодого» кластеров.

4. Значение параметра $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ для наиболее древнего зерна циркона (3 049 млн лет) почти совпадает со значением этого параметра в универсальном хондритовом резервуаре (CHUR). Аналогичный факт ранее был установлен в отношении наиболее древнего реликтового циркона (~ 3 100 млн лет) из гибридных пироксенитов Березовского мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) [Леснов и др., 2018].

5. Результаты Lu-Hf систематики цирконов из ультрамафитов Шаманского массива в целом коррелируют с данными по их U-Pb изотопному датированию.

6. Исследованные цирконы рассматриваются в качестве реликтовой фазы. Предполагается, что изначально немногочисленные зерна этого минерала находились в виде ювенильной фазы в составе верхнемантийного протолита, возраст которого превышал 3 000 млн лет. Допускается также, что в дальнейшем в процессе нагрева и частичного плавления протолита, инициировавшего диффузию ионов Pb и U в структуре ювенильных цирконов, имели место нарушения в их U-Pb и Lu-Hf изотопных системах, что обусловило наблюдаемое неравномерное «омоложение» их возраста.

Работа выполнена в соответствии с государственным заданием Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (№ 0330-2016-0014).

ЛИТЕРАТУРА

- Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Капитонов И.Н., Лохов К.И. Изотопно-геохимические характеристики циркона из дунитов, клинопироксенитов и габбро Платиноносного пояса Урала // Доклады РАН. 2012. Т. 443, № 6. С. 711–715.
- Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Малич К.Н. Изотопный состав гафния цирконов дунитов Нижне-Тагильского и Гулинского массивов (Россия) // Доклады РАН. 2013. Т. 448, № 1. С. 59–63. DOI: 10.7868/S0869565213010179
- Леснов Ф.П. Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск : ГЕО, 2015. 240 с.
- Леснов Ф.П. U-Pb изотопное датирование цирконов из ультрамафитовых реститов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) // Геосферные исследования. 2018. № 1. С. 6–16. DOI: 10.17223/25421379/6/1
- 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) // Геосферные исследования. 2018. № 2. С. 31–51. DOI: 10.17223/25421379/7/3

Леснов Ф.П., Чернышов А.И., Пугачева Е.Е. Геохимия редких, редкоземельных и платиновых элементов в породах Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье) // Литосфера. 2016. № 4. С. 30–53.

Малич К.Н., Баданина И.Ю. Изотопный состав гафния цирконов платиноносного Феклистовского массива (Шантарский архипелаг, Охотское море, Россия) // Литосфера. 2018. Т. 18, № 4. С. 585–522.

Малич Л.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. : Издательство Российского минералогического общества, 2012. С. 182–184.

Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 148. P. 243–258.

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.

Cherniak D.J. Diffusion in accessory minerals: zircon, titanite, apatite, monazite and xenotime // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2010. V. 77. P. 827–869.

Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E., Jackson S.E., van Achterbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICP-MS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochem. Cosmochem. 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 data of zircons // 33th Int. Geol. Congr. Abstract. Oslo. 2008. P. 105–107.

Авторы:

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

Капитонов Игорь Николаевич, кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Центр изотопных исследований, Санкт-Петербург, Россия. E-mail: Igor_Kapitonov@vsegei.ru

Сергеев Сергей Андреевич, кандидат геолого-минералогических наук, директор Центра изотопных исследований, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Центр изотопных исследований, Санкт-Петербург, Россия. E-mail: sergey_sergeev@vsegei.ru

Geosphere Research, 2019, 3, 42–49. DOI: 10.17223/25421379/12/4

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

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

² A.P. Karpinsky Russian Geological Institute (VSEGEI), Saint-Petersburg, Russia

³ St. Petersburg University, Saint-Petersburg, Russia

Lu-Hf ISOTOPE SYSTEMATIZATION OF RELICT ZIRCONS FROM RESTITOGENIC ULTRAMAFIC ROCKS OF SHAMAN MASSIF (East Transbaikalia)

The work presents the results of a study on Lu-Hf systematization of zircons from rocks of the Shamanic ultramafic massif, which is part of the Baikal-Muya ophiolite belt. It is composed to varying degrees of serpentinized and dynamometamorphized harzburgites and dunites subordinate to them, which have a restitogenic nature. From a composite sample of these rocks weighing about 4 kg, 31 zircon grains 100–150 μm in size were extracted and sold by U-Pb. All these grains had a rounded shape and a rough surface. Most of them are characterized by a very low to complete absence of cathodoluminescent light intensity. According to the values of the isotopic age, the entire collection of zircons was divided into three clusters: a) “ancient” (3,049–1,189 Ma); b) “intermediate” (827–812 Ma); c) “young” (630–502 Ma). In representative mineral grains from these clusters, the parameters of their Lu-Hf isotopic systems were determined. Zircons from the “ancient” cluster are characterized by increased values of the parameter $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$, as well as lower values of the parameters $^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$, $^{176}\text{Yb} / ^{177}\text{Hf}$, $^{176}\text{Lu} / ^{177}\text{Hf}$ and $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf}$. Zircons from the “intermediate” cluster are characterized by increased values of the parameter $^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$, lower values of the parameter $^{176}\text{Yb} / ^{177}\text{Hf}$, as well as intermediate values of the parameters $^{176}\text{Lu} / ^{177}\text{Hf}$ and $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf}$. Zircons from the “young” cluster are characterized by intermediate values of the parameter $^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$, approximately the same as in the previous cluster, by the values of the parameter $^{176}\text{Yb} / ^{177}\text{Hf}$, and also by increased average values of the parameters $^{176}\text{Lu} / ^{177}\text{Hf}$ and $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf}$.

The studied zircons are considered as a relic phase. It is assumed that initially the few grains of this mineral were in the form of a juvenile phase in the composition of the upper mantle protolith, whose age exceeded 3,000 million years. It is also assumed that subsequently, during the heating and partial melting of protolith, which initiated the diffusion of Pb and U ions in the structure of juvenile zircons, disturbances occurred in their U-Pb and Lu-Hf isotopic systems, which caused the observed uneven “rejuvenation” of their age.

Keywords: zircons, U-Pb isotopic age, Hf isotopic composition, harzburgites, dunites, ophiolites, East Transbaikalia.

References

Anikina E.V., Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Kapitonov I.N., Lkhov K.I. Isotope Geochemical Characteristics of Zircon from Dunite, Clinopyroxenite, and Gabbro of the Uralian Platinum Belt // *Doklady Earth Sciences*. 2012. V 443, № 2. pp. 513–516.

Badanina I.Yu., Malitch K.N., Belousova E.A. Hafnium isotope composition of zircons from dunites of the Nizhny Tagil and Guli Massifs (Russia) // *Doklady Earth Sciences*. 2013. V. 448, № 1. pp. 38–42. In Russian. DOI: 10.7868/S0869565213010179

Lesnov F.P. Data on U-Pb isotopic dating of zircons from ultramafic restites of Shaman massif (Eastern Transbaikalia). *Geosphere Research*. 2018. No 1. pp. 6–16. DOI 10.17223/25421379/6/1 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

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) // *Geosphere Research*. 2018. No 2. pp. 31–51. In Russian. DOI 10.17223/25421379/7/3

Lesnov F.P., Chernyshov A.I., Pugacheva E.E. Geochemistry of rare, rare earth, and platinum elements in rocks of the Shaman ultramafic massif (East Transbaikalia) // *Lithosphere*. 2016. No 4. pp. 30–53. In Russian

Malich K.N., Badanina I.Yu. Isotopic composition of hafnium zircons of the platinum-bearing Feklistovsky massif (Shantar archipelago, Sea of Okhotsk, Russia) // *Lithosphere*. 2018. V. 18. No 4. pp. 585–522. In Russian

Malich K.N., Badanina I.Yu., Belousova E.A. *Lu-Hf izotopnaya sistematika arkheyskikh tsirkonov ul'tramafitov 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.-Peterburg: Publishing House of the Russian Mineralogical Society, 2012. pp. 182–184. In Russian

Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 148. pp. 243–258.

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. pp. 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. pp. 137–151.

Cherniak D.J. Diffusion in accessory minerals: zircon, titanite, apatite, monazite and xenotime // *Reviews in mineralogy and geochemistry*. 2010. V. 77. pp. 827–869.

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. pp. 133–147.

Kinny P.D., Maas R. Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems in zircon / *Zircon* // *Reviews in mineralogy and geochemistry*. V. 53. (Eds. Hancher 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.

Authors:

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

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

УДК 552.11; 553.64

ЩЕЛОЧНЫЕ АНГИДРИТСОДЕРЖАЩИЕ СИЕНИТЫ ОШУРКОВСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.Я. Шабашев¹, А.В. Никифоров²

¹ ООО «Агроэко», Люберцы? Московская область, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия



Представлены результаты изучения жильных сульфатсодержащих пород, выявленных в пределах Ошурковского щелочно-габброидного массива. Основными породообразующими минералами данных образований являются ортоклаз-пертит, эгирин-авгит, ангидрит. Присутствуют апатит, алланит, сфен, кальцит, реже биотит, целестин, гипс, кварц. Результаты изотопных исследований сульфатной серы свидетельствуют о ее эндогенной природе. Предполагается генетическая связь ангидритсодержащих сиенитов и карбонатитов Ошурковского массива.

Ключевые слова: Ошурковский массив, щелочные габбро, ангидрит, сульфаты, изотопия серы.

Введение

Со времени своего открытия Ошурковский щелочно-габброидный массив привлекает внимание многих исследователей не только как одно из крупнейших в Сибири апатитовых месторождений, но и как объект, который по своему геологическому строению, минералогическим и петрохимическим особенностям слагающих его пород заметно отличается от большинства известных формационных аналогов, например ельтеозерского (Карело-Кольский регион) или сайженского (Забайкалье) комплексов [Магматические..., 1979]. Наиболее широко распространенными породами массива являются различные по составу и структуре щелочные габброиды, в ассоциации с которыми встречаются щелочно-полевошпатовые сиениты и жильообразные тела кальцитовых карбонатитов. Наиболее характерной минералогической особенностью, обуславливающей своеобразие пород Ошурковского массива, является присутствие в них в качестве типоморфных минералов апатита и гомоильменита. В генетическом аспекте интерес представляют также данные результатов детальной разведки, свидетельствующие о присутствии в отдельных разновидностях ошурковских пород барита. Повышенные содержания барита и баритоцелестина установлены также в карбонатитах [Никифоров и др. 2000].

В последнее время в пределах массива выявлены жилы щелочных сиенитов, в составе которых содержание ангидрита достигает 50% и более, при этом, несмотря на обилие информации, посвященной геологии данного объекта, никаких публикаций о подобного рода образованиях нам не известно. Детальные петрографические исследования этих пород показали, что они являются характерной составной частью всего сообщества магматических дифференциатов, встречающихся в Ошурковском массиве. Отметим, что в геологической литературе сведения о сульфатсодержащих породах магматического генезиса встречаются крайне редко и связаны в основном с карбонатитами или современными

ми вулканитами. В настоящей статье приводятся результаты изучения таких необычных ангидритсодержащих сиенитов Ошурковского массива.

Геологическая характеристика Ошурковского массива

Ошурковский щелочно-габброидный массив, находящийся на территории Бурятии, занимает площадь около 12 км². Возраст его, по данным новейших геохронологических исследований, составляет 125–136 млн лет [Рипп и др., 2011; Царев, Батуева, 2013]. Геотектоническое положение массива определяется приуроченностью к зоне позднемезозойских грабенов, расчленяющих северо-восточную часть раннедокембрийского Хамар-Дабанского антиклинория [Никифоров и др., 2000]. В пределах самой зоны размещение массива контролируется долгоживущим субмеридиональным тектоническим разломом, секущим горстовый борт Удинского грабена. Вмещающие его породы представлены различными по составу докембрийскими гранито-гнейсами и гранитоидами [Рипп и др., 2013].

Данные о геологическом строении массива приведены в достаточно большом количестве публикаций, число которых в настоящее время достигает шестидесяти. При этом почти все они отражают различные взгляды на условия формирования слагающих его пород и связанного с ними апатитового оруденения [Ковальский, Костромин, 1968; Егорова, Новикова, 1970; Андреев и др., 1972; Залуцкий, 1979; Кузнецов, 1980; Смирнов, 1980; Яценко 1982; Тяжелов, 1986; Литвиновский и др., 1998а, б; Занвилевич и др. 1999; Литвиновский и др., 2005; Рипп и др., 2013; Царев, Батуева, 2013] и др. Большинство исследователей Ошурковского массива относят его к числу слабо дифференцированных многофазных образований, сформированных в два основных этапа.

Породы первого главного этапа, занимающие около 90% объема интрузии, представлены щелочными габброидами, идентичными бесфельдшпатоидным эссекси-

там [Шабашев, 1977]. Наблюдающееся их внешнее разнообразие обусловлено совокупностью различных по минеральному составу и структуре петрографических разновидностей. Наиболее широким распространением пользуется разновидность, в которой в ассоциации с плагиоклазом (олигоклазом) и калиевым полевым шпатом встречаются роговая обманка, клинопироксен, биотит. Доля ее оценивается приблизительно в 55–60%. В меньших объемах, составляющих соответственно 30 и 5%, в массиве присутствуют породы биотит-роговообманкового и биотит-пироксенового состава, выделяющиеся на фоне биотит-пироксен-роговообманковых эссекситов в виде тел линзо- и пластинчатой формы (рис. 1). Простираение большей части подобных тел имеет северо-северо-западную ориентировку (340–350°), относительно пологое (50–55°) падение в центральной части месторождения и более крутое (до 70°) на его восточном фланге. Размеры их по ширине варьируют от десятков до сотен метров, в длину достигают 1,5–2 км. Характерной особенностью внутреннего строения отдельных тел является присутствие многочисленных шлиров, обогащенных темноцветными минералами.

В границах выделенных фациальных разновидностей наиболее широко представлены среднезернистые разновидности, менее распространены крупнозернистые и мелкозернистые. В зависимости от содержания темноцветных минералов породы Ошурковского массива подразделяются на мезократовые – заметно преобладающие, мелано- и лейкократовые. К числу редких, но периодически встречающихся в разрезе месторождения пород относятся ультрабазиты (пироксениты, горнблендиты), габбро-пегматиты, а также тела апатит-полевошпатовых и сливных гомеильтменитовых руд. Все вышеперечисленные фациальные разновидности щелочных габброидов и рудных пород являются генетически родственными образованиями, возникшими в процессе кристаллизационной дифференциации внедрившегося магматического расплава. Контакты между ними обычно достаточно четкие, без сколько-нибудь заметных признаков температурного и химического воздействия одних пород на другие. Подобные взаимоотношения являются, как известно, характерной особенностью стратифицированных комплексов. Имеют место и постепенные переходы между различающимися по составу и структуре разновидностями пород с проявлением в них признаков ритмичности, обусловленной вариациями количественного и видового состава темноцветных минералов.

Распределение основной массы апатита в пределах Ошурковского массива и находящихся в тесной ассоциации с ним рудных минералов также подчиняется закономерностям, характерным для расслоенных комплексов. Их относительно повышенные концентрации установлены в пироксеносодержащих разновидностях бесфелдшпатоидных эссекситов, а в пределах представленных ими тел связаны с разновидностями, обогащенными темноцветными минералами. Подобная закономер-

ность находит отражение в частом чередовании участков с различными содержаниями пятиоксида фосфора и полностью коррелируется с особенностями геологического строения месторождения. В то же время имеет место перераспределение апатита в результате преобразования щелочных габброидов в постмагматический этап развития Ошурковской интрузии с образованием достаточно крупных его скоплений.

На заключительной стадии становления пород первого этапа происходило внедрение многочисленных даек лампрофиров, эссексит-порфиров и мелкозернистых сиенитов, являющихся типичными сининтрузивными образованиями, связанными с небольшими очагами остаточного расплава, сохранившимися после кристаллизации основной массы пород.

Второй этап формирования Ошурковского массива характеризуется внедрением относительно крупных (до 2 км²) штоко- и дайкообразных тел щелочно-полевошпатовых сиенитов, локализованных вблизи его юго-западного и западного флангов, и сингенетических жильных образований – лампрофиров и мелкозернистых сиенитов. В результате воздействия щелочно-полевошпатовых сиенитов на породы первой фазы имеет место проявление контактового метасоматоза, сопровождающегося преобразованием основных породообразующих и рудных минералов щелочных габброидов. К числу основных изменений, обусловленных данным процессом, относятся калишпатизация плагиоклаза, замещение бурой роговой обманки буровато-зеленой, а основного рудного минерала – гомеильтменита рутилом и титанитом.

Завершается формирование массива внедрением жильных тел мезозойских пегматитов и гранитоидов [Литвиновский и др., 2005]. Их размещение контролируется обычно зонами разноориентированных тектонических нарушений и сопровождается отчетливо выраженными гидротермальными изменениями вмещающих их щелочных габброидов.

В пределах Ошурковского массива известны также жилы кальцитовых сульфатсодержащих карбонатитов, которые пересекают габброиды главного этапа и в свою очередь секутся гранитными пегматитами. Другими, ранее не диагностированными сульфатсодержащими породами в массиве является объект наших исследований – щелочные сиениты с ангидритом.

Результаты исследования

Настоящая работа обобщает данные по изучению вещественного состава даек сульфатсодержащих щелочных сиенитов. Она основана на результатах детальных петрографических исследований подобного типа образований, рентгеноспектральных анализах слагающих их минералов, а также изотопных исследований серы сульфатов.

Химический состав минералов определялся в прозрачно-полированных шлифах с помощью рентгеновского энергодисперсионного спектрометра Oxford INCA 450 на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV в ИГЕМ РАН (аналитик Л.О. Магазина).

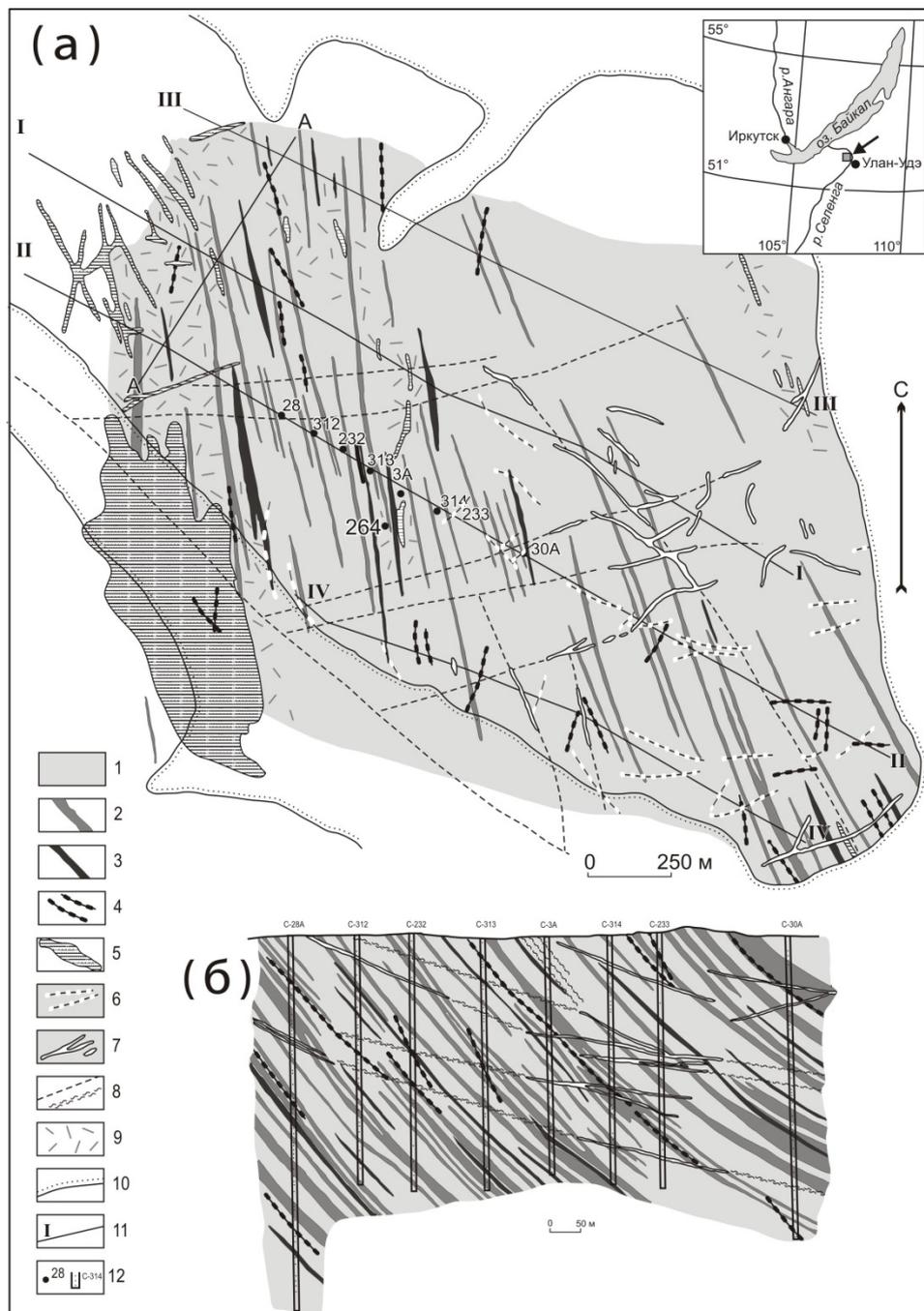


Рис. 1. Карта распределения основных петрографических разновидностей пород (а) и фрагмент геологического разреза (б) центральной части Ошурковскогo месторождения (составлена В.Я. Шабашевым с использованием материалов по разведке месторождения 1968, 1983 гг.)

1–3 – разновидности бесфельдшпатоидных эссекситов: 1 – биотит-пироксен-роговообманковая; 2 – биотит-роговообманковая; 3 – биотит-пироксеновая; 4 – дайки лампрофиров (наиболее крупные); 5 – сиениты, щелочно-полевошпатовые сиениты; 6 – пегматиты; 7 – мелкозернистые граниты; 8 – зоны наиболее крупных минерализованных тектонических нарушений; 9 – участки сиенитизации щелочных габброидов; 10 – внешний контур распространения четвертичных отложений мощностью более 3 м; 11 – линии разведочных профилей и их номера; 12 – скважины и их номера

Fig. 1. The distribution scheme of the main petrographic species of rocks (a) and a fragment of geological section (b) of the central part of the Oshurkovskoye apatite field (compiled by V.Ya. Shabashev using exploration materials from the field of 1968, 1983)

1–3 – types of essessit: 1 – biotite-pyroxene-hornblende; 2 – biotite-hornblende; 3 – biotite-pyroxene; 4 – lamprophyre dikes (largest); 5 – syenites, alkaline-feldspar syenites; 6 – pegmatites; 7 – fine-grained granites; 8 – zones of the largest mineralized tectonic disturbances; 9 – areas of syenitization of alkaline gabbroids; 10 – external contour of distribution of Quaternary deposits with a capacity of more than 3 m; 11 – lines of exploration profiles and their numbers; 12 – wells and their numbers

Составы приведены к 100%. Часть зерен полевых шпатов, пироксена и ангидрита в виде монофракций, запрессовывалась в шашки и была проанализирована на приборе Camebax-Microbeam (ФГУП ИМГРЭ, аналитики И.М. Куликова и О.А. Набелкин). Всего выполнено около 500 определений состава породообразующих и рудных минералов, слагающих дайки и вмещающие их породы, из них 66 определений касаются непосредственно сульфатов.

Сульфатсодержащие щелочные сиениты установлены в одной из глубоких скважин (скв. 264), пройденной в центральной части Ошурковского месторождения. Здесь в интервале глубин 628,5–1024,0 м зафиксировано более

двух десятков жильных тел, сложенных относительно устойчивыми по количественно-минеральному составу породами (рис. 2). Мощность их варьирует от 5 до 40 см, в редких случаях достигает одного-двух метров.

Контакты жил с вмещающими эссекситами, как и у большинства разновидностей щелочных габброидов, достаточно четкие (рис. 3), но без зон закалки характерных для даек лампрофиров. Углы падения контактов относительно оси керна составляют 30–45°, т.е. залегание этих тел в целом согласуется с общей структурой вмещающих их разновидностей пород дифференцированного комплекса. Контакты отдельных жил осложнены тектоническими брекчиями.

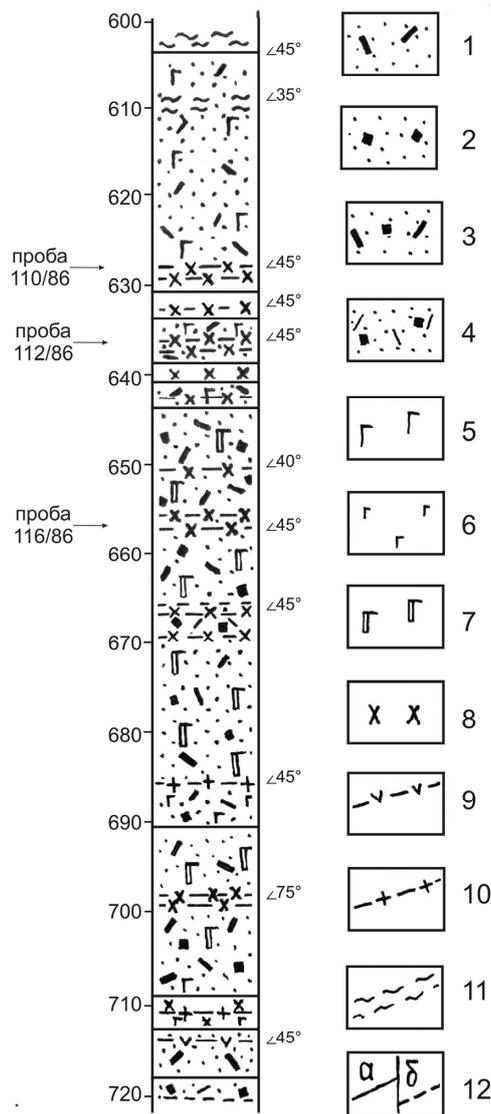


Рис. 2. Фрагмент геологической колонки скважины № 264 (Ошурковский массив)

1–4 – разновидности эссекситов: 1 – биотит-роговообманковая; 2 – биотит-пироксеновая; 3 – биотит-пироксеново-роговообманковая; 4 – биотит-роговообманково-пироксеновая; 5–7 – структурные особенности пород: 5 – среднезернистые, 6 – мелкозернистые, 7 – крупнозернистые; 8 – щелочные ангидрит-содержащие сиениты; 9 – дайки лампрофиров; 10 – дайки аплитов; 11 – зоны дробления; 12 – характер контактов: а) четкие, б) постепенные

Fig. 2. Fragment of geological column of well No. 264 (Oshurkovsky massif)

1–4 – types of essexites: 1 – biotite-hornblende; 2 – biotite-pyroxene; 3 – biotite-pyroxene-hornblende; 4 – biotite-hornblended pyroxene; 5–7 – structural features of rocks: 5 – medium-grained, 6 – fine-grained, 7 – coarse-grained; 8 – alkaline anhydrite-containing syenites; 9 – lamprophyre dikes; 10 – dikes of aplites; 11 – crushing zone; 12 – the nature of contacts: a) clear, b) gradual

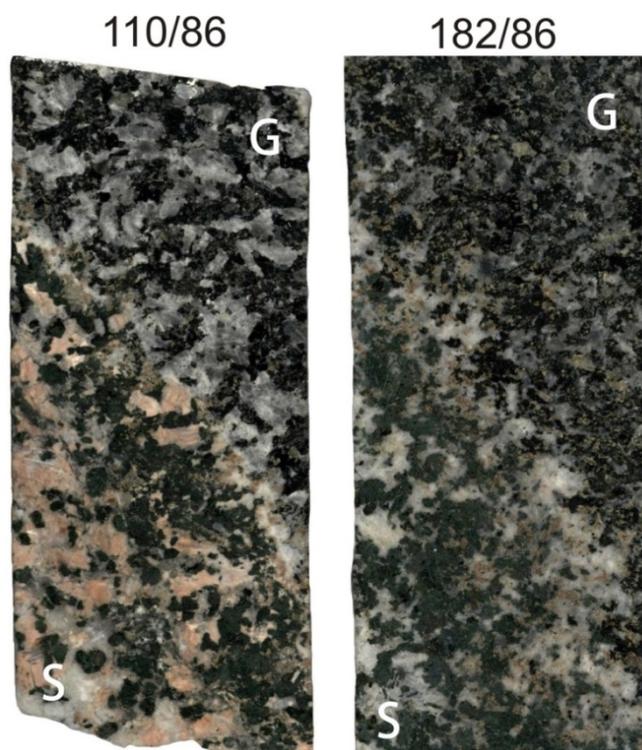


Рис. 3. Характер контакта даек щелочных ангидритсодержащих сиенитов (S) Ошурковского массива с вмещающими биотит-пироксен-роговообманковыми эссекситами (G)
Скважина 264, пробы: 110/86 глубина 628,3 м; 182/86 – 1 024 м

Fig. 3. The nature of the contact of the dikes of alkaline anhydrite-containing syenites (S) of the Oshurkovsky massif with the host biotite-pyroxene-hornblended essexites (G)
Well 264, samples: 110/86 depth 628.3 m; 182/86 – 1,024 m

Сульфатсодержащие щелочные сиениты представляют собой массивные крупнозернистые породы, сложенные таблитчатыми кристаллами розоватого полевого шпата (ортоклаз-пертита), в промежутках между которыми располагаются субидiomорфные кристаллы пироксена (эгирин-авгита) и агрегаты зерен ангидрита. Суммарное содержание сульфата в различных жилах варьирует в пределах от 5 до 50%.

Судя по взаимоотношениям с основными породообразующими минералами, образование ангидрита происходило на завершающей стадии кристаллизации сиенитов. В породе он распределен неравномерно. В эндоконтактных зонах жил ангидрит присутствует обычно в виде неправильных зерен, выполняющих промежутки между агрегатами силикатных минералов. В центральных их частях он образует достаточно крупные скопления, содержащие включения кристаллов калиевого полевого шпата, клинопироксена, титанита и апатита. Размеры отдельных зерен сульфата достигают нескольких миллиметров, а границы срастания их друг с другом и с другими породообразующими минералами часто прямолинейные. Внешне картина наблюдающихся взаимоотношений идентична шпировым обособлениям пегматитов гранитных интрузий. По-види-

мому, механизм их формирования может быть перенесен на сульфатсодержащие образования Ошурковского массива.

На контакте с дайками щелочных сиенитов вмещающие породы заметно изменены. Наиболее интенсивные преобразования щелочных габброидов наблюдаются висячем боку жильных тел. Причем интенсивность их зависит от мощности и состава даек. Висячем боку маломощных даек имеют место лишь незначительная калишпатизация плагиоклаза, относительно интенсивная их серицитизация, появляются зеленая роговая обманка и титанит. На участках изменения темноцветных минералов наблюдается присутствие гнезд карбоната и мелкой сыпи рудных минералов. Иногда в связи с микротрещинами отмечается появление мелких выделений ангидрита.

В зоне экзоконтакта более крупных даек наблюдаются признаки тектонических деформаций вмещающих бесфельдшпатоидных эссекситов и, как следствие, более интенсивные изменения последних. У большинства присутствующих здесь зерен полевого шпата проявлена зональность. В центральных их частях наблюдается полисинтетически сдвойникованный плагиоклаз, краевые зоны характеризуют-

ся наличием вростков калиевого полевого шпата. Крупные зерна имеют волнистое погасание, блоковое строение и часто интенсивно серицитизированы. Зерна роговой обманки зачастую также раздроблены, частично биотитизированы и хлоритизированы. В агрегатах полевого шпата и роговой обманки нередко содержатся мелкие, неправильные включения ангидрита и титанита. В межзерновых промежутках отмечено также присутствие хлорита, титанита, карбоната, рудной сыпи, гидроксидов железа. Агрегаты апатита, присутствующие в породе, часто несут признаки дробления. В отдельных дайках встречены в значительной степени измененные ксенолиты вмещающих щелочных габброидов. В составе их наблюдаются реликты зерен плагиоклаза с явными признаками калишпатизации и повышенное содержание биотита и актинолитовой роговой обманки. Основным рудным минералом ксенолитов является гемойльменит в качестве вторичного минерала, по которому обычно развиваются рутил и титанит.

Химический состав сульфатсодержащих сиенитов Ошурковского массива представлен в табл. 1. Из-за высокого содержания сульфата кальция, концентрация SiO_2 не поднимается выше 55%, при этом сумма щелочей высокая – от 4,8 до 8,4%. По соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ породы относятся к калиевой серии, что сближает их с составом сиенитов второго этапа.

Спектральным анализом в щелочных сульфатсодержащих сиенитах установлен характерный для пород Ошурковского массива набор микроэлементов (%): Mn (0,04–0,0045), Cu (0,016–0,0005), Ni (0,0085–0,0007), Cr (0,017–0,0025), Ga (0,003–0,0005), Sn (0,0005); Pb (0,005–0,0005); Mo (0,00092–0,0005); Co (0,01); Ag (0,0005); Zn (0,004–0,0015). Количественным спектральным анализом в них зафиксировано

повышенное содержание стронция (от 0,9 до 3,0%) и бария (от 0,9 до 1,2%). Концентрация последнего связана с разностями, в минеральном составе которых присутствует в заметном количестве калиевый полевой шпат. В пробах, не содержащих полевого шпата и имеющих апатит-пироксен-ангидритовый состав, содержание бария не превышает 0,08%.

Характеристика минералов, слагающих дайки щелочных сульфатсодержащих сиенитов

Отличительной особенностью даек сульфатсодержащих щелочных сиенитов является непостоянство их минерального состава. Встречаются тела, в которых в повышенном количестве содержатся полевые шпаты и эгирин-авгит (проба 110/86), кальцит (проба 182/86), кварц (проба 137/86), апатит и титанит (проба 114/86). В качестве аксессуарных минералов постоянно фиксируются алланит и магнетит. В составе отдельных даек присутствуют биотит и такие вторичные минералы, как гипс, амфибол, баритоцелестин, серицит и гидроокислы железа (табл. 2).

Полевой шпат представлен довольно крупными (1–3 мм) неправильной формы агрегатами, содержание которых в различных дайках меняется в достаточно широких пределах. В телах с повышенным содержанием кальцита на долю минерала приходится не более 10%. В составе даек, обогащенных ангидритом, содержание полевого шпата варьирует в интервале 30–70%. В результате петрографического изучения установлено, что полевой шпат сульфатсодержащих щелочных сиенитов по составу и структурным особенностям соответствует типичному ортоклазу-пертиту. Основная часть зерен последнего сложена ортоклазом, содержащим вростки альбита.

Таблица 1

Химический состав даек щелочных ангидритсодержащих сиенитов Ошурковского массива, мас. %

Table 1

Chemical composition of the dikes of alkaline anhydrite-containing syenites of the Oshurkovsky massif, wt. %

№ пробы	112/86	114/86	137/86	153/86	182/86
SiO_2	41,4	42,9	54,3	34,5	2,2
TiO_2	0,2	3,6	0,0	0,35	0,1
Al_2O_3	7,5	1,8	10,6	6,5	17,0
Fe_2O_3	0,6	0,9	0,8	0,7	0,35
FeO	1,54	0,91	3,02	3,23	0,62
MnO	0,02	n.d.	0,04	0,04	0,03
MgO	0,75	0,2	2,05	2,5	0,5
CaO	18,8	16,2	12,7	22,7	40,3
Na_2O	2,4	3,1	3,45	2,5	n.d.
K_2O	3,4	5,3	4,8	2,3	0,1
P_2O_5	1,4	6,5	0,7	0,7	0,4
SO_3	20,6	17,0	6,5	23,1	30,4
CO_2	0,2	0,55	n.d.	n.d.	4,0
LOI	1,3	1,5	0,5	0,8	4,7
Сумма	100,11	100,46	99,86	99,92	100,7

Примечание. здесь и в табл. 3–6 n.d. – ниже пределов обнаружения; аналитик М.П. Дмитриева (ГИГХС).

Note. Here and in Tables 3–6 n.d. – not determined; analyst M.P. Dmitrieva (GIGHS).

Таблица 2

**Количественно-минералогический состав даек щелочных ангидритсодержащих сиенитов
Ошурковского массива (об. %)**

Table 2

The mineral composition of the dykes of alkaline anhydrite-containing syenites of the Oshurkovsky massif

Минерал	№ образца / интервал в метрах						
	110/86 620,3–629,5	112/86 638,8–636,9	114/86 643,0–643,4	123/86 697,5–699,5	137/86 764,5–765,2	153/86 881,0–881,5	182/86 1024,0–1024,3
Ортоклаз-пертит	40–50	25–30	40–45	55–60	60–70	25–30	5
Эгирин-авгит	20	15	–	5–10	2–10	15	5
Альбит	10–15	5–10	25–30	20–25	5	5–6	1
Ангидрит, гипс	15	50	1	10–12	5	50–55	50–55
Апатит	1–1,5	3	1,5	2	2	1–2	1–1,5
Биотит	–	1	0,5	0,5–1	r.g.	1	2–3
Кальцит	r.g.	0,5–1	0,5	0,3–0,5	–	r.g.	30–35
Кварц	–	2–3	–	–	6–8	5	r.g.
Титанит	r.g.	r.g.	10	2–3	3	r.g.	r.g.
Цеолит	до 0,5	0,5–1	–	до 0,5	–	–	–
Магнетит	r.g.	r.g.	r.g.	0,5	0,5	r.g.	r.g.
Алланит	r.g.	r.g.	r.g.	r.g.	r.g.	r.g.	r.g.
Роговая обманка	–	r.g.	–	r.g.	r.g.	r.g.	–

Примечание. «←» – минерал не обнаружен; r.g. – единичные знаки.

Note. «←» – mineral not observed; r.g. – rare grains.

В эндоконтактовых зонах даек наряду с ортоклаз-пертитом встречаются зерна микропертита, реже микроклина. С целью установления структурных взаимоотношений различных по составу компонентов зерен полевого шпата было проведено травление шлифов в парах фтористой кислоты с последующим воздействием на них кобальтнитрита натрия. При этом наблюдалось окрашивание участков сложенных калиевым полевым шпатом в желтовато-бурый цвет, выделения натриевого полевого шпата не испытывали каких-либо изменений. Данные рентгено-спектрального анализа в целом подтвердили результаты оптической диагностики. Установлено, что наряду с ортоклазом, в котором практически нет бария, в породе встречаются зерна калиевого полевого шпата, содержание ВаО в которых достигает 3,38–4,17%. Таким образом, можно говорить о присутствии в сиенитах, наряду с обычным калиевым полевым шпатом и барийсодержащего, богатого цельзиановым миналом.

В результате проведенных петрографических исследований установлено, что характерные для преобладающей массы зерен калиевого полевого шпата пертитовые структуры представлены различными морфологическими типами. В составе одних индивидов присутствует волокнистый пертит, образованный очень тонкими (от 0,005 до 0,05) параллельно ориентированными выделениями альбита, обычно выклинивающимися вблизи краевых зон. На долю их приходится от 20 до 25% площади зерен.

Широким распространением в составе щелочных сиенитов пользуется также жилковатый пертит. Вы-

деления его, составляющие до 25–50% объема отдельных агрегатов, образуют различной толщины жилки (0,01–0,1 мм), ориентированные в разном направлении. Последние то утолщаются, то становятся более тонкими, нередко соединяясь и переходя в другой тип пертита. Жилки альбита чаще всего пересекают зерна ортоклаза от одного края до другого. Достаточно часто альбит в них полисинтетически сдвойникован, причем ориентировка двойников обычно перпендикулярна удлинению востков. Границы жилок четкие, но неровные. В отдельных случаях востки альбита выходят за пределы зерен ортоклаз-пертита и соединяются с индивидами альбита, локализованными в промежутках между агрегатами калинатриевого полевого шпата.

Наряду с волокнистым и жилковатым типами пертита в породе достаточно широко распространен пятнистый пертит. В большинстве случаев содержание пятен альбита составляет до 25–30%, местами на долю их приходится до 50%. Во всех случаях альбит в них имеет одинаковую ориентировку. Размер сложенных им пятен варьирует от сотых долей миллиметра до 0,5 мм.

Волокнистая пертитовая структура однозначно является следствием распада твердого раствора. Жилковатый и пятнистый морфологические типы пертита скорее всего следует отнести к структурам замещения. Ортоклаз-пертит отдельных жил претерпевает изменение, выражающееся в появлении буроватых продуктов выветривания и пелитизации.

В составе всех даек щелочных сиенитов встречается также альбит, являющийся самостоятельным

породообразующим минералом. Присутствует он в виде зерен неправильной или округлой формы, размеры которых редко превышают сотые доли миллиметра. Альбит данной генерации обычно локализуется вдоль границ агрегатов ортоклаз-пертита и пироксена. В редких случаях он выполняет микротрещинки в зернах силикатов. Существенных различий в химическом составе различных морфологических типов и генераций альбита не отмечается.

Пироксен является одним из основных породообразующих минералов щелочных сиенитов. Среднее содержание его в различных дайках варьирует пределах 15–20%. К тому же распределен он в них довольно неравномерно. В некоторых дайках пироксен встречается лишь в виде редкой вкрапленности, обычно в сростках с ортоклаз-пертитом. Иногда образует практически мономинеральные шпировидные скопления на фоне развития существенно полевошпатовых агрегатов. Представлен как неправильными со сложными заливообразными границами зернами, так и призматическими, таблитчатыми образованиями размером от 1 до 3,5 мм. Кристаллографически оформленные индивиды связаны чаще всего с участками развития полевых шпатов. Неправильные, угловатые агрегаты пироксена более характерны для участков с преобладающим развитием сульфатов кальция. Зерна пироксена имеют зеленую окраску. Характерной особенностью их является отчетливо выраженный плеохроизм от травяно-зеленого до желтовато-зеленого тонов. Большинство зерен пироксена содержат многочисленные включения магнетита. В отдельных индивидах присутствуют вроски апатита, иногда отмечаются кальцит, сульфаты и полевой шпат. Микротрещины, секущие зерна пироксена, нередко залечены сульфатами кальция или карбонатом. По данным микрозондового анализа, пироксен характеризуется повышенным содержанием Mg и Ca, пониженным Fe и Al. От пироксена, распространенного в габброидах ошурковского массива, он отличается более высоким содер-

жанием эгиринового минала и этим весьма схож с пироксеном щелочных сиенитов [Рампилов, Ласточкин, Рипп, 2013]. По химическому составу минерал диагностирован как эгирин-авгит (табл. 3).

Сульфатные минералы представлены ассоциацией ангидрита, целестина, баритоцелестина, гипса – минералов, находящихся в тесной пространственной и генетической связи. Одним из наиболее широко распространенных минералов даек щелочных сиенитов является ангидрит. Анализ данных оптических и микрозондовых исследований свидетельствует о присутствии как минимум двух его генераций. К наиболее ранней, предположительно, относится достаточно редко наблюдающийся ангидрит, который диагностирован только оптически. Минерал образует пойкилитовые включения в зернах пироксена и полевого шпата. Обычно это неправильные по форме или округлые образования размером не более сотых долей миллиметра.

Наиболее широким развитием в породе пользуется ангидрит, представленный таблитчатыми и пластинчатыми агрегатами, выполняющими промежутки между зернами полевого шпата и пироксена (рис. 4). Нередко он включает в себя апатит и титанит. Судя по взаимоотношениям с основными породообразующими минералами, образование ангидрита происходило на заключительной стадии формирования даек. Зерна его внешне бесцветные, иногда с голубоватым оттенком, размером от 0,3 до 2 мм, часто содержат характерные, пересекающиеся по трем направлениям трещины совершенной спайности. В породах, не имеющих отчетливо выраженных признаков метасоматических и гидротермальных преобразований, агрегаты ангидрита имеют довольно однородную структуру. Рентгеноспектральным анализом в составе их установлено присутствие повышенного содержания окиси стронция и бария. В контурах отдельных зерен значения их варьируют соответственно в пределах 3,56–4,12 и 0–0,53 мас. % (табл. 4).

Таблица 3

Химический состав пироксенов ангидритсодержащих сиенитов Ошурковского массива (мас. %)

Table 3

Chemical composition of pyroxenes from anhydrite-containing syenites of the Oshurkovsky massif (wt. %)

Компонент	137/86				182/86			
SiO ₂	50,44	50,79	49,87	50,83	51,00	51,06	51,11	51,43
TiO ₂	1,05	0,15	0,1	0,15	2,97	2,07	1,40	1,4
Al ₂ O ₃	1,25	1,06	1,49	1,13	2,14	2,02	1,95	1,98
Fe ₂ O ₃ ^{total}	12,75	13,33	14,02	14,5	12,68	12,66	13,21	13,17
MnO	0,43	0,57	0,52	0,57	0,34	0,34	0,37	0,35
MgO	10,0	9,57	9,1	9,09	9,88	9,63	9,4	9,39
CaO	19,7	19,53	19,32	18,96	17,69	17,45	17,27	17,38
Na ₂ O	2,12	2,41	2,31	2,58	3,22	3,45	3,65	3,52
BaO	0,86	0,03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,90	2,28
SrO	n.d.	0,01	0,02	0,10	0,02	0,11	n.d.	n.d.
Сумма	98,60	97,44	96,74	97,91	99,94	98,79	99,26	100,9

Примечание. Аналитик И.М. Куликова (ФГУП ИМГРЭ).

Note. Analyst I.M. Kulikova, FSUE IMGRE.

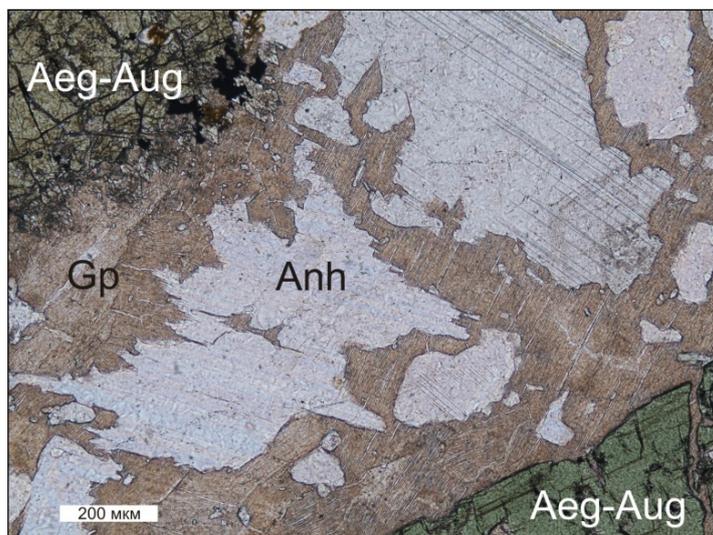


Рис. 4. Характер взаимоотношений ангидрита (Anh) с гипсом (Gp) и эгириин-авгитом (Aeg-Aug) в дайках щелочных сиенитов Ошурковского массива

Проба 110/86. Николи II. Шлиф обработан парами HF и прокрашен в растворе кобальтнитрита натрия $\text{Na}_3[\text{Co}(\text{NO}_2)_6]$

Fig. 4. The nature of the relationship of anhydrite (Anh) with gypsum (Gp) and aegirine-augite (Aeg-Aug) in the dykes of alkaline syenites of the Oshurkovsky massif

Sample 110/86. Nicoles are parallel. The section is treated with HF vapor and dyed in sodium cobalt nitrite solution $\text{Na}_3[\text{Co}(\text{NO}_2)_6]$

Таблица 4

Химический состав неизмененного ангидрита из даек щелочных ангидритсодержащих сиенитов Ошурковского массива, вес. %

Table 4

Chemical composition of unaltered anhydrite from the dykes of alkaline anhydrite-containing syenites of the Oshurkovsky massif, wt. %

Компонент	112/86						182/86					110/86
	SO ₃	60,08	60,09	59,76	59,31	58,33	60,74	59,20	58,70	57,84	57,52	57,58
CaO	36,21	37,09	36,30	37,57	38,00	38,22	37,80	38,33	37,17	37,77	38,38	37,22
SrO	3,59	3,56	4,04	4,12	3,08	4,15	4,21	3,88	4,45	4,16	4,23	4,15
BaO	0,53	n.d.	0,45	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Сумма	100,41	100,74	100,55	101,0	99,41	103,11	101,21	100,91	99,46	99,45	100,19	101,11

Примечание. Аналитики И.М. Куликова (ФГУП ИМГРЭ), Л.О. Магазина (ИГЕМ РАН).

Note. Analyst I.M. Kulikova (FSUE IMGRE), L.O. Magazina (IGEM RAS).

В связи с тем, что визуально наблюдающихся включения стронций- и барийсодержащих минеральных фаз в них не встречено, можно предположить, что данные компоненты присутствуют в ангидрите в виде изоморфной примеси. В дайках, затронутых гидротермальными процессами, проявившимися в замещении ангидрита гипсом, пироксена хлоритом и роговой обманкой, развитии карбоната и цеолита, наблюдаются четко выраженные признаки собирательной перекристаллизации и переотложения стронция, присутствующего в ангидрите. Результатом отмеченных процессов является образование в пределах зерен ангидрита, а также вдоль их границ разнообразных по форме, мелких (сотые и тысячные доли иллимметра) выделений целестина. Количество, размеры и характер распределения по-

добных образований в значительной степени зависят от интенсивности вторичных преобразований сульфатсодержащих сиенитов (рис. 5).

В зависимости от процентного содержания включений целестина меняется химический состав вмещающего их ангидрита (табл. 5). Участки зерен ангидрита, содержащие многочисленные мелкие или редкие, но относительно крупные вросстки целестина, характеризуются либо пониженным содержанием SrO, либо полным ее отсутствием. На участках минерала, не включающих целестин, содержание окиси стронция достигает максимальных значений. Многочисленные мелкие неправильной формы выделения целестина распространены также на участках распространения гипса, развивающегося по ангидриту в качестве вторичного минерала.

Таблица 5

Химический состав измененного ангидрита из даек щелочных ангидритсодержащих сиенитов
Ошурковского массива, мас. %

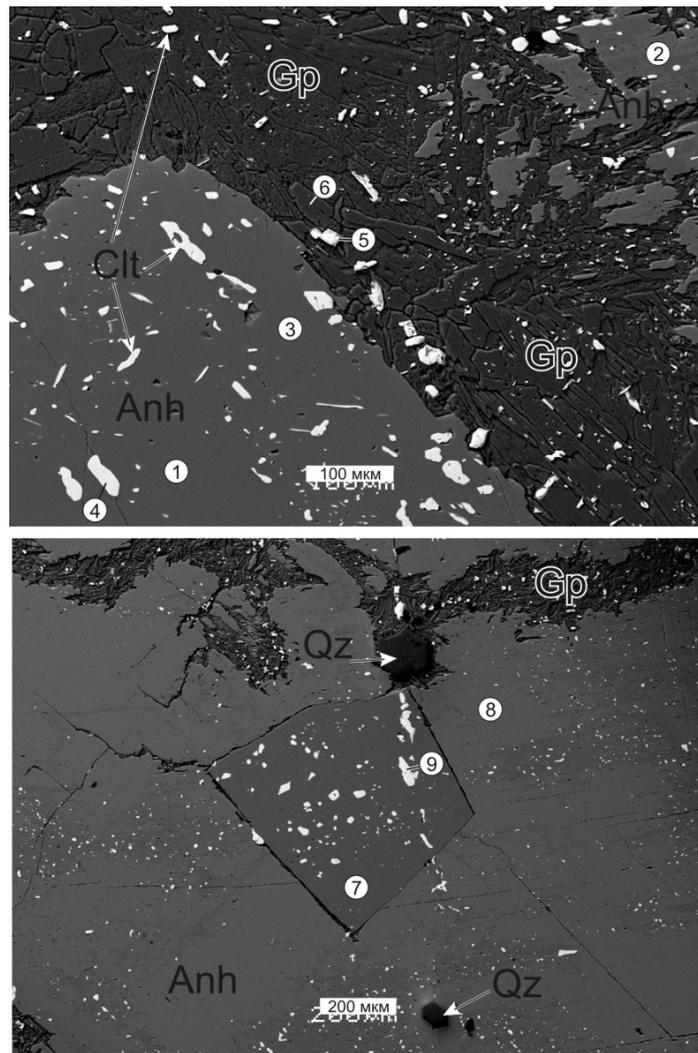
Table 5

Chemical composition of altered anhydrite from the dikes of alkaline anhydrite-containing syenites
of the Oshurkovsky massif, wt. %

Компонент	Слабоизмененный ангидрит, 182/86					Существенно измененный ангидрит, 112/86				
SO ₃	59,44	60,00	59,98	59,07	59,67	59,31	58,86	60,29	59,91	59,79
CaO	40,38	39,70	40,93	38,94	39,32	40,77	40,41	41,11	41,48	40,55
SrO	1,50	1,61	1,68	2,23	2,34	n.d.	n.d.	n.d.	0,16	0,34
Сумма	101,32	101,31	102,59	100,24	101,33	100,08	99,27	101,40	101,55	100,68

Примечание. Аналитики И.М. Куликова (ФГУП ИМГРЭ), Л.О. Магазина (ИГЕМ РАН).

Note. Analyst I.M. Kulikova (FSUE IMGRE), L.O. Magazina (IGEM RAS).



Компо- ненты	Ангидрит					Целестин			Гипс
	1	2	3	7	8	4	5	9	6
SO ₃	59.17	58.67	59.26	59.29	58.91	45.18	46.28	43.95	50.2
CaO	40.21	39.85	40.74	40.71	37.07	0	0	0	34.8
SrO	0.62	1.48	0	0	4.02	54.82	53.72	54.44	0
BaO	0	0	0	0	0	0	0	1.61	0
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	85

Рис. 5. Выделение сульфатов в дайках щелочных сиенитов Ошурковского массива

Скв. 264, проба 112/86, скв. 264, глубина 636,9 м. Фотографии в отраженных электронах. Anh – ангидрит, Clt – целестин, Gp – гипс, Qz – кварц. Номера точек соответствуют номерам в таблице

Fig. 5. Isolation of sulphates in dykes of alkaline syenites of the Oshurkovsky massif

Well 264, Sample 112/86; Well 264, depth 636,9 m. Photographs in backscattered electrons. Anh – anhydrite, Clt – celestine, Gp – gypsum, Qz – quartz. Point numbers correspond to the numbers in the table

Таблица 6

Химический состав целестина из даек щелочных ангидритсодержащих сиенитов Ошурковского массива, вес. %

Table 6

Chemical composition of celestine from the dikes of alkaline anhydrite-containing syenites of the Oshurkovsky massif, wt. %

Компонент	Морфологические типы и точки анализа целестина								
	Микровключения в ангидрите			Прожилковидные	Самостоятельные зерна				
SO ₃	46,41	44,76	45,30	43,76	45,30	43,55	41,08	41,92	43,30
CaO	n.d.	0,49	n.d.	n.d.	1,12	1,33	1,24	1,24	1,17
SrO	56,31	55,82	55,04	54,21	48,51	44,43	44,52	44,78	41,43
BaO	n.d.	1,31	n.d.	1,60	6,63	10,88	7,29	8,88	14,13
Сумма	102,72	102,38	100,34	99,57	101,56	100,19	94,13	96,82	100,03

Примечание. Аналитик Л.О. Магазина (ИГЕМ РАН).

Note. Analyst L.O. Magazina (IGEM RAS).

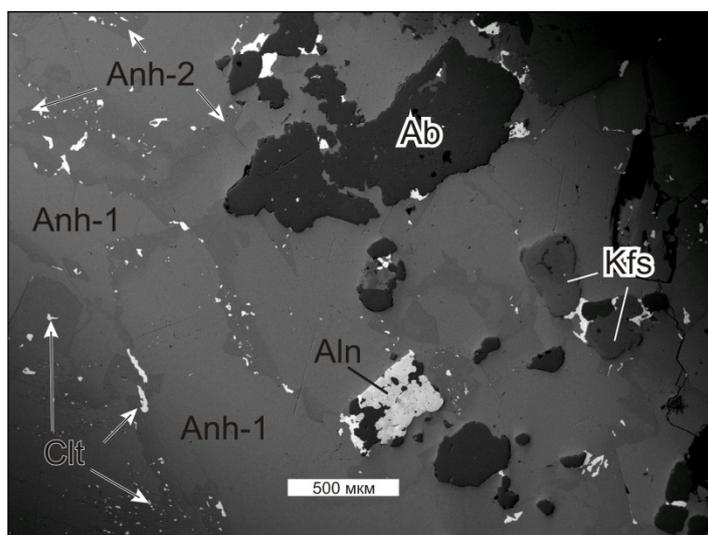


Рис. 6. Особенности распределения целестина (Clt) в слабо измененных щелочных ангидритсодержащих сиенитах Ошурковского массива

Проба 112/86. Светло-серый фон соответствует неизменному высокостронциевому ангидриту (Anh-1), серый – частично перекристаллизованному ангидриту (Anh-2). Ab – альбит, Kfs – ортоклаз, Aln – алланит

Fig. 6. Features of the celestine (Clt) distribution in weakly modified alkaline anhydrite-containing syenites of the Oshurkovsky massif

Sample 112/86. The light gray background corresponds to unaltered high-Sr anhydrite (Anh-1); gray – to partially recrystallized anhydrite (Anh-2). Ab – albite, Kfs – orthoclase, Aln – allanite

Отличительной особенностью данного морфологического типа целестина является отсутствие или сравнительно низкое содержание в составе его BaO (табл. на рис. 5, табл. 6). Присутствующий в породе гипс представлен обычно тонковолокнистыми агрегатами, находящимися в типичных коррозионных взаимоотношениях с ангидритом. Характерной особенностью его химического состава является наличие в нем окиси стронция (до 0,46 мас. %).

В породах, затронутых относительно слабыми гидротермальными преобразованиями, наблюдается локализация микровключений целестина вдоль границ зерен ангидрита и других породообразующих минералов. Обычно это неправильной формы выде-

ления, размер которых варьирует в пределах от сотых до десятых долей миллиметра (рис. 6). Образование их также может быть следствием перекристаллизации агрегатов ангидрита. Характерной особенностью этого целестина является присутствие в составе его повышенного содержания окиси бария – от 6,63 до 16,28% (табл. 6). К образованиям данного морфологического типа может быть отнесен и целестин, выполняющий микротрещинки в массивном ангидрите и ортоклаз-пертите. В составе его, как и в целестине, представленном самостоятельными зернами, также присутствует барий, но в заметно меньшем количестве. Наблюдаются тональные различия в окраске участков зерен ангидрита, не затро-

нутых перекристаллизацией, и участков, содержащих включения целестина. Можно предположить, что перекристаллизация ангидрита с выделением целестина происходила одновременно с распадом К-На полевого шпата, сопровождавшегося выделением пертитовых вростков альбита. Свидетельством этому являются наблюдающиеся вариации содержания бария в зернах сульфата стронция в зависимости от места их расположения. В целестине, локализующимся на участках развития ангидрита, значения их минимальны, на участках, сложенных ортоклаз-пертитом, достигают десяти и более процентов.

Кальцит, присутствующий в щелочных сиенитах является основным минералом группы карбонатов. Диагностирован в результате прокрашивания шлифов ализарином и на электронном микроскопе с ЭДС. В большинстве даек минерал представлен мелкими (сотые – десятые доли миллиметра) неправильной формы выделениями, связанными с участками замещения пироксена хлоритом, ортоклаз-пертита альбитом и оксидов титанитом. Повышенная вкрапленность кальцита присутствует также в поле развития ангидрита и гипса. При этом, в одних случаях, он обособляется в виде включений в зернах массивного ангидрита, в других – представлен мелкими скоплениями неправильной и линзовидной формы в массе гипса.

Встречена дайка (обр. 182/86, инт. 1024–1024,3 м), где содержится повышенное количество кальцита, который, по-видимому, относится к двум генерациям. Основное количество кальцита, наряду с ангидритом, выступает в качестве главного породообразующего минерала, с неравномерным распределением его по массе породы, вплоть до образования почти мономинеральных гнезд или послойного чередования с агрегатами ангидрита и гипса. В виде включений в карбонатно-сульфатной массе присутствуют редкие зерна пироксена, апатита, рудных минералов, биотита, алланита, полевого шпата. Сами же зерна кальцита обычно чистые. В них не наблюдается посторонних включений и вростков доломита, образующихся в результате распада твердых растворов, что иногда встречалось в карбонатах Ошуркова.

Появление второй генерации кальцита связано с тектонической зоной вдоль лежачего контакта дайки, где имеют место дробление и милонитизация карбонатно-сульфатной массы с образованием мелких будин в центральных частях, с многочисленными обломками пироксена, полевого шпата, апатита и кварца. Многочисленные трещины, пронизывающие породу, выполнены гидроокислами железа. Кальцит данной генерации выполняет деформационные трещинки в зернах биотита (рис. 7), апатита и обособляется в виде прожилков в гипсовом цементе.

Биотит в составе даек щелочных сиенитов пользуется ограниченным распространением. В большинстве даек содержание его не превышает 1–3%. Встречается он в виде листоватых, чаще всего неправильной формы агрегатов размером от десятых долей до 3–5 мм. В отличие от широко распространенного в породах Ошурковского массива биотита, имеет более светлую окраску и отчетливый плеохроизм от зеленовато-желтого до желтовато-бурого цвета. В основной своей массе минерал связан с участками развития ангидрита, иногда содержит последний в виде включений. Кроме того в биотите отмечаются вростки апатита, альбита и рудных минералов.

Наряду с отдельными крупными зернами биотита встречаются скопления мелкочешуйчатых его образований. В породах с повышенным содержанием кальцита зерна биотита несут признаки тектонических деформаций. Следствием последних являются отрыв и сгиб отдельных пластинок минерала, появление волнистого погасания у крупных его зерен, развитие многочисленных микротрещин. Последние обычно выполняются кальцитом или гипсом (рис. 7). При этом в шлифах наблюдается замещение отдельных зерен бурого биотита вторичным зеленым.

По химическому составу биотит практически не отличается от биотита габброидов. Отметим незначительное уменьшение содержания TiO_2 , BaO и возрастание доли Fe в сравнении с Mg (табл. 7).

Anatum в щелочных сиенитах имеет различный характер выделения. В большинстве даек он распространен в виде редкой вкрапленности мелких кристаллов, с неровными скругленными гранями располагающихся в промежутках между зернами силикатов. Реже наблюдаются пойкилитоподобные вростки апатита округлой или гексагональной формы в кристаллах клинопироксена и ортоклаз-пертита.

В зонах эндоконтакта отдельных тел апатит образует заметные скопления столбчатых, округлых зерен размером от десятых долей до 1–2 мм. Минерал здесь встречается в сростках с клинопироксеном, полевым шпатом, сфеном и ангидритом. В отдельных дайках наблюдаются скопления зерен апатита, сцементированные ангидрит-гипсовой массой (рис. 8).

Рентгеноспектральным анализом в апатите установлено присутствие SrO в количестве 0,67 мас. %.

Алланит является характерным аксессуарным минералом щелочных сульфатсодержащих сиенитов.

Чаще всего представлен зернами неправильной формы, размером 0,1–0,3 мм, которые встречаются в поле распространения силикатных минералов и на участках скопления зерен ангидрита. Минерал плеохраирует от буровато-красного до темного красноватого тонов. Присутствуют также сложной формы выделения алланита, развивающиеся на границе зерен ортоклаз-пертита с ангидритом.

В отличие от алланита, обособляющегося в виде самостоятельных зерен, агрегаты его являются либо изотропными, либо имеют слабо выраженный плеохроизм. По составу изученный алланит нечем существенным не отличается от алланитов, карбонатитов и габбро-пегматитов Ошурковского массива [Рипп, Избродин, Ласточкин, 2013].

Титанит также относится к числу характерных типоморфных минералов сульфатсодержащих щелочных сиенитов. Содержание его, однако, значительно варьирует. В отдельных телах он имеет статус не более чем акцессорной примеси, в других

приобретает значение самостоятельного породообразующего минерала (см. табл. 2). Обычно представлен агрегатами неправильной формы (до 2 мм), реже обособляется в виде клиновидных и чечевицеобразных зерен, размером от десятых долей до 1–1,5 мм. Вкрапленность титанита связана преимущественно с участками развития силикатных минералов. Повышенные концентрации минерала нередко отмечаются в эндоконтактных зонах даек. По данным рентгеноспектрального анализа, в составе минерала присутствуют (мас. %): FeO (1,7–1,9), Al₂O₃ (0,8–1,9), Ce₂O₃ (до 1,2).

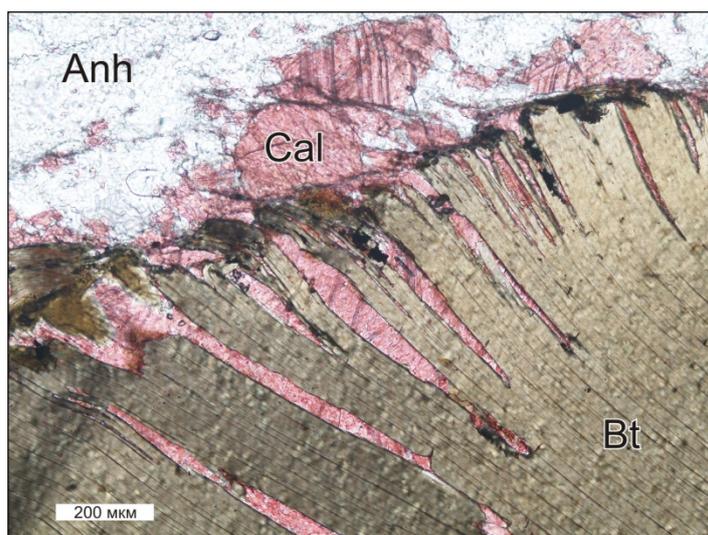


Рис. 7. Характер взаимоотношений ангидрита (Anh) с биотитом (Bt). В виде неправильной формы зерен в ангидрите и линзовидных включений во флогопите присутствует кальцит (Cal)
Проба 182/86. Николи II. Кальцит покрашен ализарином

Fig. 7. The nature of the relationship of anhydrite (Anh) with biotite (Bt). Calcite (Cal) is present as irregular grains in anhydrite and as lenticular inclusions in phlogopite
Sample 182/86. Nicol are parallel. Calcite is stained with alizarin (C₁₄H₈O₄)

Таблица 7

Химический состав флогопита из даек щелочных ангидритсодержащих сиенитов Ошурковского массива, мас. %

Table 7

Chemical composition of phlogopite from the dikes of alkaline anhydrite-containing syenites of the Oshurkovsky massif, wt. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	40,06	39,64	39,39	38,79	40,25	39,73	39,46	39,31	39,08
TiO ₂	2,21	2,25	2,41	2,30	1,85	1,93	2,31	1,98	2,21
Al ₂ O ₃	15,88	15,63	15,59	15,34	15,17	15,46	15,09	15,21	15,34
FeO	15,06	15,30	15,67	15,64	14,85	14,67	16,02	15,33	15,21
MnO	0,21	0,25	0,19	0,22	0,22	0,20	0,24	0,22	0,21
MgO	17,75	17,44	16,84	16,05	18,21	17,89	16,8	16,93	16,76
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,00	0,01	n.d.
SrO	0,01	n.d.	0,04	0,02	0,01	0,01	0,06	n.d.	n.d.
BaO	0,57	0,51	0,37	0,58	0,39	0,48	0,43	0,40	0,45
Na ₂ O	0,18	0,12	0,21	0,21	0,07	0,09	0,11	0,08	0,13
K ₂ O	8,77	9,28	9,59	8,96	8,87	8,4	8,43	8,85	9,3
Rb ₂ O	0,06	0,05	0,05	0,04	0,07	0,05	0,09	0,06	0,08
Cs ₂ O	n.d.	n.d.	0,01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nb ₂ O ₅	0,03	0,06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Сумма	100,79	100,52	100,35	98,15	99,95	98,92	99,04	98,38	98,77

Примечание. Аналитик О.А. Набелкин (ФГУП ИМГРЭ).

Note. Analyst O.A. Nabelkin (FSUE IMGRE).

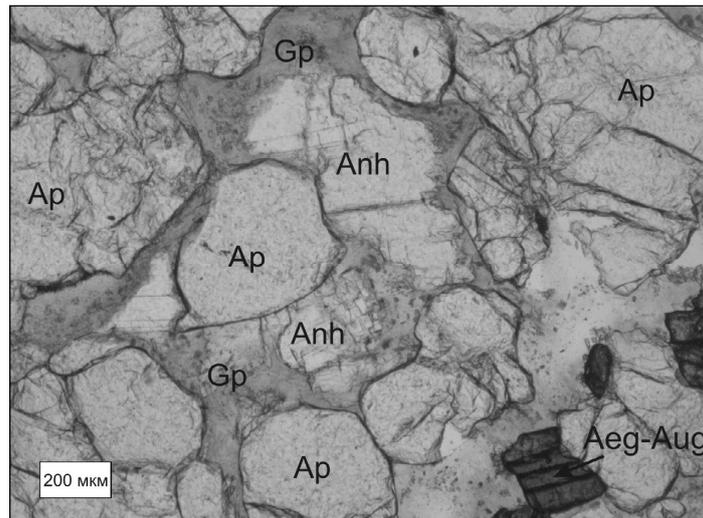


Рис. 8. Взаимоотношения в щелочных ангидритсодержащих сиенитах апатита (Ar) с ангидритом (Anh) и гипсом (Gp)

Скв. 264, проба 116/86, глубина 657,5 м. Николи II. Aeg-Aug – эгирин-авгит

Fig. 8. Interrelations of apatite (Ar) with anhydrite (Anh) and gypsum (Gp) in alkaline alkaline anhydrite-containing syenites

Well 264, sample 116/86, depth. 657.5 m. Nicoles are parallel. Aeg-Aug – aegirine-augite

Магнетит является обычным рудным компонентом сульфатсодержащих щелочных сиенитов и представлен различными морфологическими образованиями. Относительно небольшой объем приходится на долю самостоятельных индивидов, образующих рассеянную вкрапленность. Размеры их не превышают 0,05–0,1 мм. Данная морфологическая разновидность представлена преимущественно ксеноморфными агрегатами, реже наблюдаются зерна с характерными для магнетита кристаллографическими формами.

Преобладающая часть магнетита присутствует в виде мелких, иногда достаточно многочисленных, неправильной формы включений в зернах клинопироксена. В значительно меньшем объеме они встречаются в полево шпате, биотите, ангидрите. В составе ксенолитов щелочных габброидов, захваченных дайками, наблюдаются срастания магнетита с гемимильменитом и рутилом. Границы между этими рудными минералами сложные, зазубренные. Характерной особенностью магнетита является наличие в составе его V_2O_3 (до 0,49 мас. %).

Цеоцит в качестве второстепенного минерала установлен в составе отдельных даек. Обычно выполняет мелкие гнезда и тонкие прожилки в поле развития сульфатных минералов. Представлен шестоватыми, радиально-лучистыми агрегатами размером от десятых долей до 1,5 мм. Имеет светлую окраску. По особенностям взаимоотношения с основными породообразующими минералами и характеру поведения в шлифах идентичен агрегатам десмина, достаточно часто встречающегося в гидротермальных зонах Ошурковского массива.

Кварц встречается в отдельных дайках. Наличие его диагностировано оптически и с помощью ЭДС. В одних случаях он присутствует в виде единичных мелких округлой формы зерен, приуроченных либо к участкам развития ангидрита, либо располагающихся на стыке агрегатов последнего с зернами силикатов и в связи с микротрещинами. Зафиксированы также прожилковидные образования серого кварца, приуроченные к центральной части одной из даек (скв. 264, инт. 764,5–765,2 м). Мощность их достигает 2 см. Представлены они сростками отдельных ксеноморфных зерен с характерным волнистым погасанием. Границы прожилков довольно четкие. В массе кварца изредка встречаются включения полевого шпата, пироксена и других минералов. В зонах экзоконтактов прожилков имеют место амфиболизация пироксенов, карбонатизация, пелитизация полевых шпатов и появление титанита. Взаимоотношения с породообразующими минералами даек свидетельствуют о том, что образование кварца является результатом проявления гидротермального процесса. Многочисленные мелкие агрегаты кварца имеющие форму неправильных обломков, встречаются в тектонически ослабленных зонах, нарушающих структуру отдельных даек.

Серпичит – минерал поздних наложенных процессов. Встречается в виде тонких включений и небольших скоплений внутри отдельных зерен калиевого полевого шпата. Более значительные образования его наблюдаются в связи с агрегатами плагиоклаза, являющимися самостоятельными породообразующими минералами ксенолитов, захваченных ще-

лочными сиенитами. В целом пользуется ограниченным распространением.

Роговая обманка относится к числу редких вторичных минералов. Диагностирована только оптически. В виде удлинённых шестоватых агрегатов развивается по периферии отдельных зерен эгирин-авгита. Имеет светло-зеленую окраску с голубоватым оттенком и слабый плеохроизм от голубовато-зеленого по Ng до желтовато-зеленого по Np. Единичные мелкие зерна минерала встречаются в виде включений в ангидритовом цементе. Предположительно, является минералом из группы рихтерита.

Гидроокислы железа пропитывают массу ангидрита и выполняют трещины в зоне дробления сульфатсодержащих щелочных сиенитах.

Хлорит имеет локальное распространение. Развивается по пироксену, в том числе в ассоциации с зернами магнетита. Реже образует крупные (до 0,2 мм) самостоятельные выделения. По составу аналогичен хлориту ($\text{SiO}_2 \sim 27\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 \sim 25\%$, $\text{MgO} \sim 18\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 18\%$), встречающемуся во вмещающих габброидах [Кузнецова, Василенко, Холодова, 1995].

Результаты изотопных исследований сульфатов Ошурковского массива

При решении вопросов происхождения сульфатсодержащих сиенитов Ошурковского массива важную роль могут играть изотопные исследования серы. До недавнего времени в литературе, посвященной Ошурковскому массиву, фигурировали данные лишь по изотопному составу серы барита карбонатитов, а также сульфидов железа и меди из гидротермальных прожилков, встречающихся в габброидах [Никифоров и др., 1998; Рипп и др., 2014]. Нами проведены исследования изотопного состава серы четырех отобранных с различной глубины образцов ангидрита, присутствующего в сиенитах. Кроме того определен изотопный состав серы пирита, образующего небольшие скопления в габброидах, по-видимому, имеющие гидротермальную природу.

Исследование изотопного состава серы проводилось по методике, представленной в работе [Dubinin et al., 2014]. Измерения проведены на масс-спектрометре DELTA V+, работающем в непрерывном потоке гелия. Разложение сульфатов проведено на элементном анализаторе Flash-НТ.

В результате проведенного анализа образцов ангидрита установлен относительно узкий, характерный для них диапазон величин $\delta^{34}\text{S}$, соответствующий 10,3–11,7 ‰, отличающийся от изотопного состава серы барита из карбонатитов Ошурковского массива (6,5–8,2 ‰) повышенным содержанием тяжелого изотопа серы (табл. 8, рис. 9, а). Аналогичные значения величин $\delta^{34}\text{S}$ зафиксированы в барите и баритоцелестине из карбонатитов Забайкалья и Тувы (рис. 9, б) [Никифоров и др., 2000; Никифоров и др., 2006; Рипп и др., 2014]. В целом все наблюдаемые вариации величин $\delta^{34}\text{S}$ не выходят за рамки диапазона, характерного для сульфатов карбонатитов мира (рис. 9, в), и, соответственно, не исключают мантийную природу серы в породах Ошурковского массива.

Величины $\delta^{34}\text{S}$ в изученных нами образцах пирита варьируют в пределах от +2 до –2 ‰. Близкими положительными значениями (1,36 ‰) характеризуется пирит из гидротермально измененных пород [Рипп и др., 2014].

Полученные данные позволяют предположить, что барит и ангидрит Ошурковского массива являются продуктами неполного окисления серы, остатки которой в восстановленной форме участвуют в формировании поздних сульфидов. В этом случае образование ангидрита сиенитов могло происходить в интервале температуры 570–680°C (в среднем – около 630°C), а формирование барита карбонатитов – в интервале 850–950°C. Данный расчет сделан исходя из условия, что изотопный состав серы источника не испытывал изменений, связанных с релеевским исчерпанием. То есть предполагается, что сера магматических сульфатов, как и сера поздних сульфидов, буферировалась бесконечным резервуаром серы источника.

Таблица 8

Изотопный состав серы в минералах из пород Ошурковского массива

Table 8

Sulfur isotope composition of minerals from rocks of the Oshurkovsky massif

№ образца	Проба	$\delta^{34}\text{S}$, ‰
Щелочные ангидритсодержащие сиениты		
112/86	<i>Ангидрид ~95% + Целестин ~5%</i>	10.30
112a/86	–/–	10.89
153/86	–/–	10.87
137/86	–/–	11.66
Эссекситы		
489/84ш	<i>Пирит</i>	1.88
151/82	–/–	–2.28
161/83	–/–	2.15
431/83	–/–	1.61

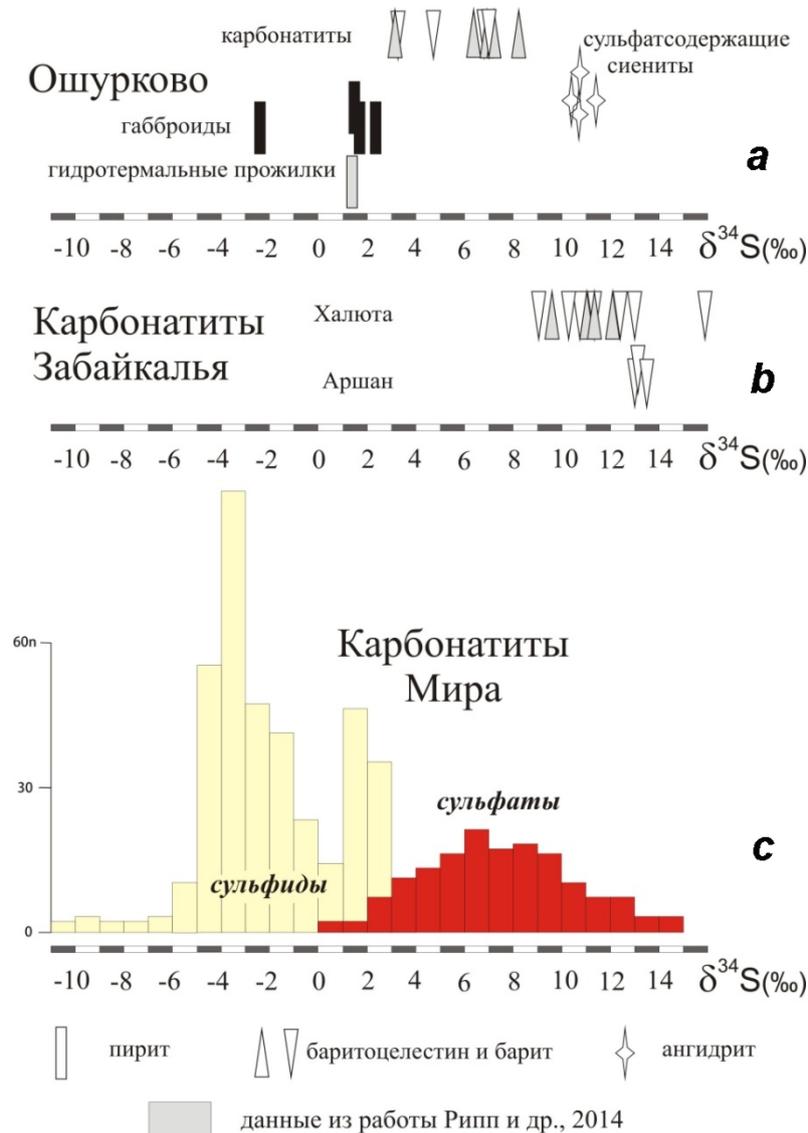


Рис. 9. Изотопный состав серы в минералах из пород Ошурковского массива (а), карбонатитов Забайкалья (б) и других регионов Мира (с)

Использованы данные из работ [Deines, 1989; Никифоров, Ярмолюк, Покровский, 2000, Рипп и др., 2014]

Fig. 9. Sulfur Isotopic composition in minerals from rocks of the Oshurkovsky massif (a), carbonatites of Transbaikalia (b) and other regions of the World (c)

Data from [Deines, 1989; Nikiforov, Yarmolyuk, pokrovsky, 2000, Ripp et al., 2014]

Обсуждение

В настоящее время дайки щелочных сульфатсодержащих сиенитов относятся к числу достаточно экзотических образований. Не исключено, однако, что роль этих пород в строении массива недооценивается. Подобное предположение напрашивается по причине внешнего сходства даек сульфатсодержащих щелочных сиенитов с жильными телами гранитных пегматитов. Поэтому при первичной документации горных выработок они обычно и характеризовались как последние.

Как показывают детальные петрографические исследования пород, вмещающих дайки ангидритсо-

держащих сиенитов, сульфатные минералы в качестве акцессорной примеси встречаются в них достаточно часто. При этом основная масса их присутствует в виде редких неправильной формы выделений, приуроченных к межзерновым промежуткам основных породообразующих минералов. Распределены они обычно неравномерно и более характерны для глубоких горизонтов месторождения. Косвенным свидетельством присутствия в породах массива сульфатной минерализации являются данные анализов SO_3 , полученные при изучении малообъемных технологических проб. Согласно им, среднее содержание данного компонента в мезократовых разно-

стях щелочных габброидов составляет 0,51%, в меланократовых – 0,42%, в лейкократовых – 0,23%. Установлено также, что достаточно часто сульфатные минералы присутствуют в виде включений в породообразующих минералах. Так, по данным А.Н. Занвилевич и соавт. (1999), содержание SO_3 в апатите из различных по составу пород Ошурковского массива колеблется в пределах 0,29–0,53%, достигая 0,85% в дайках микрогаббро. Нередко агрегаты сульфатных минералов, обособляющиеся в виде интерстиционных включений, образуют сростки с кальцитом.

Все вышеперечисленные данные позволяют рассматривать сульфатные минералы в качестве постоянно присутствующего компонента магматического расплава.

Заключение

В результате детальных петрографических исследований Ошурковского массива в его пределах выявлены жильные тела щелочных сиенитов, в составе которых в качестве породообразующих минералов присутствуют сульфаты. По своим петрохимическим характеристикам эти породы относятся к образованиям калиевой серии. Судя по взаимоотношениям с силикатными породообразующими минералами, слагающими дайку, образование сульфатов происходило на заключительной стадии кристаллизации сиенитов. Основным сульфатсодержащим минералом даек является ангидрит. Содержание его в отдельных жилах достигает 50% и более. Характерной типоморфной особенностью минерала является

наличие в нем повышенного содержания стронция, представленного изоморфной примесью. В результате гидротермальных преобразований сиенитов имели место перекристаллизация ангидрита и появление новообразований целестина, который оставался как в контурах зерен ангидрита, так и вдоль их границ, где минерал обособлялся нередко в качестве самостоятельных агрегатов.

Как показывают наши исследования, присутствие сульфатов в породах Ошурковского массива фиксируется достаточно часто. Так, ангидрит, находящийся в тесном сростании с минералами силикатной матрицы, без признаков каких-либо реакционных взаимоотношений с ними, встречается практически во всех петрографических разновидностях щелочных габброидов массива, что позволяет считать его компонентом магматического расплава.

Анализ изотопного состава сульфатной серы даек щелочных сиенитов не противоречит их эндогенному происхождению. Аналогичную природу имеют, как известно, и сульфатные минералы распространенных здесь же карбонатитовых жил. Наличие сульфатных минералов в щелочных габброидах, карбонатитах и дайках щелочных сиенитов Ошурковского массива, характеризующихся близкими параметрами изотопного состава серы, является важной предпосылкой доказательства единого источника для этих образований.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 18-05-00671.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н., Кравченко А.И. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. Улан-Удэ : Бурят. кн. изд-во, 1972. 159 с.
- Егорова Н.Н., Новикова А.Н. Петрографические особенности метасоматически измененных сиенито-диоритовых и диоритовых пород Ошурковского месторождения апатита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1970. Вып. XIII. С. 119–129.
- Залуцкий В.В. К геологии и генезису Ошурковского апатитоносного плутона Центральной Бурятии // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск, 1979. С. 30–44.
- Занвилевич А.Н., Карманов Н.С., Бурдуков И.В., Литвиновский Б.А. Оценки условий кристаллизации габбро-сиенитовой серии на основе химического состава минералов (Ошурковский массив, Забайкалье) // Записки Всероссийского Минералогического общества. 1999. Ч. СХХVIII, № 1. С. 25–47.
- Ковальский Ф.И., Костромин С.В. Геолого-экономическая характеристика Ошурковского апатитового месторождения // Апатиты. М. : Наука, 1968. С. 304–306.
- Костромин Л.Н. Апатитовая минерализация и генезис Ошурковского месторождения // Труды СНИИГГИМСа. Вып. 108: Проблемы агрономического сырья Сибири. Новосибирск, 1971. С. 93–101.
- Кузнецов А.Н. Минералогия и геохимия апатитоносных диоритов (Юго-Западное Забайкалье). Новосибирск : Наука, 1980. 103 с.
- Кузнецова Л.Г., Василенко В.Б., Холодова Л.Д. Особенности состава породообразующих минералов Ошурковского массива // Сб. Трудов СО РАН. Новосибирск : Изд. СО РАН, НИЦ ОИГГМСО РАН, 1995. Т. 11. С. 81–95.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Бурдуков И.В., Карманов Н.С. Сиениты как продукт фракционной кристаллизации щелочно-базальтовой магмы Ошурковского массива, Забайкалье // Петрология. 1998а. Т. 6, № 1. С. 30–52.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Посохов В.Ф. и др. Новые данные о строении и времени формирования Ошурковского массива щелочных габбро и сиенитов (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1998б. Т. 39, № 6. С. 730–744.
- Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Занвилевич А.Н. и др. Источники и условия формирования гранитных пегматитов Ошурковского щелочно-монцитового массива (Забайкалье) // Геохимия. 2005. № 12. С. 1251–1270.
- Магматические формации СССР. Л. : Недра, 1979. Т. 1. 319 с.
- Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Покровский Б.Г. и др. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: минеральный, химический и изотопный (O, C, S, Sr) состав и соотношения со щелочным магматизмом // Петрология. 2000. Т. 8, № 3. С. 309–336.

Никифоров А.В., Болонин А.В., Покровский Б.Г. и др. Геохимия изотопов (O, C, S, Sr) и Rb-Sr возраст карбонатитов Центральной Тувы // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48, № 4. С. 296–319.

Рампилов М.О., Ласточкин Е.И., Рипп Г.С. Пегматиты Ошурковского апатитоносного плутона // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 65–73.

Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. и др. Возраст карбонатитов и базитов (SHRIMP-II и Rb-Sr методы) Ошурковского апатитоносного массива (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 666–675.

Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Ласточкин Е.И., Избродин И.А. Изотопно-геохимические особенности пород Ошурковского апатитоносного массива (Западное Забайкалье) // Геохимия. 2014. № 4. С. 302–3018.

Рипп Г.С., Избродин И.А., Ласточкин Е.И. и др. Ошурковский базитовый плутон: хронология, изотопно-геохимические и минералогические особенности, условия образования. Новосибирск : ГЕО, 2013. 163 с.

Смирнов Ф.Л. Геология апатитовых месторождений Сибири. Новосибирск : Наука, 1980. С. 23–40.

Тяжелов А.Г. Петрографическое своеобразие Ошурковского апатитоносного массива // Известия АН СССР. Сер. геологическая. 1986. № 7. С. 47–55.

Царев Д.И., Батуева А.А. Дифференциация компонентов базитов при гранитизации (на примере Ошурковского апатитового месторождения, Западное Забайкалье). Новосибирск : ГЕО, 2013. 135 с.

Шабашев В.Я. О формационной принадлежности Ошурковского апатитоносного массива // Промышленность горнохимического сырья. М. : НИИТЭХИМ, 1977. Вып. 6. С. 1–3.

Яценко Г.М. Об интрузиях Ошурковского типа в центральной части Западного Забайкалья // Рудоносность геологических формаций Забайкалья. Новосибирск : Наука, 1982. С. 93–99.

Deines P. Stable isotope variation in carbonatites // Carbonatites – genesis and evolution. London : Unwin Hyman, 1989. P. 301–359.

Dubinina A.V., Dubinin E.G., Detnidoва T.P., Kokryatskaya N.M., Rinskaya-Korsakova M.N., Kosova S.A., Yakushev E.V. Stable isotope evidence for the bottom convective layer homogeneity in the Black Sea // *Geochem. Transact.* 2014. V. 15, № 3. DOI: 10.1186/1467-4866-15-3

Авторы:

Шабашев Владимир Яковлевич, кандидат геолого-минералогических наук, советник, ООО «Агроэко», Люберцы, Московская область, Россия. E-mail: shabashev8842@mail.ru

Никифоров Анатолий Викторович, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, лаборатория редкометального магматизма, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия. E-mail: nikav@igem.ru; usn2007a@yandex.ru

Geosphere Research, 2019, 3, 50–68. DOI: 10.17223/25421379/12/5

V.Ya. Shabashev¹, A.V. Nikiforov²

¹ *Agroeko LLC, Lyubertsy Russia*

² *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, RAS Moscow, Russia*

ALKALINE ANHYDRITE-CONTAINING SYENITES OF THE OSHURKOVSKY MASSIF

The article presents results of investigation of vein sulfate-containing rocks were recently discovered / identified in the Oshurkovsky alkaline-gabbroid massif. The content of anhydrite in their composition sometimes reaches 50%. Detailed petrographic studies of these rocks showed that they are typical for the entire suite of igneous rocks of the Oshurkovsky massif.

More than 90% of the massifs' area is occupied by various alkaline and subalkaline gabbroids with different contents of amphibole, pyroxene, biotite, and a ubiquitous admixture of apatite. The second stage of the massif formation comprises large plug- (up to 2 km²) and dike-like bodies of alkaline-feldspar syenites. The final stage of the magmatism is represented by veins of calcite carbonatites with Ba and Sr sulphates and late granite pegmatites. Gabbroids accommodate the vein bodies of anhydrite-containing alkaline syenites. The veins are usually up to 0.4 m, more rarely up to 2 m thick. Relationships with other rock have not been observed.

Sulfate-containing alkaline syenites are massive, coarse-grained rocks composed of tabular orthoclase-perthite crystals. The intercrystalline space is filled by subidiomorphic aegirine-augite crystals and aggregates of anhydrite grains, which represent one of the latest stages of crystallization. The total content of sulfate in different veins varies from 5 to 50%. The rock contains small amounts of apatite, allanite, magnetite, sphene, calcite, less often biotite. Secondary minerals are celestine, chlorite, zeolite, quartz and gypsum. The inclusion of celestine are associated with post-magmatic recrystallization of primary strontium-containing anhydrite. Gypsum develops on decomposed anhydrite.

Sulfur isotopic composition of the anhydrite from four samples is characterized by a narrow range of values of $\delta^{34}\text{S}$ 10.3–11.7, which differs from the isotopic composition of sulfur of barite from the carbonatites of the Oshurkovsky massif (6.5–8.2).

In general, all observed variations in the 34S values do not exceed the range typical for the world carbonatite sulphates.

Keywords: *Oshurkovsky massif, alkaline gabbro, anhydrite, sulfates, sulfur isotopic composition.*

References

Andreev G.V., Gordienko I.V., Kuznetsov A.N., Kravchenko A.I. *Apatitonoosnyye diority Yugo-Zapadnogo Zabaykal'ya* [Apatite-bearing diorites of South-West Transbaikalia]. Ulan-Ude, 1972. 157 p. In Russian

Egorova N.N., Novikova A.N. *Petrograficheskiye osobennosti metasomatically izmenennykh syenito-dioritovykh i dioritovykh porod Oshurkovskogo mestorozhdeniya apatita* [Petrographic features of metasomatically altered syenite-diorite and diorite rocks of the Oshurkovsky apatite field] // In the collection: Materials on geology and minerals of the Buryat ASSR. Issue XIII. Ulan-Ude. 1970. pp. 119–129. In Russian

Zalutsky V.V. *K geologii i genezisu Oshurkovskogo apatitonosnogo plutona Tsentral'noy Buryatii* [To the geology and genesis of the Oshurkovsky apatite-bearing pluton in Central Buryatia] // In Proc. "Geology, prospecting and exploration of ore deposits." Irkutsk. 1979. pp. 30–44. In Russian

Zanvilevich A.N., Karmanov N.S., Burdukov I.V., Litvinovsky B.A. *Otsenki usloviy kristallizatsii gabbro-siyenitovoy serii na osnove khimicheskogo sostava mineralov (Oshurkovskiy massiv, Zabaykal'ye)* [Estimates of the conditions of crystallization of the gabbro-syenite series based on the chemical composition of minerals (Oshurkovsky massif, Transbaikalia)] // Zapiski Vserossiyskogo Mineralogicheskogo obshchestva. 1999. V. CXXVIII(1). pp. 25–47. In Russian

Kovalsky F.I., Kostromin S.V. *Geologo-ekonomicheskaya kharakteristika Oshurkovskogo apatitovogo mestorozhdeniya* [Geological and economic characteristics of the Oshurkovsky apatite deposit] // In collection: "Apatity". Moscow: Nauka, 1968. pp. 304–306. In Russian

Kostromina L.N. *Apatitovaya mineralizatsiya i genezis Oshurkovskogo mestorozhdeniya* [Apatite mineralization and genesis of the Oshurkovskoe deposit] // Trudy SNIIGGIMSa, V. 108, Problemy agronomicheskogo syr'ya Sibiri [Problems of agronomic raw materials of Siberia]. Novosibirsk, 1971. pp. 93–101. In Russian

Kuznetsov A.N. *Mineralogiya i geokhimiya apatitnosnykh dioritov (Yugo-Zapadnoye Zabaykal'ye)* [Mineralogy and geochemistry of apatite-bearing diorite (South-West Transbaikalia)]. Novosibirsk: Nauka SB RAS, 1980. 103 p. In Russian

Kuznetsova L.G., Vasilenko V.B., Kholodova L.D. *Osobennosti sostava porodoobrazuyushchikh mineralov Oshurkovskogo massiva* [Composition features of rock-forming minerals of Oshurkovski massif] // Materials on genetic and experimental mineralogy. V. 11. Novosibirsk, 1995. No. 832. pp. 81–97. In Russian

Litvinovsky B.A., Zanvilevich A.N., Burdukov I.V., Karmanov N.S. Derivation of syenite by fractionation of alkali basalt magma: an example from the Oshurkovo pluton, Transbaikalia // Petrology. 1998a. V. 6. No. 1, pp. 25–46.

Litvinovsky B.A., Zanvilevich A.N., Posokhov V.F. et al. *Novyye dannyye o stroenii i vremeni formirovaniya Oshurkovskogo massiva shchelochnykh gabbro i siyenitov. (Zabaykal'ye)* [New data on the structure and time of formation of the Oshurkovsky massif of alkaline gabbro and syenite. (Transbaikalia)] // Geology and Geophysics. V. 39. No. 6. 1998b. pp. 730–744. In Russian

Litvinovsky B.A., Yarmolyuk V.V., Zanvilevich A.N., Shadaev M.G., Nikiforov A.V., Posokhov V.F. Sources of material and genesis of granitic pegmatites of the Oshurkovskii alkaline monzonite massif, Transbaikalia // Geochemistry International. 2005. V. 43(12). pp. 1149–1167.

Magmaticheskoye formatsii SSSR [Magmatic formations of the USSR]. V.1, Leningrad: Nedra, LO, 1979, 319 p. In Russian

Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V., Pokrovsky B.G., et al. Late Mesozoic carbonatites of western Transbaikalia: Mineralogical, chemical, and isotopic (O, C, S, and Sr) characteristics and relationships to alkaline magmatism // Petrology. 2000. V. 8. No. 3. pp. 278–302.

Nikiforov A.V., Bolonin A.V., Pokrovsky B.G., Sugorakova A.M., Chugaev A.V., Lykhin D.A. Isotope Geochemistry (O, C, S, Sr) and Rb–Sr Age of Carbonatites in Central Tuva // Geol. Ore Deposits. 2006. V. 48. No. 4. pp. 256–276.

Rampilov M.O., Lastochkin E.I., Ripp G.S. *Pegmatity Oshurkovskogo apatitnosnogo plutona* [Pegmatites of the Oshurkovsky apatite-bearing massif] // Otechestvennaya geologiya. 2013. No. 3. pp. 65–73. In Russian

Ripp G.S., Doroshkevich A.G., Posokhov V.F., Izbrodin I.A., Konopel'ko D.L., Sergeev S.A. The age of carbonatites and mafic rocks (SHRIMP II and Rb–Sr dating) from the Oshurkovo apatite-bearing pluton (western Transbaikalia) // Russian Geology and Geophysics. 2011. V. 52. No. 5. pp. 517–525.

Ripp G.S., Doroshkevich A.G., Lastochkin E.I., Izbrodin I.A. Isotope and geochemical characteristics of rocks from the Oshurkovo apatite-bearing massif, Western Transbaikalia // Geochemistry International. 2014. V. 52. No. 4. pp. 271–286.

Ripp G.S., Izbrodin I.A., Lastochkin E.I., et al., *Oshurkovskiy bazitovyy pluton: khronologiya, izotopno-geokhimicheskiye i mineralogicheskiye osobennosti, usloviya obrazovaniya* [Oshurkovsky basic pluton: chronology, isotope-geochemical and mineralogical features, conditions of formation]. Novosibirsk. Academic publishing house "GEO", 2013. 163 p. In Russian

Smirnov F.L. *Geologiya apatitovykh mestorozhdeniy Sibiri* [Geology of apatite deposits of Siberia]. Novosibirsk: Nauka SB RAS, 1980. pp. 23–40. In Russian

Tyazhelov A.G. *Petrograficheskoye svoyeobraziye Oshurkovskogo apatitnosnogo massiva* [Petrographic originality of the Oshurkovsky apatite-bearing massif] // News of the Academy of Sciences of the USSR, geological series. No. 7. 1986. p. 47–55. In Russian

Tsarev D.I., Batueva A.A. *Differentsiatsiya komponentov bazitov pri granitizatsii (na primere Oshurkovskogo apatitovogo mestorozhdeniya, Zapadnoye Zabaykal'ye)* [Differentiation of the components of the basites during granitization (on the example of the Oshurkovsky apatite deposit, Western Transbaikalia)]. Novosibirsk: Academic publishing house "GEO", 2013. 135 p. In Russian

Shabashev V.Ya. *O formatsionnoy prikladnosti Oshurkovskogo apatitnosnogo massiva* [On the formational affiliation of the Oshurkovsky apatite-bearing massif]. In collection: Industry of Mining – Chemical Raw Materials, Issue 6, Moscow: NIITEKHIM, 1977. pp. 1–3. In Russian

Yatsenko G.M. *Ob intruziyakh Oshurkovskogo tipa v tsentral'noy chasti Zapadnogo Zabaykal'ya* [About Oshurkovski type intrusions in central part of Western Transbaikalia] // Ore-bearing of geologic formations of Transbaikalia. Novosibirsk: Nauka, 1972. pp. 93–99. In Russian

Deines P. Stable isotope variation in carbonatites. Carbonatites – genesis and evolution. London: Unwin Hyman, 1989. pp. 301–359.

Dubinina A.V., Dubinina E.G., Detnidova T.P., Kokryatskaya N.M., Rinskaya-Korsakova M.N., Kosova S.A., Yakushev E.V. Stable isotope evidence for the bottom convective layer homogeneity in the Black Sea // Geochem. Transact. 2014. V. 15, No. 3.

Authors:

Shabashev Vladimir Ya., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Advisor, Agroeko LLC, Lyubertsy Moscow Region, Russia. E-mail: shabashev8842@mail.ru

Nikiforov Anatoliy V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of Rare Metal Magmatism, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia. E-mail: nikav@igem.ru; usn2007a@yandex.ru

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

УДК 913

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОН ЗАТОПЛЕНИЯ ПОЙМЕННЫХ ОСТРОВОВ КУЙБЫШЕВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ



С.С. Рязанов, В.И. Кулагина

Институт проблем экологии и недропользования АН РТ (обособленное подразделение ГНБУ «Академия наук Республики Татарстан»), Казань, Россия

С использованием мультиспектральных данных дистанционного зондирования земли оценены зоны пойменных островов Куйбышевского водохранилища, подверженные периодическому затоплению. Классификация типов земной поверхности методом Random Forest позволила установить границы островов при минимальном (51,55 м) и максимальном (53,28 м) уровне воды. Результаты классификации показывают, что в результате колебания уровня воды в водохранилище около половины территории островных систем (41,2%) находится в зоне затопления.

Ключевые слова: острова, водохранилище, Landsat 8, данные дистанционного зондирования, Татарстан.

Введение

Острова водохранилищ, в частности острова Куйбышевского водохранилища – крупнейшего в Евразии, являются малоизученными природно-антропогенными образованиями [Иванов и др., 2007]. Резкая смена направления развития экосистем островов в результате создания водохранилища обуславливает их уникальность как объекта исследования. Водный режим водохранилища, который может иметь не только сезонную, но и недельную, и суточную динамику, не характерную для не зарегулированной реки, определяет высокую динамичность границ суши островов, а также областей затопления и подтопления почвенного покрова. Это, в свою очередь, определяет скорость и направление эволюции всей экосистемы островов. Определение зон затопления островов – необходимый этап как для дальнейшего изучения и мониторинга островных систем, так и для эффективного и устойчивого управления данными земельными ресурсами.

Объекты и методы

Район исследования. Объектом исследования являются острова, расположенные на территории Казанского района переменного подпора Куйбышевского водохранилища (Республика Татарстан, Россия): от моста Зеленодольск – Нижние Вязовые (55°49'27,1" с.ш.; 48°31'05,6" в.д.), до участка в приуроченного г. Казани (55°42'51,2" с.ш. 49°01'52,9" в.д.) ниже по течению р. Волга (рис. 1). Уровень воды данного района водохранилища контролируется плотиной Жигулевской ГЭС и характеризуется зна-

чительными годовыми колебаниями: от 48,6 до 53,5 м при нормальном подпорном уровне воды (НПУ) в 53 м [Изменения..., 2018].

Представленная на рис. 1 картографическая основа отражает границы островов района исследования при НПУ. Границы островных систем определены путем дешифровки спутниковых снимков высокого пространственного разрешения, предоставляемых картографическими онлайн-сервисами ЯндексMaps, GoogleMaps и BingMaps. При отсутствии данных о дате создания спутникового снимка, и, как следствие, отсутствии возможности определить уровень воды, границы островов подтверждались с помощью дешифровки спутниковых снимков низкого пространственного разрешения (Landsat 8) с известной датой создания.

В результате дешифровки на обследуемой территории выделено 262 объекта, 162 из которых – мелководья или затопленные при НПУ острова, 4 полуострова – бывших островов, соединенных насыпью с берегом (см. рис. 1). Суммарная площадь объектов составляет 1856,25 га, из которых 32 острова имеют площадь менее 2 га, 38 – от 2 до 10 га, 26 – от 10 до 100 га и 4 острова – площадь более 100 га. По своему генезису острова данного участка водохранилища относятся к пойменным и представляют собой наиболее высокие участки поймы р. Волги до создания водохранилища [Карта..., 1990; Экологические..., 2002]. Несколько островов являются относительно свежими искусственными песчаными намывами; типичный и наиболее крупный пример – группа островов южнее п. Займище (55°48'38,3" с.ш. 48°49'59,7" в.д.) [Кулагина и др., 2016].

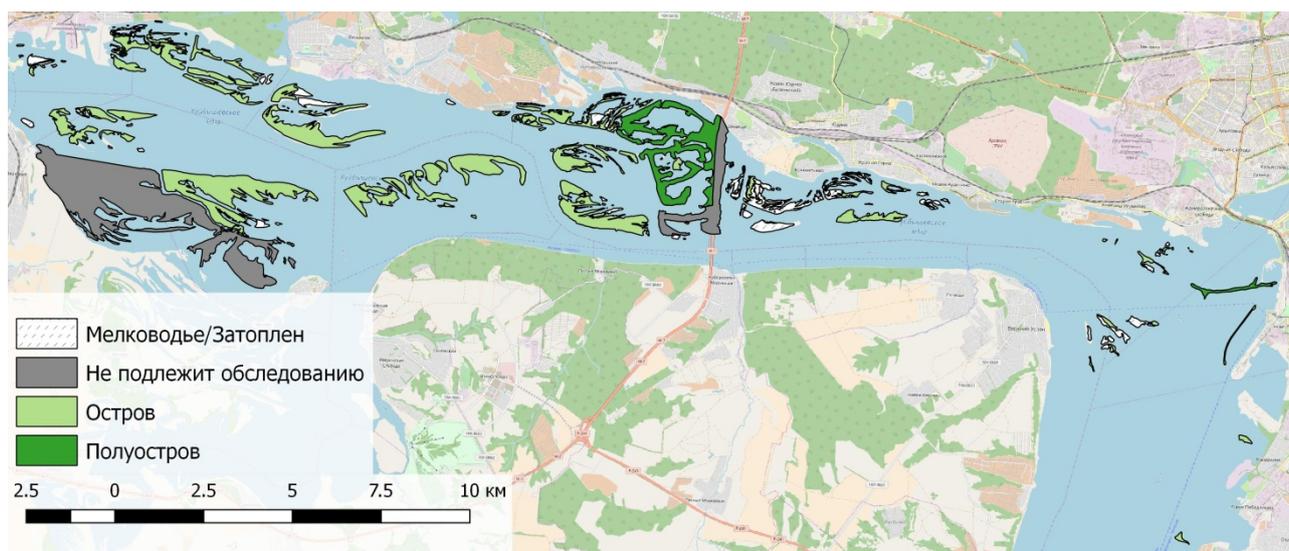


Рис. 1. Пойменные острова Казанского района переменного подпора при НПУ

Fig. 1. Floodplain islands of Kazan district of variable backwater at Normal Water Level

Оценка зон затопления островов. Для установления границ островных систем при различных уровнях воды были отобраны мультиспектральные спутниковые снимки, сделанные в дни установления максимального и минимального уровня согласно данным ПАО «РусГидро» [Изменения..., 2018]:

1) снимок Landsat 8 OLI (path 171, row 21) от 01 октября 2018 г. Уровень воды на момент создания снимка – 51,55 м (рис. 2, а);

2) снимок Landsat 8 OLI (path 171, row 21) от 28 мая 2013 г. Уровень воды на момент создания снимка – 53,28 м (рис. 2, б).

Пространственное разрешение данных спутниковых снимков составляет 30*30 м. Цифровые значения яркости (Digital Numbers) снимков конвертировались в значения отражения на поверхности атмосферы (Top Of Atmosphere Reflectance) с последующей атмосферной коррекцией по методу DOS1 [Chavez, 1996; Landsat..., 2015].

Определение границ суши островов при различных уровнях воды проводилось путем контролируемой классификации спектральных слоев снимков Landsat 8: B2 (0,45–0,51 мкм), B3 (0,53–0,59 мкм), B4 (0,64–0,65 мкм), B5 (0,85–0,88 мкм), B6 (1,57–1,65 мкм), B7 (2,11–2,29 мкм). Для классификации использован метод Random Forest, который основан на использовании ансамбля независимых деревьев классификации и регрессии и хорошо подходит для моделирования с большим количеством коррелированных предикторов. Недостатком метода является низкая интерпретируемость зависимостей между предикторами и зависимой переменной, что в случае задач картирования земного покрова не играет значительной роли [James et al., 2013].

Для обучения модели классификации на обследуемой территории создан тренировочный набор точек. Поскольку основной интерес представляет земной покров островов, то 300 точек случайным образом созданы в пределах границ островных систем. Дополнительно создано еще 89 точек, распределенных по области, покрываемой спутниковым снимком. Каждой из 389 тренировочных точек, путем дешифровки мультиспектральных снимков и снимков высокого разрешения, вручную присваивался один из двух классов: земная поверхность либо водная поверхность. Итоговые растры затем векторизовывались, вычислялась площадь земной поверхности островов при различных уровнях воды в водохранилище.

Использованное программное обеспечение. Предварительная обработка снимков Landsat и финальная компоновка карт проводились с использованием геоинформационной системы QGIS [QGIS..., 2018] и модуля Semi-Automatic classification Plugin [Congedo Munafò, Macchi, 2013]. Для метода Random Forest использована реализация в пакете «randomForest» для статистической среды R [Liaw, Wiener, 2002].

Результаты и обсуждения

Построение модели классификации. В таблице представлены матрицы ошибок классификации для снимков от 28 мая 2013 г. (уровень воды 53,28 м) и 1 октября 2018 г. (уровень воды 51,55 м). Общая точность классификации для обоих снимков составила 93,76 и 90,64% соответственно. Более низкая точность классификации снимка от 1 октября 2018 г. обусловлена большим количеством облаков над

участком исследования на момент создания снимков (таблица). Артефакты, связанные с наличием облаков, были скорректированы перед дальнейшим анализом результатов классификации.

Границы островов и зоны затопления. Результаты оценки границ островных систем при различных уровнях воды в водохранилище показывают, что в зависимости от водного режима водохранилища, значительные площади пойменных островов оказываются затопленными (рис. 3).

Так, при минимальном уровне воды за наблюдаемый период в 51,55 м, площадь островных систем исследуемого района оценивается в 2 718,97 га. При

подъеме уровня воды до нормального подпорного уровня (53 м), площадь надводной части островов сокращается на 31,7% и составляет 1 856,25 га. При максимальных уровнях воды в 53,28 м, площадь островов сокращается еще на 14% и достигает 1 596,76 га. При этом стоит отметить, что максимальный уровень воды в водохранилище за период 2013–2018 гг. составлял 53,48 м, однако на момент написания данного отчета не удалось подобрать подходящий снимок с низкой облачностью.

Таким образом, затопляемая зона для всех пойменных островов Казанского района переменного подпора оценивается в 1 122,21 га.

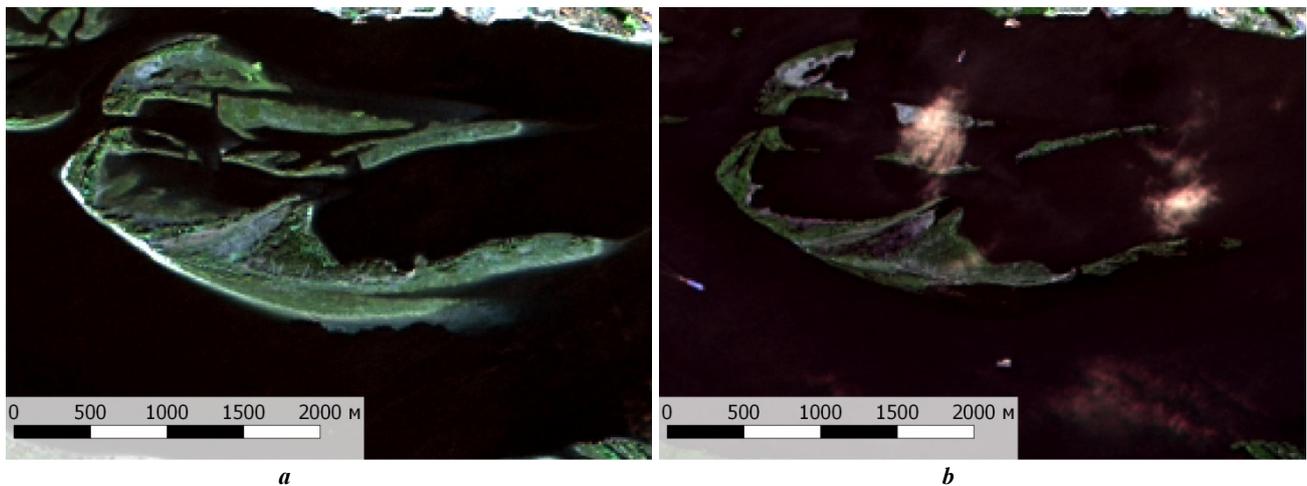


Рис. 2. Пример острова при различных уровнях воды: а) 51,55 м; б) 53,28 м

Fig. 2. An example of island at different water levels: a) 51,55 m; b) 53,28 m

Таблица

Матрицы ошибок модели классификации спутниковых снимков

Table

Confusion matrices of satellite imagery classification models

Снимок от 28 мая 2013 г. (уровень воды 53,28 м)				
		реальные классы		Пользовательская точность, %
		ЗП	ВП	
класс-р	ЗП	320	15	95,5
	ВП	15	131	89,7
Точность классификатора, %		95,5	89,7	
Снимок от 1 октября 2018 г (уровень воды 51,55 м)				
		реальные классы		Пользовательская точность, %
		ЗП	ВП	
класс-р	ЗП	327	8	97,6
	ВП	37	109	74,7
Точность классификатора, %		89,8	93,2	

Примечание. ЗП – земная поверхность; ВП – водная поверхность.

Note. ЗП – land surface; ВП – water surface.

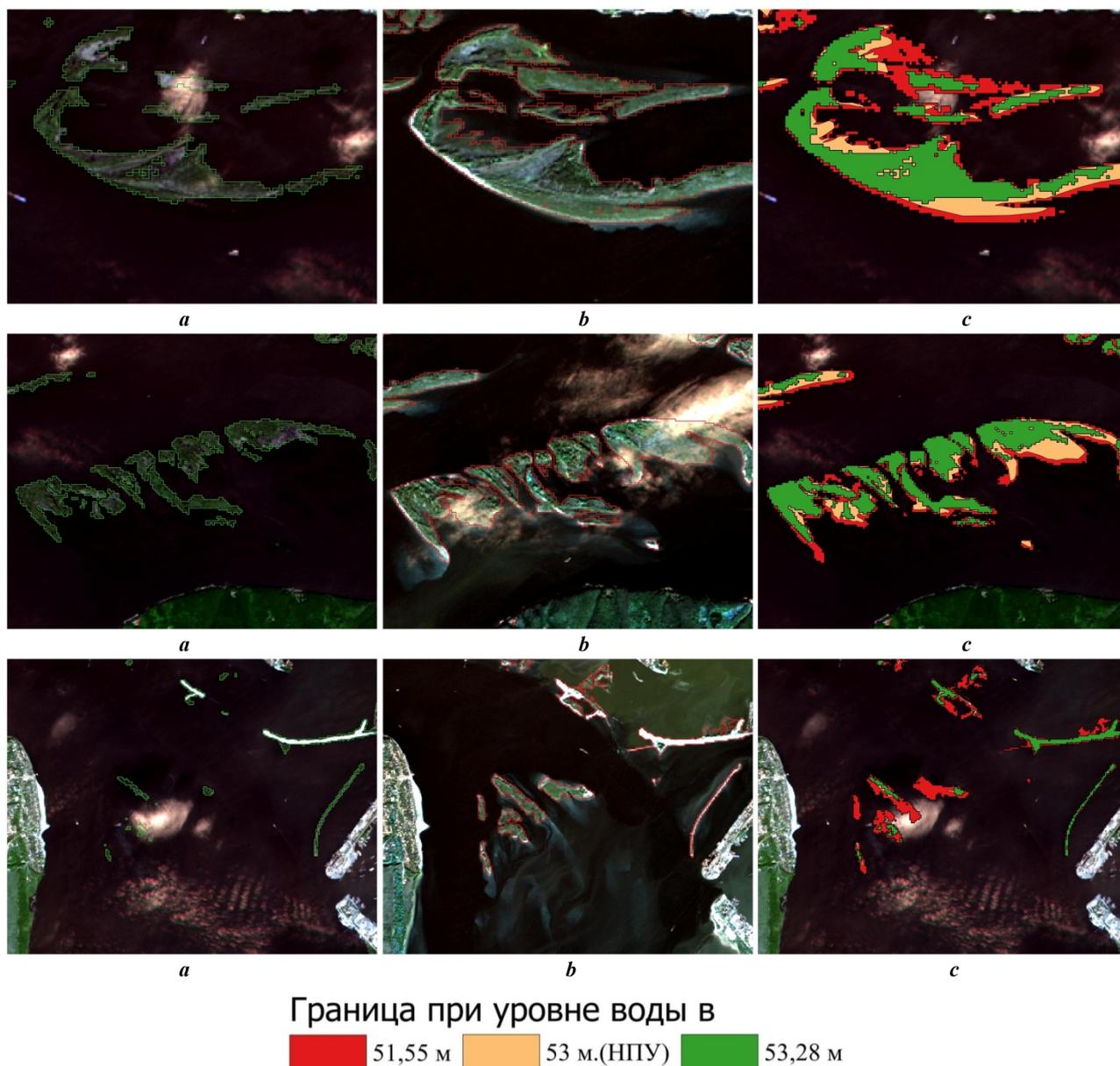


Рис. 3. Примеры границ островов при различных уровнях воды: *a* – при уровне воды 53,28 м; *b* – при уровне воды 51,55 м; *c* – зоны затопления островов

Fig. 3. Examples of islands borders at different water levels: *a* – at water level 53,28 m; *b* – at water level 51,55 m; *c* – flooding zones of islands

Заключение

Результаты оценки динамики границ островных систем показывают, что в зависимости от уровня воды, периодическому затоплению подвергается около 41,2% от общей площади островов.

Данные области характеризуются наиболее гидроморфными условиями почвообразования с соответствующим влиянием на экосистемы островов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Республики Татарстан в рамках научного проекта № 18-44-160002.

ЛИТЕРАТУРА

Иванов Д.В., Григорьян Б.Р., Бойко В.А., Баршева К.В., Марасов А.А. О правовом статусе островов водохранилищ Российской Федерации // Экологическое право. 2007. № 3. С. 33–38.

Изменения уровней водохранилищ ГЭС РусГидро. 2018. URL: <http://www.rushydro.ru/hydrology/informer/> (дата обращения: 31.01.2019).

Карта рельефа поймы р. Волги (до создания Куйбышевского водохранилища) / под ред. В.И. Мозжерина. М 1:50000. Казань: КГУ, 1990.

Кулагина В.И., Иванов Д.В., Григорьян Б.Р., Рязанов С.С. Почвенный покров островов Куйбышевского водохранилища в районе н.п. Займище // Ученые записки Казанского университета. Сер. Естественные науки. 2016. Т. 158, № 3. С. 404–415.

Экологические системы островов Куйбышевского водохранилища. Казанский район переменного подпора / под ред. В.А. Бойко. Казань : ФЭН, 2002. 360 с.

Chavez P.S. Image-Based Atmospheric Corrections – Revisited and Improved Photogrammetric Engineering and Remote Sensing // American Society of Photogrammetry. 1996. № 62. P. 1025–1036.

Congedo L., Munafò M., Macchi S. Investigating the relationship between land cover and vulnerability to climate change in Dar es Salaam. Working Paper. Rome : Sapienza University, 2013. 58 p.

James G., Witten D., Hastie T., Tibshirani R. An introduction to Statistical Learning with Applications in R. New York : Springer-Verlag, 2013. 440 p.

Landsat 8 (L8) data users handbook. South Dakota : EROS. Sioux Falls, 2015. 106 p.

Liaw A., Wiener M. Classification and Regression by randomForest // RNews. 2002. V. 2/3. P. 18–22.

QGIS Development Team. QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation. 2018. URL: <http://qgis.osgeo.org> (дата обращения: 31.01.2019).

Авторы:

Рязанов Станислав Сергеевич, научный сотрудник, Институт проблем экологии и недропользования АН РТ (обособленное подразделение ГНБУ «Академия наук Республики Татарстан»), Казань, Россия. E-mail: RStanislav.soil@yandex.ru.

Кулагина Валентина Ивановна, кандидат биологических наук, заведующая лабораторией экологии почв, Институт проблем экологии и недропользования АН РТ (обособленное подразделение ГНБУ «Академия наук Республики Татарстан»), Казань, Россия. E-mail: viksoil@mail.ru.

Geosphere Research, 2019, 3, 69–74. DOI: 10.17223/25421379/12/6

S.S. Ryazanov, V.I. Kulagina

*Research Institute for Problems of Ecology and Mineral Wealth Use of Tatarstan Academy of Sciences
(separate subdivision of State institution «Tatarstan Academy of Sciences»), Kazan, Russia*

DETERMINATION OF FLOODING ZONES OF THE FLOODPLAIN ISLANDS ON THE TERRITORY OF THE KUIBYSHEVSKY WATER RESERVOIR USING REMOTE SENSING DATA

Water reservoirs islands, particularly islands of the Kuibyshev reservoir (the largest in Eurasia), are little-studied formations with both natural and anthropogenic origin. The reservoir water regime, which can have not only seasonal, but also weekly and daily dynamics, determines high dynamism of islands boundaries, as well as areas of surface and subsurface flooding. Determination of islands flooding zones is necessary both for monitoring of island systems and for efficient and sustainable land use management. The current study was performed to determine the flooding zones of islands of the Kazan District of Variable Backwater, which is located on the territory from the Zelenodolsk-Nizhnie Vyazovye bridge (55°49'27.1"N; 48°31'05.6"E) to the Kazan area (55°42'51.2"N 49°01'52.9"E). The water level on that part of the reservoir is characterized by significant annual fluctuations from 48.6 m to 53.5 m with a Normal Water Level of 53 m. On the area under investigation 262 object were distinguished with the total area of 1856.25 hectares (Fig. 1). To determine the boundaries of island systems at different water levels two multispectral Landsat 8 scenes were picked up: (1) scene from 1st October 2018 (water level in the reservoir – 51.55 m); (2) scene from 28th May 2013 (water level in the reservoir – 53.28). Landsat scenes were converted from Digital Numbers to Top of Atmosphere Reflectance values with subsequent atmospheric correction using DOS1 method. Finally, multispectral imagery was classified as ground or water land cover using Radom Forest technique. To train the classification model 300 points were randomly created on the territory of islands and 89 extra points were distributed on the full scene area. Overall accuracies of land use classification were 93.76% and 90.64% for the scene of 28th May 2013 and the scene of 1st Oct 2018, respectively. The results of land use classification of islands showed that according to the water level, significant areas become flooded (Fig. 3). At minimal water level of 51.55 m islands area were estimated as 2718.97 hectares. When the water level reaches normal water level (53 m), the surface area of islands reduces by 31.7% and estimates as 1857.25 hectares. At maximal water levels of 53.28 m, the island area reduces by another 14% and reaches 1596.76 hectares. Thus, the flood zone for all the floodplain islands of the Kazan region of variable backwater was estimated at 1122.21 hectares. The results showed, that depending on the water level, about 41.2% of the total islands area is subjected to periodic flooding. These areas are characterized by hydromorphic conditions with a corresponding effect on island ecosystems.

Keywords: islands, water reservoir, Landsat 8, remote sensing data, Tatarstan.

References

Ivanov D.V., Grigoryan B.R., Boiko V.A., Barsheva K.V., Marasov A.A. *O pravovom statuse ostrovov vodokhranilishch Rossiyskoy Federatsii* [On the legal status of the water reservoir islands of the Russian Federation] // *Ekologicheskoye pravo*. 2007. No 3. pp. 33–38. In Russian

Izmeneniya urovney vodokhranilishch GES RusGidro [Changes in reservoir levels at RusHydro HPP]. 2018. URL: <http://www.rushydro.ru/hydrology/informer/> In Russian

Karta rel'yefa поймы р. Волги (do sozdaniya Kuybyshevskogo vodokhranilishcha) [The relief map of the Volga river floodplain (before the establishment of the Kuibyshev reservoir)] / Ed.: V.I. Mozzherin. Scale 1:50000. Kazan: KSU. 1990. In Russian

Kulagina V.I., Ivanov D.V., Grigor'yan B.R., Ryazanov S.S. *Pochvennyy pokrov ostrovov Kuybyshevskogo vodokhranilishcha v rayone n.p. Zaymishche* [The islands soil cover of the Kuibyshev reservoir in the area of the settlement Zamische] // *Uchenyye zapiski Kazanskogo universiteta. Seriya: Estestvennyye nauki*. 2016. V. 158. № 3. pp. 404–415. In Russian

Ekologicheskiye sistemy ostrovov Kuybyshevskogo vodokhranilishcha. Kazanskiy rayon peremennogo podpora [Ecological systems of the Kuibyshev reservoir islands. Kazan district of variable backwater] / Ed.: V.A. Boyko. Kazan: «Fen». 2002. 360 p. In Russian

Chavez P.S. Image-Based Atmospheric Corrections - Revisited and Improved Photogrammetric Engineering and Remote Sensing // *American Society of Photogrammetry*. 1996. No 62. pp. 1025–1036.

Congedo L., Munafò M., Macchi S. Investigating the relationship between land cover and vulnerability to climate change in Dar es Salaam. Working Paper // Rome: Sapienza University. 2013. 58 p.

James G., Witten D., Hastie T., Tibshirani R. An introduction to Statistical Learning with Applications in R. New York: Springer-Verlag, 2013. 440 p.

Landsat 8 (L8) data users handbook. South Dakota: EROS. Sioux Falls, 2015. 106 p.

Liaw A., Wiener M. Classification and Regression by randomForest // *RNews*. 2002. V. 2/3. pp. 18–22.

QGIS Development Team. QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation. 2018. URL: <http://qgis.osgeo.org>

Authors:

Ryazanov Stanislav S., Researcher, Research Institute for Problems of Ecology and Mineral Wealth Use of Tatarstan Academy of Sciences (separate subdivision of State institution «Tatarstan Academy of Sciences»), Kazan, Russia. E-mail: RStanislav.soil@yandex.ru.

Kulagina Valentina I., Cand. Sci. (Biology), Research Institute for Problems of Ecology and Mineral Wealth Use of Tatarstan Academy of Sciences (separate subdivision of State institution «Tatarstan Academy of Sciences»), Kazan, Russia. E-mail: viksoil@mail.ru.

ХРОНИКА

7-я МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ «КРУПНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПРОВИНЦИИ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ: МАНТИЙНЫЕ ПЛЮМЫ, СУПЕРКОНТИНЕНТЫ, КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ, ФОРМИРОВАНИЕ НЕФТИ И ГАЗА, ПЛАНЕТЫ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ» (28 августа – 8 сентября 2019 г., г. Томск, Россия)



В.В. Врублевский, П.А. Тишин, Р.Э. Эрнст

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Первая конференция, посвященная крупным изверженным провинциям, состоялась в 2007 г. в Новосибирске и в настоящий момент проводится каждые два года: 2009 г. – Новосибирск, 2011 – Иркутск, 2013 – Ханой (Вьетнам), 2015 – Иркутск, 2017 г. – Чэнду (Китай). Предыдущие мероприятия были сосредоточены, главным образом, на крупных изверженных провинциях Азии. Впервые в Томском государственном университете прошла VII Международная конференция «Крупные изверженные провинции в истории Земли: мантийные плюмы, суперконтиненты, климатические изменения, металлогения, формирование нефти и газа, планеты земной группы». Ее участники – а это 169 ученых из России и еще 12 стран мира – обсудили темы, связанные с образованием суперконтинентов, климатическими изменениями, формированием нефтяных и газовых месторождений, а также с развитием планет земной группы.

Ключевые слова: международная конференция, крупные изверженные провинции, плюм, изменения климата.

7-я Международная конференция по крупным изверженным провинциям Земли «Large Igneous Provinces through Earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues (LIP-2019)» проходила с 28 августа по 8 сентября 2019 г. в Национальном исследовательском Томском государственном университете при поддержке грантов Правительства Российской Федерации и Российского Фонда фундаментальных исследований. В состав экспертов и Программного комитета конференции вошли известные специалисты в области наук о Земле – академики и член-корреспонденты Российской академии наук Н. Добрецов, Д. Гладкочуб, В. Коротеев, М. Кузьмин, В. Пучков, Е. Скияров, В. Ярмолюк, профессор Карлтонского университета (Канада) Р. Эрнст (председатель), профессора Университета Калифорнии А. Беккер и Т. Лайонс, профессор Университета Вайоминга К. Чемберлейн, профессор Университета Невады С. Джовитт (все из США), профессор Университета Саламанки (Испания) Г. Гутиеррес-Алонсо, профессор Кардиффского университета (Великобритания) Дж. Пирс, профессор Университета Куртин (Австралия) С. Писаревский, директор Института геохимии (Гуаньджоу, Китай) Я. Ксяо, а также другие исследователи из ведущих университетов и институтов Академии наук Российской Федерации.

В работе конференции приняли участие 169 ученых из 14 стран мира – Австралии, Бразилии, Великобритании, Египта, Индии, Канады, Китая, Марокко, Нигерии, России, США, Сербии, Турции,

ЮАР. На пленарных и секционных заседаниях были представлены 122 доклада (в том числе 42 стендовых). Две полевые экскурсии были посвящены изучению фрагментов ордовикских и девонских магматических провинций на территории Красноярского края, Республики Хакасия и Кемеровской области.

На конференции обсуждался широкий круг вопросов, касающихся природы источников вещества, условий и процессов формирования крупных изверженных провинций (КИП), а также их влияния на структуру литосферы, изменение климата и органического мира, металлогению и образование месторождений нефти и газа в истории Земли. Общую тональность выступлений отразил доклад спикера пленарного заседания Р. Эрнста «Передовые рубежи в исследовании КИП (Frontiers in LIPs Research)». В крупных обзорах, подготовленных академиками Н. Добрецовым и В. Ярмолюком, было показано значение мантийных плюмов в раскрытии океанических бассейнов и образовании гранитоидных батолитовых ассоциаций.

Роль и периодичность плюмовой активности в возникновении крупных центров мафит-ультрамафитового и щелочного магматизма Центрально-Азиатского складчатого пояса, Сибирского и Африканского кратонов обсуждались в обзорных докладах Д. Гладкочуба, А. Изоха, В. Врублевского, М. Де Витта, В. Альтерманна. Интерпретация суперконтинентального цикла с учетом палеомагнитных данных и особенностей состава синхронных КИП была предложена С. Писаревским. В выступлении Дж. Пирса рассматриваются методические подходы

к их геохимической идентификации. Сообщения сотрудников Университета Калифорнии А. Беккера и Т. Лайонса посвящены анализу причин и последствий глобальных геологических событий, подобных КИП, для формирования месторождений в осадочных от-

ложениях, их влияния на рост биосферного кислорода в докембрийской истории Земли. Сложная взаимосвязь плюмового магматизма и металлогении в условиях смены геодинамического режима показана Н. Горячевым на примере Восточного Индокитая.



Участники 7-й Международной конференции LIP-2019 после одного из заседаний

Participants of the 7th International Conference LIP-2019 after one of the session

В большинстве секционных докладов и стендовых презентаций, вызвавших повышенное внимание, обсуждались различные аспекты генезиса КИП, их связь с мантийными плюмами, участие в тектонической эволюции литосферы и рудогенезисе, масштабы воздействия на окружающую среду. При этом рассмотрены проявления и металлогения докембрийского и палеозойского мантийного магматизма в складчатых и платформенных областях Евразии, Северной Америки, Австралии, Северо-Западной и

Южной Африки. Отдельные сообщения были посвящены вопросам формирования КИП на Венере.

От имени Организационного и Программного комитетов конференции мы благодарим всех исследователей, принявших очное или заочное участие в форуме, за интересные и содержательные выступления. Также выражаем свою признательность руководителям геологических экскурсий, специалистам синхронного перевода и волонтерам, оказавшим профессиональную помощь в работе конференции.



Врублевский Василий Васильевич, заведующий кафедрой динамической геологии Национального исследовательского Томского государственного университета (Россия), член Организационного комитета Международной конференции LIP-2019, главный редактор журнала «Геосферные исследования».

Vrublevskii Vassily V., Head of Department of Dynamic Geology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University (Tomsk, Russia), Member of the Organizing Committee of the International Conference LIP-2019, Editor-in-Chief Journal TSU "Geosphere Research".



Тишин Платон Алексеевич, декан геолого-географического факультета Национального исследовательского Томского государственного университета (Россия), председатель Организационного комитета Международной конференции LIP-2019.

Tishin Platon A., Dean of Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University (Tomsk, Russia), Chairman of the Organizing Committee of the International Conference LIP-2019.



Эрнст Ричард Эверетт, профессор Карлтонского университета (Оттава, Канада), председатель Программного комитета Международной конференции LIP-2019.

Richard E. Ernst, Professor of the Carleton University (Ottawa, Canada), Chairman of the Program Committee of the International Conference LIP-2019.

Geosphere Research, 2019, 3, 75–77. DOI: 10.17223/25421379/12/7

V.V. Vrublevskii, P.A. Tishin, R.E. Ernst

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

VII INTERNATIONAL CONFERENCE LARGE IGNEOUS PROVINCES THROUGH EARTH HISTORY: MANTLE PLUMES, SUPERCONTINENTS, CLIMATE CHANGE, METALLOGENY AND OIL-GAS, PLANETARY ANALOGUES (AUGUST 28 – SEPTEMBER 8, 2019, TOMSK, RUSSIA)

This conference series began in 2007 in Novosibirsk, Siberia and continued in 2009 – Novosibirsk; 2011 – Irkutsk; 2013 – Hanoi, Vietnam; 2015 – Irkutsk; 2017 – Chengdu, China. The early conferences (2007–2015) were focused on the LIP record of Asia, but the current focus is more global. The last conference was held at Tomsk State University. The topics of the past conference are much broader and include: LIP record through time (and on other planets) and their causes, including the role of mantle plumes; petrological, geodynamic and geophysical aspects; Organic world – oil/gas, and influence of LIPs; LIP effect on climate as recorded in the sedimentary record and other. Its participants – and there are 169 scientists from Russia and another 12 countries of the world – discussed topics related to the formation of supercontinent, climate change, the formation of oil and gas fields, as well as the development of the terrestrial planets.

Keywords: *international conference, large erupted provinces, plume, climate change.*

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2019. № 3

Редактор Ю.П. Готфрид
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 24.09.2019 г. Формат 60x84¹/₈.
Гарнитура Times. Печ. л. 9,7; усл. печ. л. 9.
Тираж 50 экз. Заказ № 4031. Цена свободная.

Дата выхода в свет 29.10.2019 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