

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2020

№ 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.)

Журнал индексируется в базе данных Web of Science Core Collection's Emerging Sources Citation Index.

The Journal is indexed in the Web of Science Core Collection's Emerging Sources Citation Index.

Томский государственный университет
2020

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

Заместитель главного редактора: **Шпанский А.В.**, д-р геол.-минерал. наук, доцент Томского государственного университета, Томск, Россия

E-mail: shpansky@ggf.tsu.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.-корр. 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.-корр. 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.-корр. РАН, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

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

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

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

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

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

Бэнкс Давид, SGeol, 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, Ларамии, 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 Карлтонского 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

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

E-mail: shpansky@ggf.tsu.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, Holymoor 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

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

Медников С.Л., Крук Н.Н., Голозубов В.В. Неоднородность источников кластического материала терригенных пород Таухинского аккреционного комплекса (Сихотэ-Алинь) на ранних стадиях его формирования	6
Егорова В.В., Шелепаев Р.А. Обратная зональность в краевых зонах расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузивов на примере Мажалыкского перидотит-габбрового массива (Юго-Восточная Тува)	17
Симонов В.А., Чернышов А.И., Котляров А.В. Физико-химические параметры формирования ультрамафитов из офиолитов Кузнецкого Алатау	34

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Максаров Р.А., Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р., Редин Ю.О., Потапов В.В. V-Nb-W-содержащий рутил золоторудного месторождения Каральвеем как потенциальный индикатор рудоносности	50
Леснов Ф.П., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Сергеев С.А. Первые данные об U-Pb изотопном возрасте цирконов из гарцбургитов и хромититов Агардагского ультрамафитового массива (Южная Тува)	60
Борзенко С.В., Замана Л.В. Гидрогеохимия Ивано-Арахлейских озер	69

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

Зенченко Т.А., Бреус Т.К. Влияние климата и погоды на самочувствие и здоровье людей. Современные представления	80
Кужевская И.В., Нечепуренко О.Е., Чурсин В.В., Мацуяма Х. Анализ проявления экстремальности климата с середины XX в. на территории Горного Алтая	97
Севастьянов В.В., Сапьян Е.С., Филандышева Л.Б. Биоклиматические ресурсы рекреационного природопользования Алтае-Саянской горной страны в летний период	109

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Вольвах А.О., Вольвах Н.Е., Овчинников И.Ю., Маликов Д.Г., Щеглова С.Н. Свидетельства потеплений, записанные в лёссовых отложениях последнего оледенения, и динамика лёссонакопления в Северо-Западном Присалаирье (юго-восток Западной Сибири)	123
--	-----

CONTENTS

REGIONAL GEOLOGY, PETROLOGY

- Mednikov S.L., Kruk N.N., Golozubov V.V.** Heterogeneity of the sources of clastic material of terrigenous rocks of the Tauhin accretion complex (Sikhote-Alin) at early stages of its formation 6
- Egorova V.A., Shelepaev R.A.** Marginal reversal in marginal zone of mafic-ultramafic layered intrusions, insights from the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion (South-Eastern Tuva) 17
- Simonov V.A., Chernyshov A.I., Kotlyarov A.V.** Physical and chemical parameters of formation of ultramafic rocks from Kuznetsky Alatau ophiolites 34

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

- Maksarov R.A., Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Redin Yu.O., Potapov V.V.** V-NB-W-bearing rutile from Karalveem gold deposit as a potential indicator for ore deposits 50
- Lesnov F.P., Oydup Ch.K., Mongush A.A., Sergeev S.A.** First data on U-Pb isotope age of zircons from the harzburgites and chromitites of the Agardaga ultramafite massive (South Tuva) 60
- Borzenko S.V., Zamana L.V.** Hydrogeochemistry of the Ivano-Arakhleisky lakes 69

METEOROLOGY, CLIMATOLOGY

- Zenchenko T.A., Breus T.K.** Potential impacts of weather and climate slow variations on human health and wellness. Current perspectives 80
- Kuzhevskaya I.V., Nechepurenko O.E., Chursin V.V., Matsuyama H.** Analysis of climatic extremity since the 1950s in the Mountain Altai Territory 97
- Sevastyanov V.V., Sapian E.S., Filandysheva L.B.** Bioclimatic resources of recreational natural resource management in the Altai-Sayan Mountain Country in the summer period 109

PALEOGEOGRAPHY

- Volvakh A.O., Volvakh N.E., Ovchinnikov I.Yu., Malikov D.G., Scheglova S.N.** Warming evidences recorded in loess deposits of the Last Glaciation and dynamics of loess accumulation in North-West Cis-Salair (South-East of West Siberia) 123

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 551.26

НЕОДНОРОДНОСТЬ ИСТОЧНИКОВ КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ТАУХИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА (СИХОТЭ-АЛИНЬ) НА РАННИХ СТАДИЯХ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ



С.Л. Медников¹, Н.Н. Крук¹, В.В. Голозубов²

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

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

Дана геохимическая характеристика песчаников верхнего структурного уровня Таухинского аккреционного комплекса (Устиновский субтеррейн) Южного Сихотэ-Алиня. Доказано резкое различие состава и источников кластического материала турбидитов, проявленных в двух дискретных ареалах. Установлено, что ранняя стадия формирования таухинского комплекса не сопровождалась вулканической активностью. Терригенные породы имели локальные источники кластического материала.

Ключевые слова: Аккреционные комплексы, терригенные породы, источники кластического материала, геохимия, изотопная геохимия, Сихотэ-Алинь.

Введение

Аккреционные комплексы, образующиеся на конвергентных границах литосферных плит, включают в себя как породные ассоциации, сформированные в океанах (Ocean Plate Stratigraphy, OPS [Isozaki et al., 1990; Maruyama et al., 2010]), так и терригенные толщи континентального источника. Комплексное изучение таких объектов позволяет понять особенности геологических процессов, происходивших в зонах взаимодействия океанических и континентальных плит. Весьма информативным объектом в этих случаях являются толщи турбидитов, играющие роль матрикса аккреционных комплексов. Несмотря на то, что формирование таких толщ сопровождается эффективным усреднением материала, особенности состава осадочных пород зачастую дают информацию не только о природе и возрасте континентальных блоков, но и о локальных геологических процессах, протекавших как в момент формирования осадочных толщ, так и на предшествующих этапах геологической истории. В данной статье это демонстрируется на примере осадочных пород двух локальных районов в Таухинском террейне (южный Сихотэ-Алинь).

Сихотэ-Алинский орогенный пояс представляет собой коллаж юрских и раннемеловых террейнов различной природы, причлененных к восточной окраине Азиатского материка в мезозое. Западную часть пояса занимают фрагменты юрских аккреционных призм (врезка на рис. 1). В восточной части сосредоточены раннемеловые блоки различной природы. В их число входит Таухинский террейн –

фрагмент аккреционной призмы, локализованный в юго-восточной прибрежной части Приморья.

В строении Таухинского террейна выделяются два структурных этажа. Верхний этаж образован слабдеформированными вулканогенно-осадочными образованиями позднего мела – кайнозоя. Нижний структурный этаж сложен интенсивно дислоцированными мезозойскими образованиями Таухинского аккреционного комплекса.

По данным В.И. Голозубова и соавт. [Голозубов и др., 2006], в составе Таухинского аккреционного комплекса выделяются три крупных тектонических пакета пластин (субтеррейна), имеющие, в целом, близкий возраст, но различающиеся строением и составом образующих эти пластины пород. Это Силинский, Горбушинский и Устиновский субтеррейны (пакеты пластин), которые, перекрывая друг друга, смяты в одном структурном плане. Две нижние структурные единицы (Силинский и Горбушинский пакеты) включают фрагменты океанической литосферы (базальты, кремни, известняки, кремнистые алевролиты) позднепалеозойского–раннемезозойского возраста, перекрытые толщами раннемеловых турбидитов и олистостром. Устиновский пакет, образующий верхнюю структурную единицу, сложен терригенной толщей бериасского возраста, включающей песчаники, алевролиты и конгломераты.

Внутреннее строение Таухинского комплекса типично для аккреционных призм: более древние породы занимают верхние части разреза и подстилаются более молодыми [Геодинамика..., 2006]. Таким образом, отложение осадочных толщ Устиновского субтеррейна маркировало раннюю (начальную) стадию формирования аккреционного комплекса.

Образования Таухинского комплекса проявлены в тектонических окнах среди поздне меловых – кайнозойских пород верхнего структурного этажа. Доступные для наблюдения обнажения протягиваются прерывистой полосой в северо-восточном направлении

на расстояние около 300 км при ширине до 70 км. Отложения Устиновского пакета доступны для непосредственного изучения в двух районах: к югу от п. Кавалерово, севернее перевала Базовый, и в районе д. Щербаковка по долине р. Аввакумовка (рис. 1).

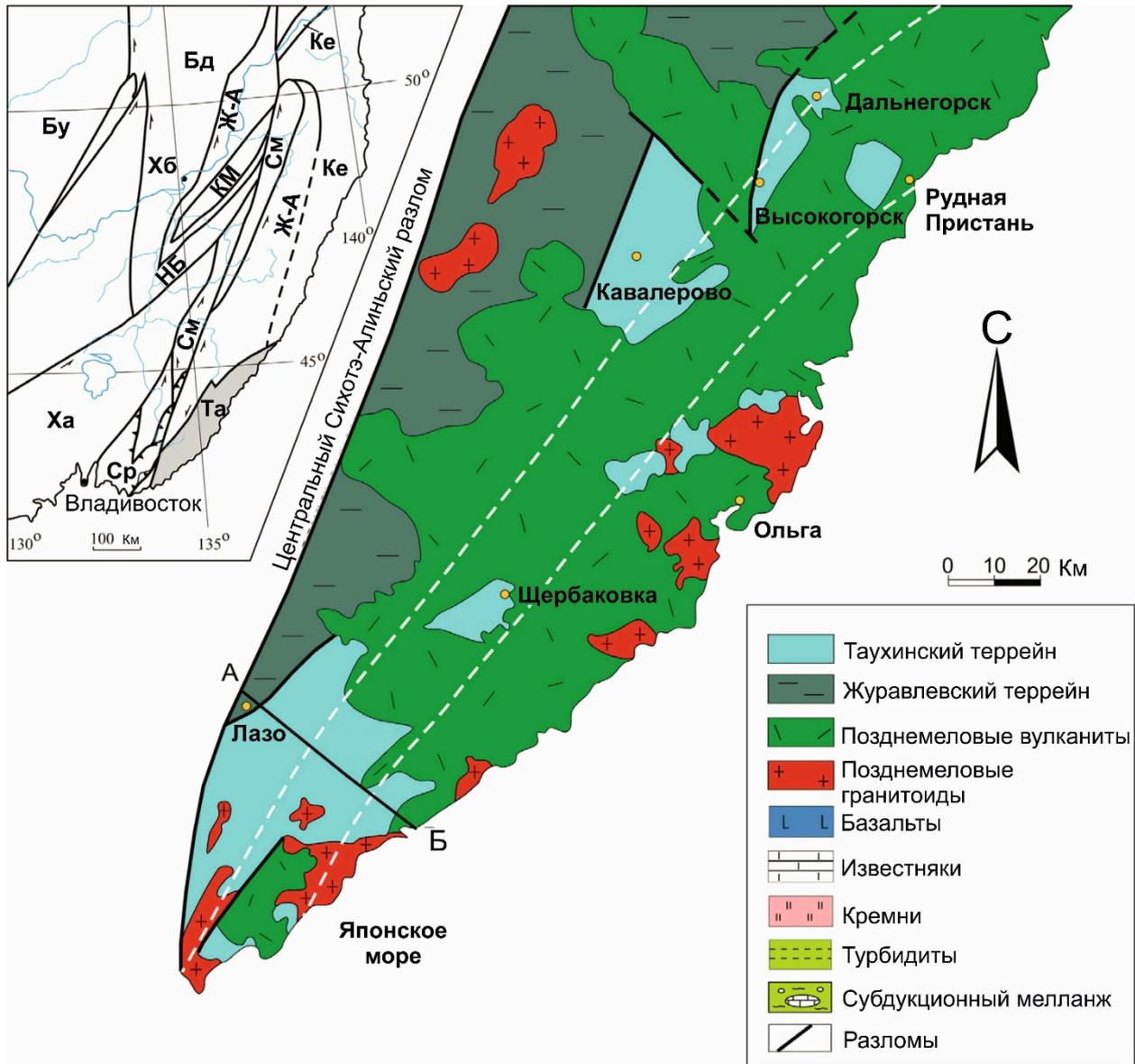


Рис. 1. Тектоно-стратиграфическая схема Таухинского террейна [Khanchuk at al., 2016]

Условные обозначения для врезки: KM – Киселевско-Маноминский террейн; Ke – Кемский террейн; Ж-А – Журавлевско-Амурский террейн; Та – Таухинский террейн; См – Самаркинский террейн; НБ – Наданьхада-Бикинский террейн; Бд – Баджалский террейн; Хб – Хабаровский террейн; Ср – Сергеевский террейн; Бу – Буреинский супертеррейн

Fig. 1. Tectonic-stratigraphic scheme of the Taukhinsky terrane [Khanchuk at al., 2016]

Legend for sidebar: KM – Kiselevka-Manoma terrane; Ke – Kema terrane; Zh-A – Zhuravlevka-Amur terrane; Ta – Taukha terrane; Sm – Samarka terrane; Nb – Nadanhada-Bikin terrane; Bd – Badzhal terrane; Kh – Kabarovsk terrane; Sr – Sergeevka terrane; Bu – Bureya terrane

Отложения первого (северного) ареала описаны как устиновская толща, второго (южного) – как таухинская свита [Голозубов, Ханчук, 1995; Голозубов и др., 2006].

Устиновская толща и таухинская свита образованы турбидитами, но имеют, как будет показано ниже, существенно разный состав пород и разные источники кластического материала.

Методы исследования

Осадочные разрезы устиновской толщи и таухинской свиты были опробованы в стратотипических местностях: севернее перевала Базовый и в районе д. Щербаковка (см. рис. 1). Для изучения вещественного состава и изотопных характеристик выбирались наименее выветрелые пробы пород, в наименьшей степени подверженные поздним изменениям (последний фактор контролировался изучением петрографических шлифов). Геохимические исследования выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Содержания петрогенных компонентов определены методом РФА на спектрометре ARL-9900 XL (аналитики – Н.М. Глухова, Н.Г. Карманова и А.Н. Таряник) по стандартной методике. Содержания редких и редкоземельных элементов определены методом ICP-MS на приборе FINIGAN ELEMENT (аналитики – И.В. Николаева, С.В. Палесский) по методике [Николаева и др., 2008].

Sm-Nd изотопные исследования выполнены по валовым пробам в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (Апатиты, Россия) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме, с использованием ренийевых и танталовых лент по методике [Баянова, 2004]. Нормирование изотопных отношений Nd выполнено по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях составляла 0,3 % (2 σ). Холостое загрязнение на период измерений составило 0,06 нг для Sm и 0,3 нг для Nd. Среднее значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте JNd₁-1 за период измерений составило $0,512090 \pm 13$ (N = 15). Значение параметра $\epsilon\text{Nd}(T)$ рассчитано относительно однородного хондритового резервуара (CHUR) с современными характеристиками $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$; $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$ [Jacobsen, Wasserburg, 1984]. Модельные возрасты TNd(DM) вычислены по данным [Goldstein, Jacobsen, 1988] для резервуара деплегированной мантии с $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0,513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,21365$.

Результаты исследований

Песчаники северного ареала (устиновской толщи) характеризуются высокой кремнекислотностью (70,98–76,61 мас. % SiO₂ при среднем содержании около 73,64 мас. %). Для пород типичны низкие содержания фемических элементов и кальция, умеренные – глинозема (таблица). Содержания щелочей варьируют в довольно широких пределах (Na₂O – 2,06–3,15 мас. %; K₂O – 1,73–2,31 мас. %). Отношение K₂O/Na₂O меняется от 0,8 до 1,18.

Редкоэлементный состав пород сильно варьирует. Общей особенностью являются пониженные в сравнении со средним составом постархейского глини-

стого сланца (PAAS) [Тейлор, МакЛеннан, 1988] концентрации крупноионных литофильных (LILE), редкоземельных (REE) и большинства высокозарядных (HFSE) элементов (таблица). Содержания Zr, Hf и Y в наименее кремнекислых породах (70–71 % SiO₂) достигают уровня, характерного для PAAS и даже превышают его (таблица), а с ростом кремнекислотности резко снижаются. Аналогичным образом ведут себя и другие несовместимые элементы, однако вариации их концентраций не столь значительны (таблица).

Для пород характерны асимметричные спектры распределения REE (рис. 2, a) с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми: отношение $(\text{La}/\text{Yb})_N$ закономерно варьирует от 7,6 до 10. В спектрах присутствует отчетливый европиевый минимум. На мультиэлементных спектрах присутствуют отчетливые минимумы по Nb, Ta и Ti (рис. 2, b).

Для песчаников устиновской толщи характерны резко отрицательные значения $\epsilon\text{Nd}t$ (–16,3) и модельный Nd возраст около 2,0 млрд лет [Ханчук и др., 2013].

Песчаники таухинской свиты (южный ареал) характеризуются более низкой кремнекислотностью (63,74–68,88 мас. % SiO₂ при среднем содержании около 66 мас. %). В сравнении с породами устиновской свиты они обогащены фемическими компонентами, кальцием, в меньшей степени – глиноземом. Также для них характерна натровая специализация щелочей (мас. %): Na₂O 3,01–3,42; K₂O 1,5–1,71; K₂O/Na₂O 0,44–0,56.

Редкоэлементный состав песчаников характеризуется невысокими концентрациями LILE и HFSE, пониженными как относительно PAAS, так и в сравнении с породами северного ареала, за исключением их наиболее кремнекислых разновидностей (таблица). Содержание P3Э также значительно ниже, чем в породах северного ареала (78–96 г/т). Спектры распределения P3Э менее дифференцированные $(\text{La}/\text{Yb})_N = 5,6–5,9$, европиевый минимум проявлен слабее (рис. 2, c). Форма мультиэлементных диаграмм для песчаников таухинской свиты и устиновской толщи практически идентична (рис. 2, b, d). Закономерных изменений концентраций несовместимых элементов в зависимости от кремнекислотности пород в южном ареале не наблюдается.

Изотопный состав неодима в песчаниках таухинской свиты ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1279$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512626 \pm 9$) значимо более радиогенный, чем в породах устиновской: значения $\epsilon\text{Nd}t$ положительные (+0,8), модельный Nd возраст – 0,94 млрд лет.

Обсуждение результатов

На диаграмме [Herron, 1988] для терригенных пород фигуративные точки преимущественно сконцен-

трированы в поле вакк. При этом составы песчаников таухинской свиты смещены к области глинистых сланцев относительно песчаников устиновской толщи, составы которых тяготеют к области лититов (рис. 3, а).

Содержания петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных (г/т) элементов в песчаниках Устиновского субтеррейна

The content of petrogenic (wt. %), rare and rare earth (ppm) elements in the sandstones of the Ustinovsky subterrane

№ Пр.	PAAS	18-2	18-3	18-6	19-1	20-3	20-4	20-7	28-4	28-6	28-8
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	62,80	71,91	70,98	74,46	71,12	74,94	76,61	75,47	68,88	66,58	63,74
TiO ₂	1	0,58	0,59	0,49	0,34	0,46	0,4	0,4	0,5	0,57	0,57
Al ₂ O ₃	18,90	12,87	13,41	11,88	13,5	10,19	10,76	11,09	12,64	12,94	12,48
Fe ₂ O ₃ *	7,18	4,23	4,31	4,06	2,83	3,5	3,93	3,47	4,22	5,38	4,58
MnO	0,11	0,05	0,04	0,04	0,06	0,09	0,05	0,03	0,12	0,12	0,19
MgO	2,20	1,02	1,11	0,96	0,52	1,14	1,09	1,02	1,53	1,67	1,63
CaO	1,30	0,81	0,71	0,52	1,83	1,49	0,42	0,57	2,15	2,41	4,55
Na ₂ O	1,20	2,06	2,13	2,02	3,15	2,08	2,24	2,24	3,42	3,04	3,01
K ₂ O	3,70	2,13	2,31	1,94	3,71	1,73	1,79	2,1	1,5	1,71	1,69
P ₂ O ₅	0,16	0,15	0,14	0,12	0,07	0,1	0,1	0,1	0,1	0,12	0,11
п.п.п.	6	3,01	3,26	2,61	1,86	3,12	2,29	2,42	3,79	4,57	6,35
Сумма	99,9	98,9	99,09	99,2	99,18	98,98	99,75	99	99,09	99,21	99,04
Rb	160	92	94	78	125	62	65	54	50	61	53
Cs	15	9,3	9,3	8,6	9,0	2,1	2,6	1,4	7,1	8,0	6,2
Sr	200	101	101	83	176	165	110	143	206	178	252
Ba	650	410	434	451	646	323	282	296	144	169	170
Y	27	27	27	25	37	19	17	16	20	22	20
Zr	210	357	323	305	194	264	144	108	153	166	130
Nb	19	11,5	11,4	11,2	15,3	6,2	6,6	4,9	5,6	7,2	5,2
Hf	5	8,3	7,6	9,3	6,8	5,9	4,7	2,6	4,9	5,3	3,1
Ta	1,2	0,9	0,9	0,8	1,1	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4
Th	14,6	12,7	12,1	13,1	16,2	7,4	6,5	5	5,7	6,3	4,4
U	3,1	2,7	2,7	2,7	3,9	1,5	1,6	1,3	1,5	1,6	1,3
Sc	16	9	10	8	7	10	8	9	11	78	13
Co	23	8	8	9	4	11	10	10	10	17	14
La	38	32,37	32,64	30,04	37,95	21,95	15,69	17,28	16,77	18,2	15,2
Ce	80	62,27	62,64	59,38	75,81	42,47	31,74	31,84	32,70	36,62	30,31
Pr	8,9	7,58	7,52	7,28	9,42	5,35	3,97	4,12	4,26	4,78	3,8
Nd	32	26,28	26,99	26,63	31,85	19,35	14,66	14,83	16,12	18,22	14,33
Sm	5,60	4,72	4,87	5,35	6,82	3,52	3,07	2,84	3,71	4,01	2,81
Eu	1,10	0,75	0,75	0,98	1,27	0,67	0,79	0,59	0,92	0,95	0,66
Gd	4,70	4,49	4,45	4,93	6,43	3,24	3,32	2,67	3,26	3,68	2,82
Tb	0,77	0,72	0,71	0,66	0,84	0,51	0,44	0,43	0,53	0,5	0,48
Dy	4,40	4,12	3,92	4,10	5,74	2,95	2,7	2,36	3,28	3,5	2,87
Ho	1	0,78	0,78	0,82	1,16	0,57	0,6	0,48	0,74	0,75	0,57
Er	2,90	2,24	2,24	2,39	3,56	1,7	1,6	1,32	2,06	2,22	1,7
Tm	0,40	0,36	0,36	0,35	0,55	0,25	0,22	0,2	0,31	0,35	0,27
Yb	2,80	2,18	2,27	2,1	3,35	1,65	1,31	1,2	2,00	2,2	1,73
Lu	0,43	0,33	0,33	0,33	0,49	0,24	0,2	0,18	0,3	0,32	0,24

Примечание. 1 – постархейский австралийский глинистый сланец, 2–8 – песчаники северного ареала (устиновская толща, окрестности п. Кавалеро), 9–11 – песчаники южного ареала (таухинская свита, окрестности д. Щербаковка). Fe₂O₃* – суммарное железо в форме Fe₂O₃.

Note. 1 – post-archean australian shale, 2–8 – sandstones of the northern area (Ustinovskaya strata, environs of the village of Kavalero), 9–11 – sandstones of the southern area (the Taukhinsky suite, environs of the village of Shcherbakovka). Fe₂O₃* – total Fe as Fe₂O₃.

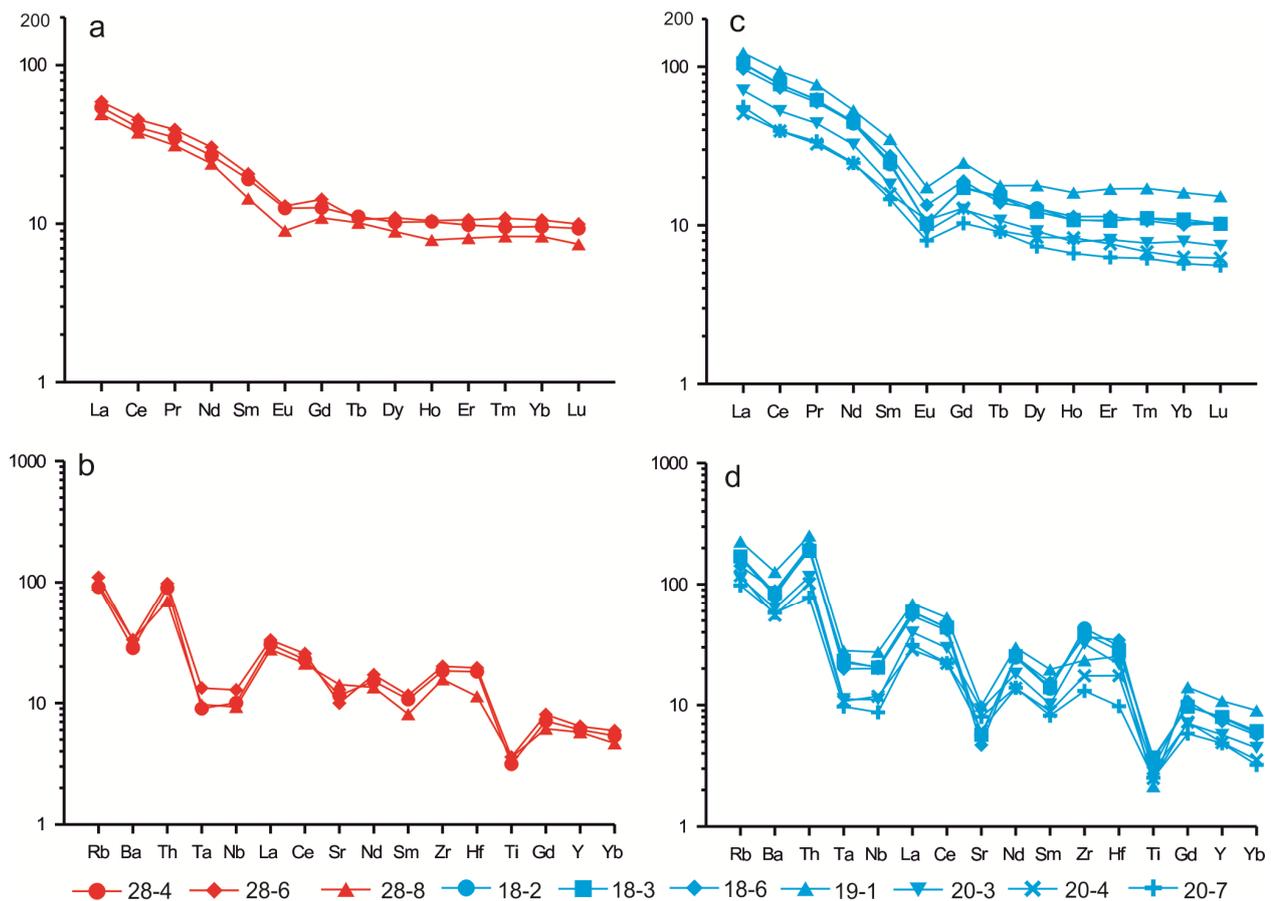


Рис. 2. Спектры распределения редкоземельных элементов в песчаниках Устиновского субтеррейна *a, b* – южный ареал; *c, d* – северный ареал. Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита (Boyton, 1984), мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985]

Fig. 2. The REE distribution spectra in the sandstones of the Ustinovsky subterranean

a, b – southern range; *c, d* – northern area. The REE distribution spectra are normalized by the composition of chondrite [Boyton, 1984], multi-element diagrams – by the composition of the primitive mantle [Taylor, McLennan, 1985]

На диаграмме отношения индекса интенсивности химического выветривания (CIA) и индекса зрелости осадков (ICV) [Nesbitt, Young, 1982] песчаники северного ареала относятся к зрелым отложениям от слабо до интенсивно выветрелых. Песчаники южного ареала соответствуют незрелым отложениям (рис. 3, *b*). Таким образом, породы северного ареала имеют литогенную природу, в то время как песчаники таухинской свиты – преимущественно петрогенные отложения.

На диаграмме [Rosier, Korsch, 1986], предназначенной для реконструкции обстановок формирования осадочных толщ, фигуративные точки составов песчаников устиновской толщи попадают в область пассивных континентальных окраин, таухинской свиты – в поля активных континентальных окраин и океанических островных дуг (рис. 4, *a*). На диаграммах [Bhatia, 1983] точки составов песчаников северного ареала преимущественно сконцентрированы в поле активных континентальных окраин, южного – в поле

континентальных островных дуг (рис. 4, *b*). В целом перечисленные данные указывают на то, что породы северного ареала в максимальной степени соответствуют продуктам размыва рециклированных орогенов с дополнительным вкладом молодого (позднепалеозойского–раннемезозойского) магматического материала преимущественно кислого состава. В области питания южного ареала диагностируется значительно более высокая доля низкокремнистого петрогенного ювенильного компонента.

На бинарных диаграммах (рис. 5, *a–d*) отчетливо наблюдаются дискретные тренды эволюции редкоэлементного состава пород с изменением их кремнекислотности. Следовательно, наблюдаемые различия вещественного состава обусловлены не различной долей в источнике кластического материала одного и того же спектра пород, а разницей в составе питающих областей осадконакопления.

Дополнительную информацию об источниках сноса осадочного материала дают результаты изуче-

ния возраста и изотопных характеристик детритовых цирконов. Эти данные для песчаников устиновской толщи и таухинской свиты опубликованы в работах [Kai et al., 2017] и [Tsutsumi et al., 2016] соответственно. Синтез данных приведен на рис. 6. Из рис. 6 видно, что песчаники обоих ареалов характеризуются близким набором возрастов детритовых цирконов. Для них характерны две группы возрастов: палеозой-мезозойские и докембрийские. Среди последних преобладают цирконы с возрастом 1 800–2 500 млн лет, встречаются единичные более древние зерна. Большая часть фанерозойской популяции цирконов имеет

юрские и поздне триасовые возрасты, в подчиненном количестве присутствуют пермские, раннетриасовые, редко – девон-каменноугольные.

Анализируя распределение возрастов детритовых цирконов в песчаниках северного и южного ареалов необходимо отметить два момента. Во-первых, наиболее молодой пик цирконов для обоих ареалов имеет возраст 171–165 млн лет. Эта дата соответствует середине юрской эпохи (ааленский – батский века) и значительно древнее возраста осадочных толщ, определенного палеонтологическими методами (не древнее раннего берриаса [Коновалов, 1971]).

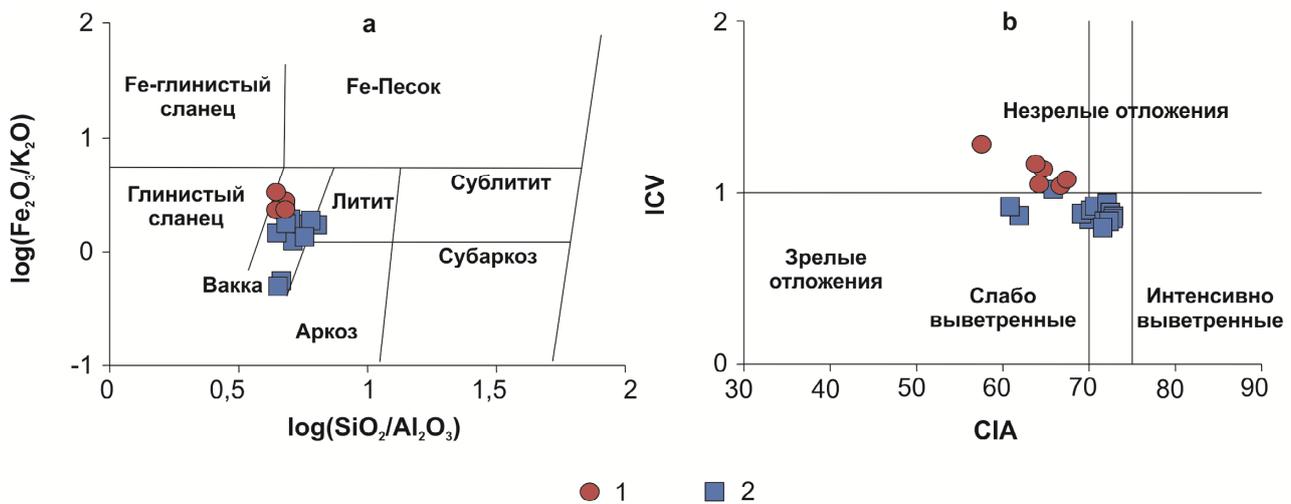


Рис. 3. Классификационные диаграммы для терригенных пород

a – по [Herron, 1988]; *b* – диаграмма ICV-CIA [Nesbitt, Young, 1982]. Песчаники: 1 – южный ареал; 2 – северный ареал

Fig. 3. Classification diagrams for terrigenous rocks

a – by [Herron, 1988]; *b* – ICV-CIA diagram by [Nesbitt, Young, 1982]. Sandstones: 1 – southern area; 2 – northern range

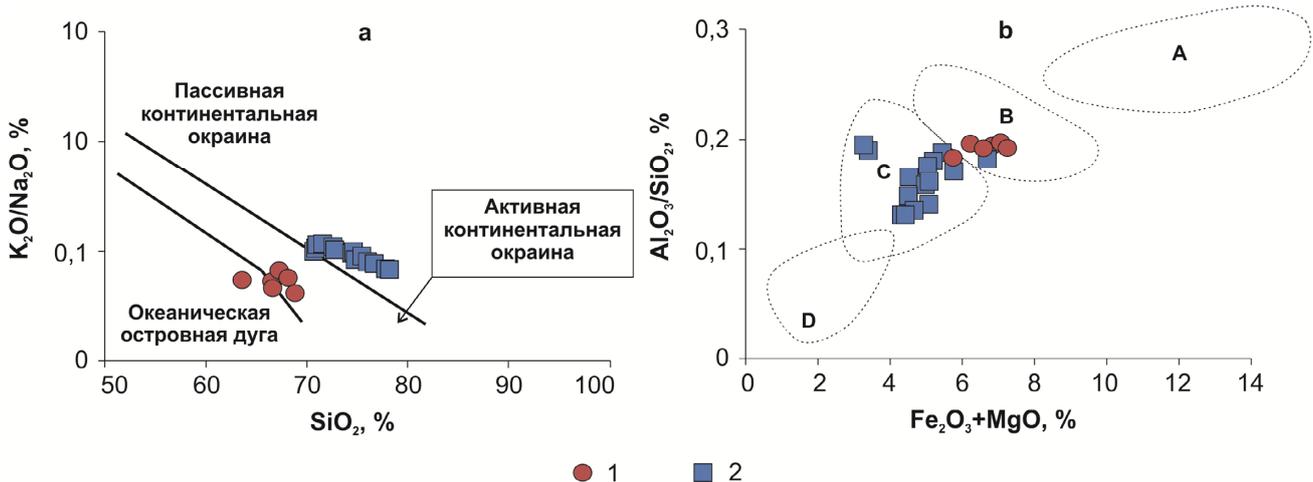


Рис. 4. Диаграммы для реконструкции геодинамических обстановок формирования

a – [Roser, Korsch, 1986]; *b* – [Bhatia, 1983]. Песчаники: 1 – южный ареал; 2 – северный ареал. А – пассивная континентальная окраина; В – активная континентальная окраина; С – континентальная островная дуга; D – океаническая островная дуга

Fig. 4. Diagrams for reconstruction of geodynamic formation conditions

a – [Roser, Korsch, 1986]; *b* – [Bhatia, 1983]. Sandstones: 1 – southern area; 2 – northern range. A – passive continental margin; B – active continental margin; C – continental island arc; D – oceanic island arc

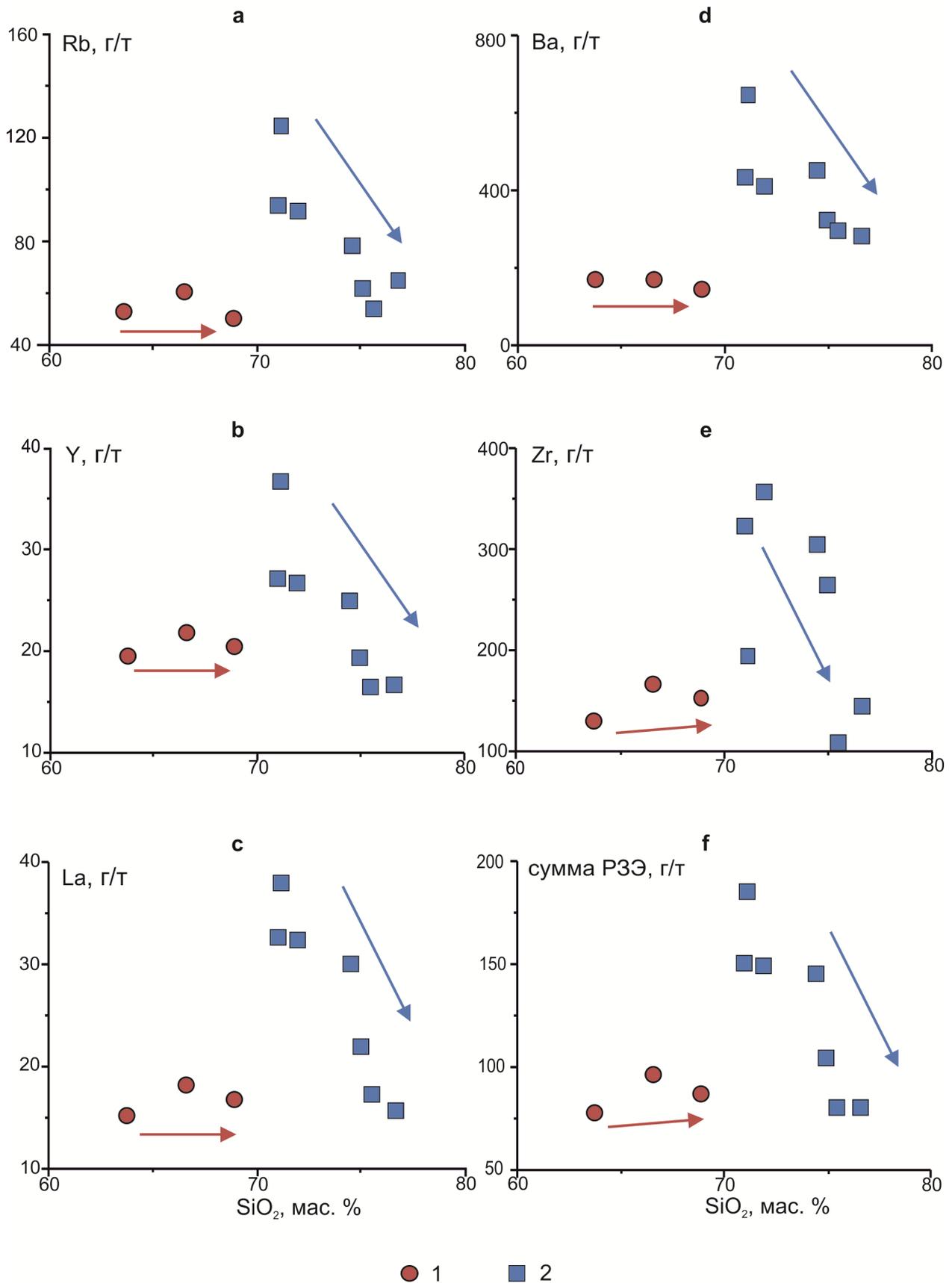


Рис. 5. Диаграммы эволюции редкоземельного состава пород Устиновского субтеррейна
Песчаники: 1 – южный ареал; 2 – северный ареал

Fig. 5. Rare-earth evolution diagrams of Ustinovsky subterrane rocks
Sandstones: 1 – southern area; 2 – northern range

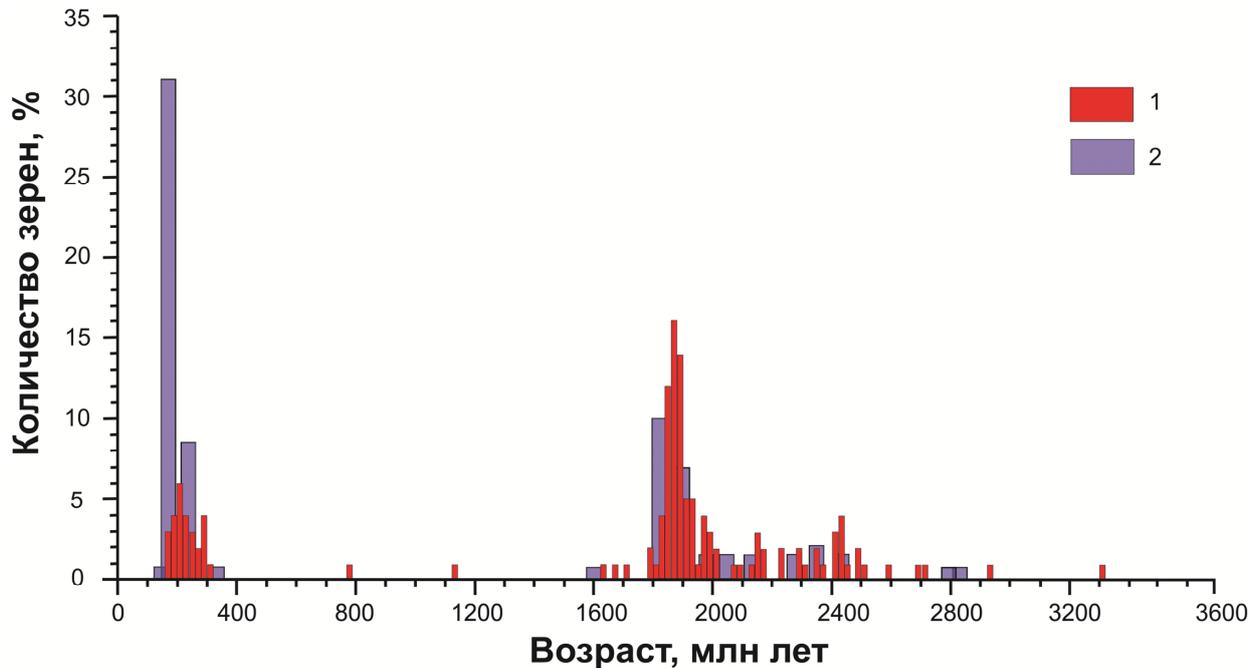


Рис. 6. Распределение U-Pb возрастов цирконов из песчаников Устиновского субтеррейна северного и южного ареалов

Песчаники: 1 – южный ареал; 2 – северный ареал

Fig. 6. Distribution of U-Pb zircon ages from sandstones of the Ustinovsky subterrane of the northern and southern ranges

Sandstones: 1 – southern area; 2 – northern range

В пробе Sal-58 песчаника устиновской толщи (северный ареал) обнаружено также три более молодых зерна цирконов (145, 156 и 163 млн лет), однако они не образуют единого кластера и, как следствие, не маркируют сколько-нибудь масштабного эндогенного события. Из всего вышеизложенного можно сделать вывод, что начальные стадии формирования Таухинского аккреционного комплекса (образование Устиновского субтеррейна, берриас) не сопровождалось активным вулканизмом.

Второй момент, который необходимо принять во внимание, состоит в резком различии количественного соотношения молодых и древних цирконов в породах устиновской толщи и таухинской свиты. В северном ареале цирконы фанерозойского возраста составляют до 60 % изученной популяции, причем половина из них имеет поздне триасовый – юрский возраст. В породах южного ареала, напротив, преобладают докембрийские цирконы, в то время как доля зерен мезозойского возраста не превышает 15 % (см. рис. 6).

Изотопный состав гафния в триас-юрских цирконах северного ареала демонстрирует резкое преобладание низких отрицательных значений ϵ_{Hf} (–9...–23) и древние (>6 млрд лет) модельные Hf возрасты [Kai et al., 2017]. Как следствие, необходимо предполагать, что это цирконы кислых магматических

пород, образованных при плавлении древней (палеопротерозойской) континентальной коры.

Сравнение данных по двум изученным ареалам выявляет несоответствие геохимических и изотопных характеристик пород, с одной стороны, и возрастов содержащихся в них детритовых цирконов – с другой. Более низкая кремнекислотность и калиево-ность, преобладание петрогенных пород, пониженные содержания несовместимых элементов и относительно радиогенный состав неодима в песчаниках южного ареала указывают на значительную роль в их источнике деплетированного компонента с «ювенильными» изотопными характеристиками, представленного магматическими породами. В то же время доля фанерозойских (в первую очередь мезозойских) цирконов в этих породах существенно ниже, чем в песчаниках северного ареала.

С точки зрения авторов, такое противоречие может иметь только одно объяснение: «ювенильные» магматические породы, входившие в число источников кластического материала песчаников южного ареала, должны были содержать значительно меньшее количество циркона, нежели обычные гранитоиды и/или кислые вулканы, преобладавшие в источнике пород устиновской толщи (либо не содержать его вовсе). Общеизвестно, что минимальные

содержания цирконов характерны для основных и ультраосновных пород нормальной щелочности. Подобные породы широко распространены на активных окраинах континентов, и есть все основания рассматривать в качестве дополнительного источника кластического материала именно их. Имеющиеся данные позволяют оценить, в первом приближении, состав этих пород.

Песчаники таухинской свиты характеризуются невысокими концентрациями магния и глинозема, что позволяет уверенно исключить из списка вероятных источников кластики кумулузные ультрабазиты (дуниты, пироксениты или анартозиты). Широкое распространение в осадках древних цирконов указывает на континентальную природу блока, под который происходило погружение океанической литосферы. Следовательно, толеитовые и (или) бонинитовые вулканические серии, типичные для океанических дуг, также могут быть исключены из рассмотрения. Концентрации HFSE и P3Э в песчаниках с ростом кремнекислотности изменяются достаточно слабо, степень избирательного обеднения высокозарядными элементами (Nb, Ta, Ti) также практически не зависит от кремнекислотности пород и не отличается значимо от наблюдаемой в породах устиновской толщи. Следовательно, искомые породы должны иметь умеренные (близкие к кларковым для базальтов) концентрации несовместимых элементов и обладать «островодужными» геохимическими метками. Этим условиям в максимальной степени отвечают известково-щелочные базальты и андезибазальты (либо их интрузивные аналоги), которые и

являются наиболее вероятным источником «ювенильного» материала.

Вопрос о возрасте этого «ювенильного» материала остается открытым. Как правило, известково-щелочные базальты и андезибазальты (и, тем более, габброиды) все же содержат небольшие количества циркона. Отсутствие в проанализированной выборке цирконов с возрастом моложе 170 млн лет позволяет предположить юрский возраст основных пород (на этом этапе субдукция океанической литосферы под край континента происходила вдоль всей Тихоокеанской окраины Азии). Однако окончательное решение этого вопроса требует дополнительных исследований.

Заключение

Проведенные исследования осадочных пород верхнего структурного уровня Таухинского аккреционного комплекса (Устиновский субтерреин или тектонический пакет) показали значимые различия в источниках кластического материала для пород двух пространственно изолированных ареалов. В целом полученные данные указывают, что начальный этап формирования Таухинского аккреционного комплекса не сопровождался активным магматизмом, а источники кластического материала имели локальный характер и существенно различались для северного и южного ареалов.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГМ СО РАН при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № 14.Y26.31.0018).

ЛИТЕРАТУРА

- Баянова Т.Б.** Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма // СПб. : Наука, 2004. 174 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России** / под ред. чл.-корр. РАН А.И. Ханчука. Владивосток : Дальнаука, 2006. 1033 с.
- Голозубов В.В., Ханчук А.И.** Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.
- Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В. и др.** Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенный пояс // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток : Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 161–202.
- Коновалов В.П.** Берриасские и валанжинские отложения Прибрежной зоны Сихотэ-Алиня // Информационный сборник ПГУ. 1971. № 7. С. 12–18.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н.** Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИПС-МС) // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085–1091.
- Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М.** Континентальная кора: ее состав и эволюция. М. : Мир, 1988. 383 с.
- Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Гвоздев В.И., Касаткин С.А.** Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // Доклады Академии наук. 2013. Т. 451, № 4. С. 441–445.
- Bhatia M.R.** Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // The Journal of Geology. 1983. V. 91. P. 611–627.
- Boynnton W.V.** Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies // P. Henderson (ed.). Rare earth elements geochemistry. Elsevier Acad. Press., 1984. P. 63–114.
- Isozaki Y., Maruyama S., Fukuoka F.** Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics. 1990. V. 181. P. 179–205.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth and Planetary Science Letter. 1984. V. 67. P. 137–150.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr Isotopic Systematics of River Water Suspended Material. Implications for Crustal Evolution // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 87 (3). P. 249–265.
- Herron M.M.** Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or logdata // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.

Kai L., Jinjiang Z., Simon A.W., Shiran L., Ferg G., Sergey A.K., Vladimir V.G., Maohui G., Meng W., Jiamin W. U-Pb dating and Lu-Hf isotopes of detrital zircons from the South Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East. Tectonic implications for the Early Cretaceous evolution of the Northwest Pacific Margin. 2017. P. 1–44.

Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 120. P. 117–138.

Maruyama H., Morino H., Ito H., Izumi Y., Kato H., Watanabe Y., Kinoshita Y., Kamada M., Nodera H., Suzuki H. et al. Mutations of optineurin in amyotrophic lateral sclerosis // Nature. 2010. V. 465. P. 223–226.

Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

Roser B.D., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geol. 1986. V. 94. P. 635–650.

Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell; Oxford, 1985. P. 1–312.

Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatkin S.A., Golozubov V.V. Provenance study of accretionary complex in Primorye, Far East Russia, using ages and compositions of detrital minerals // Mem. Natl. Mus. Nat. Sci. Tokyo, 2016. P. 79–87.

Авторы:

Медников Семен Леонидович, аспирант, инженер, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: mednikov@igm.nsc.ru

Крук Николай Николаевич, член-корреспондент РАН, доктор геолого-минералогических наук, директор, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: kruk@igm.nsc.ru

Голозубов Владимир Васильевич, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией региональной геологии и тектоники, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия.

E-mail: golozubov@fegi.ru

Geosphere Research, 2020, 3, 6–16. DOI: 10.17223/25421379/16/1

S.L. Mednikov¹, N.N. Kruk¹, V.V. Golozubov²

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

²*Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

HETEROGENEITY OF THE SOURCES OF CLASTIC MATERIAL OF TERRIGENIC ROCKS OF THE TAUHIN ACCRETION COMPLEX (Sikhote-Alin) AT EARLY STAGES OF ITS FORMATION

The paper presents data from geochemical and isotopic studies of the sandstones of the upper structural level of the Taukhinsky accretionary complex (Ustinovsky subterrane) of South Sikhote-Alin, exposed in two discrete areas of its distribution: southern and northern area.

The studies showed a sharp difference in geochemical characteristics and, as a consequence, the sources of the turbidite clastic material of two areas. Sandstones of the northern range are characterized by high silicic acid, low levels of feric components and moderate alkalis. They are poorly depleted in comparison with PAAS incompatible elements and have Paleoproterozoic (≈2 billion years) model Nd ages. According to the compositional features, the turbidites of the southern area correspond to lithogenic rocks – erosion products of recycled orogens with a noticeable admixture of acidic petrogenic material.

Sandstones of the southern area have lower silica contents, are relatively enriched with feric components and calcium, have lower concentrations of incompatible elements, and young (0.94 billion years) model Nd ages. In terms of material characteristics, they correspond to petrogenic rocks – products of volcanic arcs erosion of medium acid composition.

The difference in the sources of clastic material for the two areas is also indicated by distinct discrete trends in the evolution of the rare-element composition of rocks with a change in their siliceous content. From which it can be concluded that the differences in the material composition are due to the different compositions of the feeding provinces, and not to different fractions of the same spectrum of rocks in the source of clastic material.

The synthesis of new data and the results of previous studies prove that the early stage of the formation of the Taukhinsky accretion complex was not accompanied by synchronous volcanic activity. Terrigenous rocks had local sources of clastic material, different for the rocks of the northern and southern areas.

Keywords: *accretion complexes, terrigenous rocks, sources of clastic material, geochemistry, isotopic geochemistry, Sikhote-Alin.*

Reference

Bayanova T.B. *Vozrast reперных геологических комплексов Колского региона и длител'ности протессов магматизма* [Age of reference geological complexes of the Kola region and duration of magmatism processes] // St-Petersburg: Nauka, 2004, 174 p. In Russian
Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России [Geodynamics, magmatism and metallogeny of the East of Russia] / Pod red. chlena-korrespondenta RAN A.I. Khanchuka. Vladivostok: Dal'nauka, 2006, 1033 p. In Russian

Golozubov V.V., Khanchuk A.I., Kemkin I.V. i dr. *Sikhote-Alin'-Severo-Sakhalinskiy orogennyy poyas* [Sikhote-Alin-North Sakhalin orogenic belt] // *Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России*. Kn. 1 / Pod red. A.I. Khanchuka Vladivostok: Dal'nauka, 2006. pp 161–202. In Russian

Golozubov V.V., Khanchuk A.I. *Taukhinskiy i Zhuravlevskiy terreyny (Yuzhnyy Sikhote-Alin') – fragmenty rannemelovoy Aziatskoy okrainy* [Tauha and Zhuravlevka terranes (South Sikhote-Alin) - fragments of the Early Cretaceous Asian margin] // *Tikhookeanskaya geologiya*. 1995. T. 14. № 2. pp. 13–25.

- Konovalov V.P. *Berriasskie i valanzhinskie otlozheniya Pribrezhnoy zony Sikhote-Alinya* [Berriasian and Valanginian deposits of the Sikhote-Alin coastal zone] // Inform. sb. PGU, 1971, № 7. pp. 12–18. In Russian
- Nikolaeva I.V., Paleskii S.V., Koz'menko O.A., Anoshin G.N. Analysis of geologic reference materials for ree and hfse by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) // *Geochemistry International*. 2008. T. 46. №10. pp. 1016–1022.
- Taylor S.R., McLennan S.M. *The continental crust: Its evolution and composition*. London: Blackwell, 1985, 312 p.
- Khanchuk A.I., Kruk N.N., Golozubov V.V., Kovach V.P., Serov P.A., Kholodnov V.V., Gvozdev V.I., Kasatkin S.A. The nature of the continental crust of Sikhote-Alin as evidenced from the Nd isotope of Rocks of Southern Primorie // *Doklady Earth Sciences*. 2013. V. 451. Iss. 2. pp. 809–813.
- Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // *The Journal of Geology*. 1983. V. 91. pp. 611–627.
- Boynton W.V. *Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies*. P. Henderson (ed.). Rare earth elements geochemistry // Elsevir: Acad. Press. 1984. pp. 63–114.
- Isozaki Y., Maruyama S., Fukuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // *Tectonophysics*, 1990. V. 181. pp. 179–205.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth and Planetary Science Letter*. 1984. V. 67. pp. 137–150.
- Goldstein, S.J., Jacobsen, S.B. . Nd and Sr Isotopic Systematics of River Water Suspended Material. Implications for Crustal Evolution // *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. V. 87(3). pp. 249–265.
- Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or logdata // *J. Sed. Petrol*. 1988. V. 58. pp. 820–829.
- Kai L., Jinjiang Z., Simon A.W., Shiran L., Ferg G., Sergey A.K., Vladimir V.G., Maohui G., Meng W., Jiamin W. U-Pb dating and Lu-Hf isotopes of detrital zircons From the Southern Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian far East. Tectonic implicatins for the Early Cretaceous evolutions of the Northwest Pacific Margin. 2017. pp. 1–44
- Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2016, V.120, pp. 117–138.
- Maruyama, H., Morino, H., Ito, H., Izumi, Y., Kato, H., Watanabe, Y., Kinoshita, Y., Kamada, M., Nodera, H., Suzuki, H. et al. Mutations of optineurin in amyotrophic lateral sclerosis // *Nature*. 2010. V. 465. pp. 223–226.
- Nesbitt H.W., Young. G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. pp. 715–717.
- Roser B.D., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // *J. Geol*. 1986. V. 94. pp. 635–650.
- Taylor S.R., McLennan S.M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 1985. pp. 1–312.
- Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatkin S.A., Golozubov V.V. Provenance Study oof Accreitionally Complex in Primorye, Far East Russia, using Ages and Compositions of Detrital Minerals // *Mem. Natl. Mus. Nat. Sci.*, Tokyo. 2016. pp. 79–87.

Author's:

Mednikov Semen L., Graduate Student, Engineer, Laboratory of petrology and ore bearing of magmatic formations, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: mednikov@igm.nsc.ru

Kruk Nikolay N., Corresponding member of RAS, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Director of the V.V. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: kruk@igm.nsc.ru

Golozubov Vladimir V., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Laboratory of the Regional Geology & Tectonics, Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia.

E-mail: golozubov@fegi.ru

ОБРАТНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В КРАЕВЫХ ЗОНАХ РАССЛОЕННЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ НА ПРИМЕРЕ МАЖАЛЫКСКОГО ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)



В.В. Егорова, Р.А. Шелепаев

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

В породах краевой фации Мажалыкского перидотит-габбрового массива проявлена обратная зональность, выражающаяся в увеличении MgO, Cr₂O₃, NiO, An в плагиоклазах, Mg# в клинопироксенах и амфиболах и уменьшении SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, Na₂O вверх по разрезу краевой фации. Образование обратной зональности происходит на начальном этапе заполнения магматической камеры вследствие непрерывного поступления в камеру все более примитивного расплава, фракционирующего в подводящем канале или в промежуточной камере.

Ключевые слова: ультрамафит-мафитовые массивы, расслоенные интрузивы, внутрикамерные процессы, краевая фация, обратная зональность, Юго-Восточная Тува.

Введение

Как известно, породы краевой фации расслоенных массивов являются первыми продуктами кристаллизации магмы, поступающей на начальном этапе заполнения и формирования магматической камеры. Однако данный этап и процессы, происходящие при этом, являются наиболее неизученной областью в петрологии расслоенных интрузивов. Одной из особенностей краевых фаций ультрамафит-мафитовых интрузивов является присутствие в них обратной зональности, выражающейся в увеличении содержания MgO в породе от контакта вверх по разрезу краевой фации, что сопровождается увеличением магнезиальности мафических минералов и содержанием анортитового компонента в плагиоклазе (например, оливин от Fo₄₀ до Fo₈₀ и плагиоклаз от An₄₀ до An₈₀). То есть тренды кристаллизации в краевой фации как бы обратны трендам при обычной фракционной кристаллизации, при которой магнезиальность пород уменьшается вверх по разрезу. В зарубежной литературе такое явление получило название краевых реверсий [Latypov et al., 2007, 2011]. Явление обратной зональности в краевых фациях расслоенных массивов (Мончегорский, Маскок, Джимберлана, Йоко-Довыренский и др.), в базитовых дайках, силлах (Норильский, Вилнойский, Вавуканский) и даже потоках (Килауза, Гавайи) отмечалось в работах исследователей давно [например Moor, Evance, 1967; Campbell, 1987; Irvine, 1980; Alapieti, 1982; Raedeke, McCallum, 1984; Goring, Naslund, 1995; Bédard, 1987; Foland et al., 2000; Latypov, 2003; Latypov et al., 2007, 2011; Aarnes et al., 2008; Galerne, 2010; Chistyakova, Latypov, 2009, 2010; Egorova, Latypov, 2012b, 2013]. Немаловажно, что такая обратная зональность отмечается и в массивных сульфидных телах, связанных с

ультрамафит-мафитовыми интрузивами (Хараелахская интрузия, Садберри).

Однако этому явлению не придавали большого значения, предполагая, что скорее всего это связано с контаминацией вмещающих пород [Tyson, Chang, 1984]. И только в последние десятилетия этим эффектом заинтересовались, отмечая, что обратная зональность проявляется в магматических телах, независимо от состава вмещающих пород, возраста, географического и структурного положения, размера, формы и даже состава исходной магмы. Этот факт свидетельствует о том, что к образованию обратной зональности приводят какие-то универсальные фундаментальные процессы, происходящие на начальной стадии заполнения магматической камеры расплавами и которые, возможно, могут влиять и на образование ритмичной и скрытой расслоенности в интрузивах в целом. Однако прогресс в нашем понимании этого этапа значительно затруднен из-за недостатка детальных минералогических работ по краевым фациям интрузивов. Чтобы заполнить этот пробел, мы провели детальное геологическое, минералогическое и петрогеохимическое изучение пород краевой зоны Мажалыкского расслоенного ультрамафит-мафитового массива, что позволит ответить на несколько важных петрологических вопросов. Главный вопрос: какие физико-химические процессы, происходящие на начальной стадии заполнения магматической камеры базальтовым расплавом, приводят к такому всеобщему поведению магматических систем.

Методы исследования

В основу работы легли каменные материалы, полученные в ходе полевых работ на Мажалыкском перидотит-габбровом массиве в Юго-Восточной Туве.

На протяжении 150 м краевой зоны массива с интервалом в 10–15 м были отобраны образцы для петрохимического и минералогического анализа. В работе использованы химические анализы породообразующих минералов, выполненные на рентгеноспектральном микроанализаторе с электронным зондом САМЕВАХ-тiсго в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Анализ петрогенных элементов выполнен рентгенофлуорисцентным методом с использованием рентгеновского анализатора СРМ-25 в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Анализы в таблицах приведены с учетом пределов обнаружений элементов.

Геологические особенности строения Мажалыкского перидотит-габбрового массива

Мажалыкский массив является эталонным массивом мажалыкского перидотит-габбрового комплекса Юго-Восточной Тувы. Он расположен в 100 км от г. Кызыл в Балгазической структурно-фациальной зоне Таннуольской островодужной системы.

Его возраст (484,2 млн лет) соответствует ордовикскому аккреционно-коллизийному этапу эволюции земной коры Центральной Азии [Бородин и др., 2004].

Массив представляет собой в плане овальное тело размером 4 × 2,5 км, вытянутое в направлении с северо-востока на юго-запад (рис. 1, *b*). Границы массива большей частью скрыты четвертичными отложениями. В восточной части установлен контакт пород закалочной и краевой фаций с вмещающими нижнекембрийскими терригенно-вулканогенными отложениями основного состава. В контакте, имеющем интрузивный характер, наблюдаются высокотемпературные роговики. С юга породы краевой фации массива прорываются раннепалеозойскими гранитоидами.

И.М. Волоховым и В.М. Ивановым [Волохов и др., 1972], впервые давшим наиболее полное описание массива, была установлена ритмически расслоенная внутренняя структура массива. Ими было выделено 30 различных по мощности и составу ритмических пачек. Мощность этих пачек варьирует в пределах 20–200 м при мощности отдельных слоев в ритме 5–150 м. Нижние члены ритмов представлены слоями пород ультраосновного состава (перидотитами), а верхние – слоями пород основного состава (габбро).

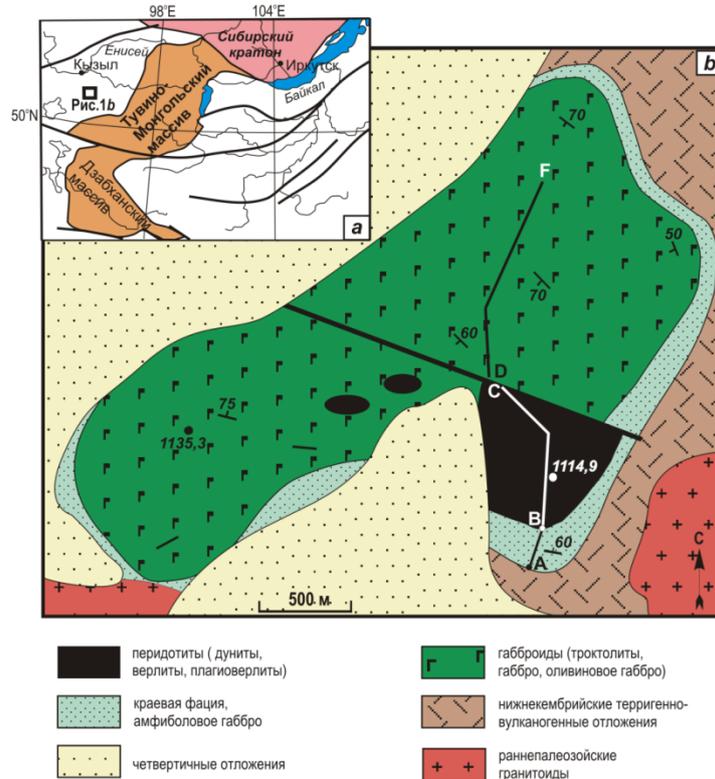


Рис. 1. Схема геологического строения Мажалыкского перидотит-габбрового массива

a – схема расположения района исследований в складчатых структурах Южной Сибири [Кузьмичев, 2004]; *b* – схема геологического строения Мажалыкского перидотит-габбрового массива. На схеме буквами А-В показан разрез краевой фации, буквами В-С, D-F – разрез расслоенной серии Мажалыкского массива

Fig. 1. The geological map of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

a – The location of the research region in the folded structures of the South Siberia [after Kuzmichev, 2004]. *b* – schematic geological map of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion. Section A-B – cross section through the marginal zone, B-C, D-F – cross section through the layered series of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

В строении массива выделяется расслоенная серия и краевая фация [Бородина и др., 2004]. В составе расслоенной серии участвуют дуниты, верлиты, плагиоверлиты, оливиновые клинопироксениты, плагиоклазсодержащие роговообманковые пироксениты, троктолиты, габбро, оливиновое габбро, лейкогаббро, анортозиты. В соответствии с расположением на местности, набором и петрографическим составом Мажалыкский массив условно разделяется на три блока – Южный, Северный и Западный. Южный блок (г. Кара-Кожгагар) (рис. 1, *b*) представляет наиболее меланократовую часть массива, которая по своему положению в разрезе, вероятно, является фрагментом базального кумулятивного горизонта. Этот блок сложен перидотитами, среди которых преобладают дуниты, верлиты и плагиоверлиты. Взаимоотношения между этими породами можно определить как ритмическую расслоенность, дуниты слагают нижние части ритмов, а верлиты, плагиоверлиты, оливиновые клинопироксениты и меланогаббро – верхние. Границы между отдельными ритмами в расслоенной пачке выражены достаточно резко, а в пределах одного ритма наблюдается постепенный переход от дунитов к верлитам. Северный блок Мажалыкского массива по петрографическому составу пород является более лейкократовой частью. В этой части массива преобладают оливиновые габбро, габбро, габбронориты, лейкогаббро. Характерна ярко выраженная ритмическая расслоенность. Ритмы сложены породами контрастного состава – перидотитами в нижней части ритма и оливиновыми габбро или лейкогаббро в верхней. В наиболее лейкократовых частях разреза в основании ритмов залегают меланогаббро или оливиновое габбро, сменяющееся лейкогаббро и анортозитами. В Западном блоке массива (район высоты 1135,3) (рис. 1, *b*) в равной степени представлены как меланократовые, так и лейкократовые разности пород. Здесь в состав расслоенной серии входят перидотиты, плагиоперидотиты, меланогаббро, оливиновые габбро, лейкогаббро.

Геологическое положение и петрография пород краевой фации

Краевая фация Мажалыкского массива хорошо обнажена в юго-западной и восточной части массива, где имеет мощность от 100 до 200 м (рис. 1, *b*). В юго-восточной части Мажалыкского массива нами был отобран наиболее полный разрез пород краевой фации. Закалочную зону не удалось обнаружить, но в направлении контакта породы становятся более мелкозернистыми. Породы краевой фации представлены однородными среднезернистыми амфиболовыми габбро, которые вверх по разрезу резко сменяются перидотитами вышележащей по разрезу рас-

слоенной серии. В отличие от расслоенной серии в краевой фации отсутствует явление расслоенности или ритмичности.

Амфиболовые габбро краевой фации состоят из плагиоклаза (55–65 об. %), моноклинного пироксена (25–35 об. %) и бурого амфибола (10 об. %). Структура пород габбровая, редко пойкилитовая. Плагиоклаз преобладает в породе, образует крупнопризматические слабозональные зерна размером 4–6 мм. Клинопироксен образует небольшие (2–3 мм) идиоморфные, часто сдвойникованные зерна и имеет равную степень идиоморфизма с плагиоклазом, что свидетельствует о совместной кристаллизации этих двух минералов. В большинстве образцов клинопироксен замещается вторичным ярко-зеленым амфиболом. Первично-магматический амфибол наряду с плагиоклазом – наиболее неизменный минерал в породе. Он образует плеохроирующие (от бурого до коричневого) кристаллы размером 5–6 мм или ойкокристаллы с заключенными в них небольшими зернами клинопироксена и плагиоклаза.

Среди вышележащих по разрезу перидотитов расслоенной серии преобладают дуниты, верлиты, оливиновые клинопироксениты и их плагиоклазсодержащие разности. Они состоят главным образом из переменного количества оливина (45–90 об. %) и клинопироксена (10–65 об. %). Оливин в этих породах представлен идиоморфными вытянутыми зернами размером 2–3 мм. Клинопироксен представлен ксеноморфными удлинёнными зернами размером в среднем 3–4 мм, но могут достигать и 5–7 мм, придавая породе порфиривидный облик. В верлитах и оливиновых клинопироксенитах присутствуют единичные зерна ортопироксена, плагиоклаза и первично-магматического амфибола. В верхних частях ритмов количество плагиоклаза увеличивается до 5–10 об. %. В них также происходит увеличение количества ортопироксена и амфибола до 5–8 об. %. Плагиоклаз представлен в этих породах в виде отдельных крупных незональных зерен.

Минералогический и петрохимический состав пород краевой фации

Минералогические и петрохимические данные показывают, что в породах краевой фации Мажалыкского массива проявлена обратная зональность (рис. 2–4). На протяжении 150 м состав пород и породообразующих минералов существенно изменяется. От контакта вверх по разрезу краевой фации в породах содержание MgO увеличивается от 2,9 до 10 мас. %, магнизиальность пород (Mg#) – от 41 до 57 %. Содержание нормативного An в породах увеличивается от 80 до 95 %. Увеличивается и содержание Cr₂O₃ и NiO (см. рис. 3). Содержания кремния, глинозема, титана, натрия и фосфора в породах краевой фации, наоборот, законо-

мерно и постепенно уменьшается – SiO_2 от 46 до 42 мас. %, Al_2O_3 от 27,9 до 19,3 мас. %, TiO_2 от 0,32 до 0,15 мас. %, Na_2O от 1,82 до 1 мас. %, P_2O_5 от 0,04 до 0,02 мас. % (см. рис. 3, табл. 1).

Краевая фация резко прерывается вышележащими перидотитами расслоенной серии, содержание MgO (30,4 мас. %) и магнезиальность (83 %) которых намного превышают эти показатели в краевой фации (рис. 2, табл. 1). Надо отметить, что составы

пород расслоенной серии массива, отобранные далее вверх по разрезу от краевой фации, образуют на диаграммах линейный тренд от MgO – от 30,4 до 3,65 мас. %. С уменьшением содержания MgO содержание в породах массива SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O возрастает (рис. 2). То есть в расслоенной серии проявлен петрохимический тренд, обусловленный обычной фракционной кристаллизацией базальтового расплава [Бородина и др., 2004].

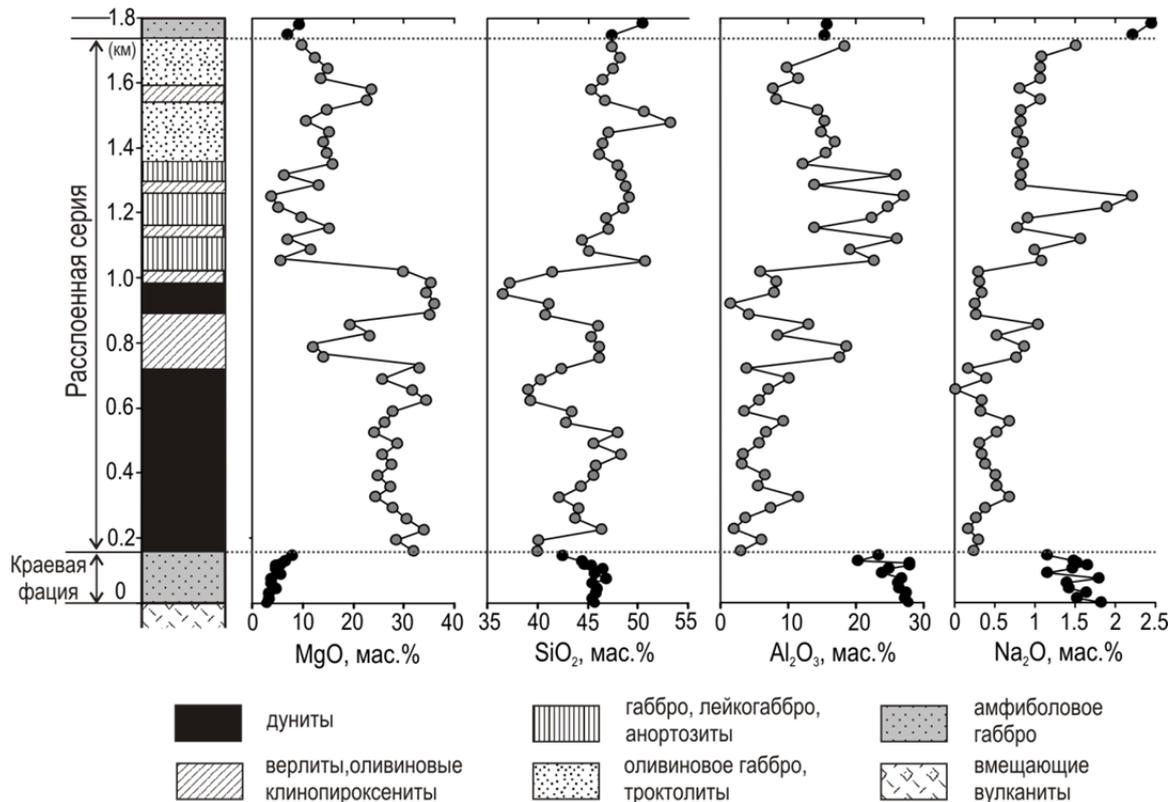


Рис. 2. Вариации химического состава пород краевой фации и расслоенной серии Мажалыкского перидотит-габбрового массива по разрезу А-В, В-С, D-F

Графики для расслоенной серии построены с использованием данных из [Волохов и др., 1972; Бородина др., 2004]

Fig. 2. Stratigraphic section with whole-rock chemical compositions through the marginal zone (filled circles, A-B) and the layered series (grey circles, B-F) of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

Data for layered series after [Volokhov et al., 1972; Borodina et al., 2004]

Явление обратной зональности отражается и в составах породообразующих минералов Мажалыкского массива (см. рис. 4, табл. 2–4). Состав плагиоклаза в породах краевой фации Мажалыкского массива отвечает анортиту-битовниту. Содержание анортитового компонента в ядрах плагиоклаза постепенно увеличивается от 81 % у контакта до 91 % вверх по разрезу краевой фации (рис. 4, табл. 2). Плагиоклаз слабозональный, разница между ядром и краевой зоной составляет в среднем 5 % An , но, как и в ядерной части, краевые зоны плагиоклазов вверх по разрезу обогащаются анортитовым компонентом. В породах расслоенной серии содержание анортитового компонен-

та в плагиоклазах вверх по разрезу закономерно уменьшается от 90 до 83 % [Бородина и др., 2004].

Состав клинопироксенов пород краевой фации соответствует диопсид-авгиту, его магнезиальность увеличивается от 70 до 83 % вверх по разрезу краевой фации (см. рис. 4, табл. 3), а затем закономерно уменьшается от 88 до 76 % вверх по разрезу расслоенной серии [Бородина и др., 2004]. Такая тенденция отмечается даже в составе амфибола, магнезиальность которого увеличивается вверх по разрезу краевой фации от 62 до 79 % (рис. 4, табл. 4) и уменьшается от 83 до 70 % в расслоенной серии Мажалыкского массива [Бородина и др., 2004].

Такие характеристики присущи краевым фациям многих ультрамафит-мафитовых массивов [Laturov, 2011; Laturov, Egorova, 2012; Egorova, Laturov, 2012a, 2012b, 2013] и являются основным показателем об-

ратной зональности. То есть тренды кристаллизации в краевой фации обратны трендам при обычной фракционной кристаллизации, при которой магнезиальность пород уменьшается вверх по разрезу.

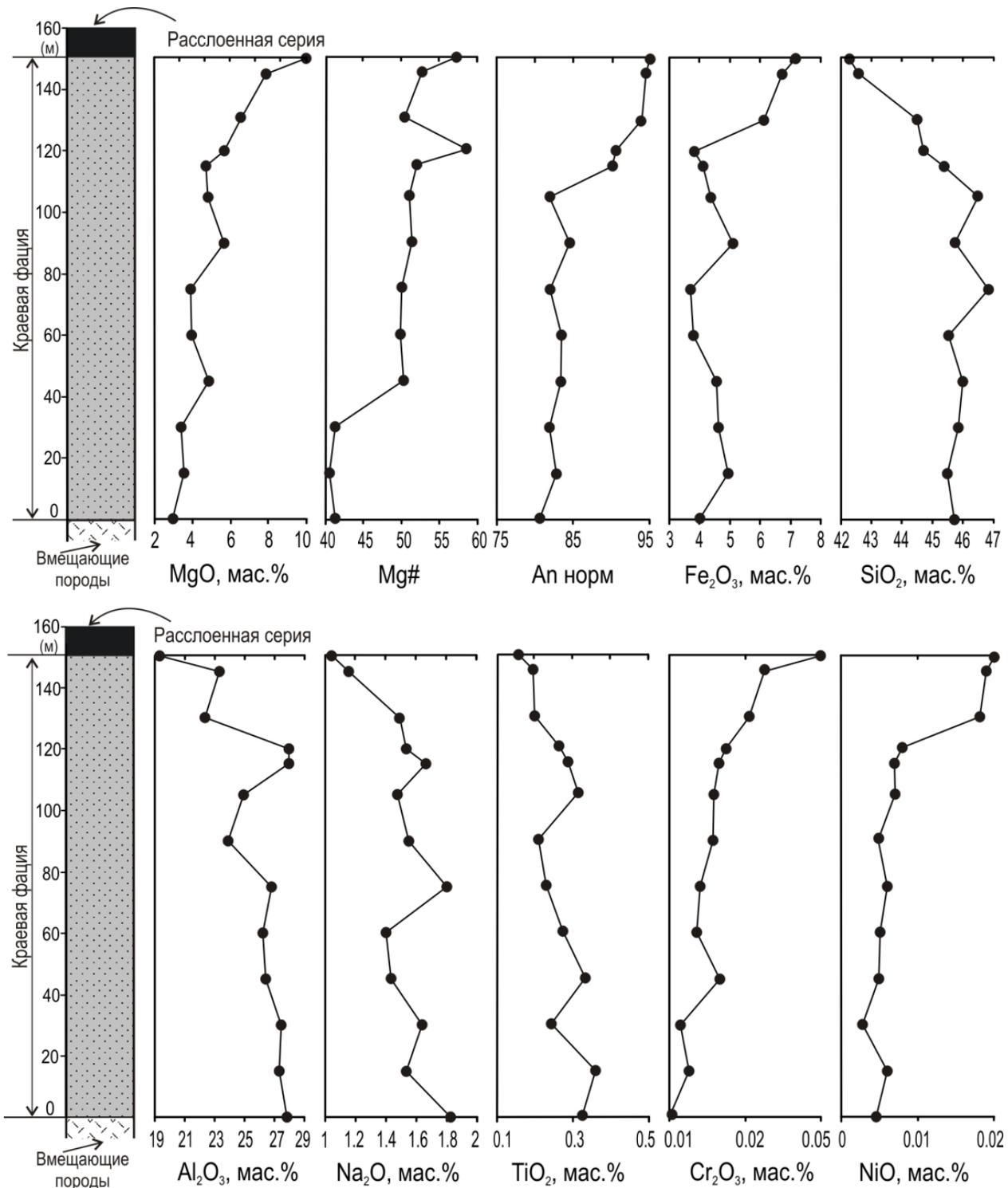


Рис. 3. Вариации химического состава амфиболовых габбро краевой фации Мажалькского перидотит-габбрового массива по разрезу А-В

Fig. 3. Stratigraphic section (A-B) with whole-rock chemical compositional variations through the marginal zone of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

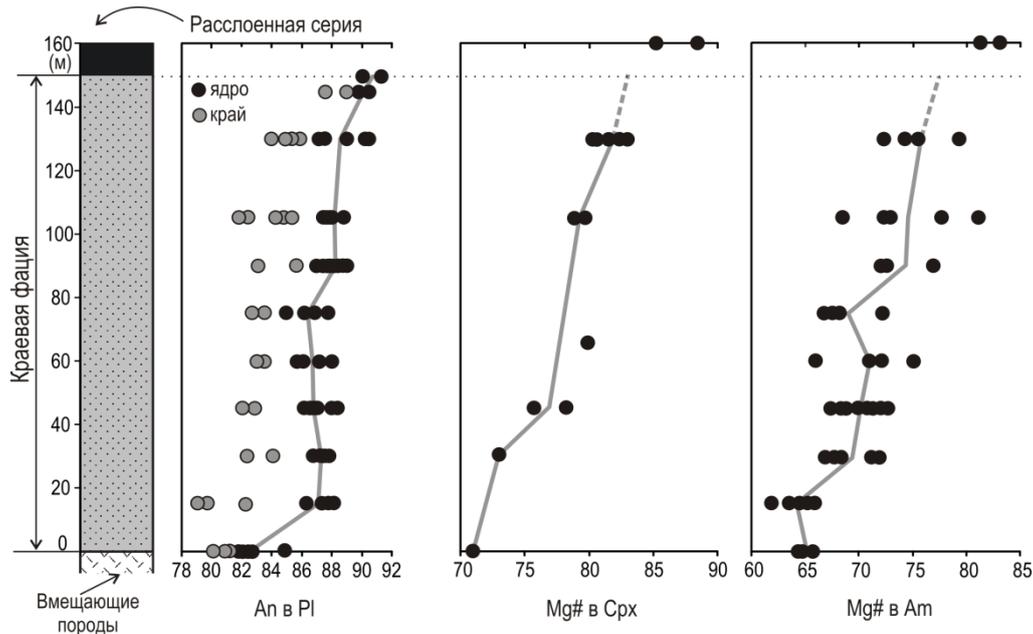


Рис. 4. Вариации химического состава породообразующих минералов амфиболовых габбро краевой фации Мажалыкского перидотит-габбрового массива по разрезу А-В

Fig. 4. Stratigraphic section (A-B) with mineral compositional variations through the marginal zone of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

Таблица 1

Химический состав (мас. %) амфиболовых габбро краевой фации и нижней части расслоенной серии Мажалыкского перидотит-габбрового массива

Table 1

Major element data (wt. %) for the amphibole gabbro of the marginal zone and the lower part of the layered series of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

Порода	Краявая фация												РС	
	Образец	E16	E17	E19	E20	E21	E22	E25	E24	BT23	BT22	E23		BT26
Высота, м	0	15	30	45	60	75	90	105	115	120	130	145	150	160
SiO ₂	45,7	45,5	45,9	46,0	45,5	46,8	45,7	46,5	45,4	44,7	44,5	42,6	42,1	39,0
TiO ₂	0,32	0,36	0,24	0,33	0,27	0,23	0,21	0,31	0,29	0,27	0,20	0,19	0,15	0,16
Al ₂ O ₃	27,9	27,3	27,5	26,4	26,2	26,8	23,9	24,9	27,0	27,9	22,4	23,3	19,3	1,88
Fe ₂ O ₃	4,00	4,95	4,64	4,57	3,80	3,70	5,10	4,38	4,13	3,81	6,12	6,74	7,19	13,1
MnO	0,05	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,09	0,07	0,18	0,17	0,12	0,20	0,11	0,13
MgO	2,95	3,54	3,42	4,85	3,97	3,89	5,67	4,80	4,72	5,69	6,53	7,91	10,0	30,4
CaO	14,9	14,9	14,9	15,0	14,8	14,7	14,6	15,4	14,6	15,3	15,5	17,6	17,8	5,3
Na ₂ O	1,82	1,53	1,64	1,43	1,40	1,80	1,55	1,47	1,66	1,53	1,49	1,16	1,01	0,01
K ₂ O	0,30	0,42	0,32	0,26	0,49	0,87	1,07	0,46	1,09	0,47	0,68	0,13	0,12	0,04
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,05	0,29
NiO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,11
ппп	1,26	1,40	1,47	1,09	1,33	1,82	2,07	1,52	1,12	0,86	2,24	0,86	0,88	8,38
Сумма	99,5	100	100	100	100	99,9	100	100	100	100	100	100	99,0	99,1
Mg#	41,2	40,4	41,2	50,2	49,8	49,9	51,3	51,0	52,0	58,6	50,3	52,7	57,0	68,8
An норм	80,7	82,8	81,9	83,5	83,5	82,0	84,6	82,0	90,1	90,7	94,0	94,9	95,0	98,2

Примечание. Все железо дано в форме Fe₂O₃, расчет магнезиальности производился с использованием мольных долей Mg и Fe, Mg#=100*Mg/(Mg + Fe) %. An норм рассчитан по методу CIPW. РС – расслоенная серия, дунит.

Note. Total Fe presented as Fe₂O₃, Mg#= 100*Mg/(Mg + Fe) mol %, An norm was estimated using CIPW method. PC – dunite from layered series.

Таблица 2

Представительные анализы химического состава (мас. %) плагиоклаза из амфиболовых габбро краевой фации
Мажалыкского перидотит-габбро массива

Table 2

Representative major element data (wt. %) for plagioclase from the amphibole gabbro of the marginal zone
of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

Обра- зец	T16				E17				E19			E20			E21				E22	
	ядро1	ядро2	ядро3	край3	ядро1	край1	ядро2	край2	ядро1	край1	ядро2	ядро1	ядро2	край2	ядро1	край1	ядро2	ядро3	ядро1	край1
SiO ₂	46,36	47,08	47,13	47,40	45,76	48,01	45,76	47,28	45,10	47,16	46,37	45,23	45,45	45,40	45,45	45,67	46,53	46,02	45,96	46,80
Al ₂ O ₃	34,10	33,58	33,67	33,40	33,91	32,74	33,73	33,12	33,60	33,34	33,74	34,16	34,29	32,93	33,86	32,60	33,48	33,82	34,46	33,56
FeO	0,19	0,16	0,13	0,15	0,24	0,20	0,22	0,16	0,17	0,08	0,22	0,17	0,14	0,12	0,20	0,21	0,16	0,19	0,21	0,13
CaO	16,96	16,47	16,53	16,36	17,95	16,29	17,87	16,94	17,84	16,95	17,79	17,81	17,33	15,91	17,97	16,40	17,68	17,64	17,53	16,52
Na ₂ O	1,66	2,02	1,91	2,13	1,42	2,38	1,59	2,03	1,36	1,97	1,49	1,34	1,33	1,90	1,37	1,78	1,61	1,58	1,37	1,88
K ₂ O	0,05	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,11
Сумма	99,4	99,4	99,5	99,5	99,3	99,7	99,2	99,6	98,1	99,5	99,7	98,8	98,6	96,4	98,9	96,7	99,5	99,3	99,6	99,1
An	85,0	81,8	82,7	80,9	87,5	79,1	86,1	82,2	87,9	82,6	86,8	88,0	87,8	82,2	87,9	83,6	85,9	86,1	87,6	82,9

Обра- зец	E22		E25				E24				E23					BT26		E18		
	ядро2	ядро3	ядро1	ядро2	край2	ядро3	край3	ядро1	край1	ядро2	край2	ядро1	ядро2	край2	ядро3	край3	ядро1	край1	ядро1	ядро2
SiO ₂	46,53	46,80	45,81	46,00	47,40	46,32	46,69	45,51	46,62	45,48	46,59	46,23	45,11	46,22	45,46	46,12	45,73	45,45	45,19	45,87
Al ₂ O ₃	34,31	34,20	34,92	34,68	34,02	34,89	34,53	34,20	33,91	34,52	33,92	30,70	34,60	34,13	34,47	34,02	34,24	34,18	34,77	34,85
FeO	0,14	0,14	0,23	0,24	0,24	0,21	0,17	0,25	0,10	0,19	0,25	0,10	0,19	0,17	0,21	0,22	0,23	0,25	0,16	0,20
CaO	17,42	16,99	18,13	17,69	17,01	18,16	17,55	18,05	16,92	17,68	17,11	18,11	17,92	17,06	17,40	16,79	18,05	17,93	17,73	17,85
Na ₂ O	1,47	1,66	1,25	1,42	1,89	1,32	1,56	1,26	1,73	1,36	1,71	1,08	1,23	1,64	1,40	1,73	1,09	1,40	1,08	1,16
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01
Сумма	99,9	99,8	100,4	100,1	100,6	101,0	100,6	99,3	99,3	99,3	99,6	99,5	99,1	99,3	99,0	99,0	99,3	99,6	99,0	100,1
An	86,8	85,0	88,9	87,3	83,3	88,4	86,1	88,8	84,4	87,8	84,7	90,3	89,0	85,2	87,3	84,3	90,1	87,6	91,0	90,0

Примечание. An = 100*Ca_{ф.е.}/(Ca_{ф.е.} + Na_{ф.е.})%, ф.е. получены при перерасчете состава плагиоклаза на 8 атомов кислорода.

Note. An = 100*Ca_{f.n.}/(Ca_{f.n.} + Na_{f.n.})%, f.n. was estimated by recalculation of plagioclase composition on 8 atoms of oxygen.

Таблица 3

Представительные анализы химического состава (мас. %) клинопироксенов из амфиболовых габбро краевой фации
и нижней части расслоенной серии Мажалыкского массива

Table 3

Representative major element data (wt. %) for clinopyroxene from the amphibole gabbro of the marginal zone
and the lower part of the layered series of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

Образец	Краевая фация											PC	
	E16	E19	E20		E24		E23					E26	
SiO ₂	55,11	55,92	51,23	55,61	51,51	51,64	53,13	51,91	52,52	53,43	53,74	51,32	53,81
TiO ₂	0,19	0,06	0,36	0,10	0,17	0,15	0,22	0,38	0,29	0,13	0,06	0,10	0,04
Al ₂ O ₃	2,38	2,5	2,29	2,29	2,84	2,45	1,58	2,61	2,05	0,81	0,20	2,48	0,90
FeO	8,13	7,99	6,90	6,88	6,91	6,60	5,74	6,31	6,20	6,12	5,66	4,76	3,90
MnO	0,26	0,30	0,23	0,23	0,23	0,19	0,24	0,27	0,24	0,24	0,26	0,21	0,14
MgO	12,46	12,13	13,92	12,06	14,45	14,62	14,78	14,39	14,15	14,63	14,77	15,45	16,80
CaO	19,45	20,48	22,59	22,20	21,85	22,93	23,78	22,61	23,72	24,09	25,06	23,39	23,77
Na ₂ O	0,23	0,40	0,31	0,18	0,37	0,30	0,22	0,36	0,28	0,19	0,11	0,18	0,14
Cr ₂ O ₃	0,07	0,01	0,23	0,02	0,12	0,05	0,10	0,20	0,20	0,04	0,03	0,57	0,16
Сумма	98,3	99,8	98,0	99,7	98,6	98,9	99,8	99,1	99,7	99,7	99,8	98,4	99,6
Mg#	71,0	73,0	78,2	75,7	78,8	79,8	82,1	80,3	80,3	81,0	82,3	85,3	88,5

Примечание. Mg# = 100*Mg_{ф.е.}/(Mg_{ф.е.} + Fe_{ф.е.})%, ф.е. получены при перерасчете состава клинопироксена на 6 атомов кислорода. PC – расслоенная серия, дунит.

Note. Mg# = 100*Mg_{f.n.}/(Mg_{f.n.} + Fe_{f.n.})%, f.n. was estimated by recalculation of clinopyroxene composition on 6 atoms of oxygen. PC – dunite from layered series.

Таблица 4

Представительные анализы химического состава (мас. %) амфиболов из амфиболовых габбро краевой фации и нижней части Мажалыкского перидотит-габбрового массива

Table 4

Representative major element data (wt. %) for amphibole from the amphibole gabbro of the marginal zone and the lower part of the layered series of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

Образец	Краевая фация													
	E16		E17			E19			E20			E21		
SiO ₂	47,15	49,47	44,92	47,69	48,16	48,60	50,45	49,33	44,53	47,66	47,78	45,52	48,48	50,27
TiO ₂	1,01	0,43	0,72	0,51	0,34	0,33	0,32	0,26	2,74	0,39	0,55	0,44	0,38	0,22
Al ₂ O ₃	6,71	5,16	9,75	7,07	6,65	6,04	5,89	5,58	11,36	8,04	7,24	9,66	6,50	5,02
FeO	13,64	13,64	14,26	13,57	14,55	13,56	11,38	12,96	11,39	10,70	11,35	10,69	13,31	11,27
MnO	0,25	0,27	0,25	0,25	0,26	0,28	0,22	0,31	0,22	0,22	0,24	0,21	0,32	0,25
MgO	14,09	14,66	13,00	14,77	14,22	15,37	16,40	15,72	13,81	16,01	15,51	14,70	14,54	16,29
CaO	11,77	11,76	12,07	11,67	11,76	12,19	12,75	12,43	11,05	11,14	11,51	12,76	12,06	12,39
Na ₂ O	0,79	0,55	1,11	0,96	0,94	0,90	0,52	0,65	1,75	1,26	1,01	1,28	0,79	0,63
K ₂ O	0,51	0,25	0,58	0,42	0,23	0,38	0,28	0,20	0,43	0,29	0,29	0,14	0,29	0,16
Cr ₂ O ₃	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,12	0,03	0,06	0,06	0,02	0,92	0,01	0,28
Сумма	98,5	98,7	99,2	99,4	99,6	100,2	100,8	100,0	99,8	98,3	98,0	98,8	99,2	99,3
Mg#	64,8	65,7	61,9	66,0	63,5	66,9	72,0	68,4	68,4	72,7	70,9	71,0	66,1	72,0

Образец	Краевая фация												PC	
	E22		E25			E24			E23			E26		
SiO ₂	48,12	48,59	48,69	50,26	52,76	48,25	50,72	52,76	55,09	50,05	50,37	50,43	46,68	43,61
TiO ₂	0,09	0,09	0,18	0,10	0,18	6,56	4,91	4,3	2,38	0,19	0,18	0,09	10,97	13,20
Al ₂ O ₃	7,21	6,96	6,15	6,00	4,30	0,48	0,16	0,18	0,09	6,15	5,87	6,50	0,02	0,02
FeO	12,84	13,18	13,14	11,31	8,91	12,77	11,22	8,91	8,13	11,33	10,71	8,54	6,34	7,08
MnO	0,27	0,33	0,21	0,37	0,19	0,22	0,30	0,19	0,26	0,35	0,28	0,31	0,10	0,06
MgO	15,44	14,88	15,30	16,69	17,73	14,74	16,73	17,73	19,45	16,53	17,47	18,88	17,55	17,34
CaO	11,34	11,70	11,42	11,73	12,55	11,98	11,98	12,55	12,46	12,24	12,22	12,12	12,63	12,65
Na ₂ O	1,11	0,91	0,96	0,88	0,46	0,86	0,64	0,46	0,23	0,30	0,26	0,23	1,89	2,33
K ₂ O	0,43	0,37	0,40	0,12	0,07	0,29	0,12	0,07	0,03	0,07	0,06	0,05	0,13	0,26
Cr ₂ O ₃	0,05	0,03	0,06	0,01	0,15	0,07	0,05	0,15	0,07	0,08	0,12	0,01	0,031	0,01
Сумма	99,4	99,5	99,0	100,0	99,8	98,7	99,3	99,8	100,7	99,3	99,5	99,1	98,8	99,1
Mg#	68,2	66,8	67,5	72,4	78,0	67,3	72,7	78,0	81,0	72,2	74,4	79,8	83,1	81,4

Примечание. Mg# = 100*Mg_{ф.е}/(Mg_{ф.е} + Fe_{ф.е}) %, ф.е. получены при перерасчете состава амфибола на 23 атома кислорода. PC – расслоенная серия, дунит. Сумма дана с учетом 2% H₂O.

Note. Mg# = 100*Mg_{г.н}/(Mg_{г.н} + Fe_{г.н}) %, f.n. was estimated by recalculation of amphibole composition on 23 atoms of oxygen. PC – dunite from layered series. Total with 2% H₂O.

Дискуссия

Существующие модели формирования обратной зональности. Обширная география исследованных объектов доказывает, что обратная зональность проявляется в краевых зонах магматических тел по всему миру, независимо от возраста, структурного положения, размера и формы тела и даже от состава исходной магмы.

В научной литературе обсуждается несколько моделей образования обратной зональности в краевых фациях (краевых реверсий):

1. Контаминация вмещающих пород [Tyson, Chang, 1984].

2. Многократное поступление расплава в камеру [Morse, 1981; Henderson et al., 2000; Gibb, Henderson, 2005; Latypov et al., 2011].

3. Стратификация магмы по составу [Wilson, Engell-Sørensen, 1986].

4. Переохлаждение [Wager, Brown, 1968; Miller, Ripley, 1996].

5. Эффект Core [Latypov, 2003; Latypov et al., 2007].

6. Осаждение интрателлурических вкрапленников [Frenkel et al., 1989; Marsh, 1989; Helz et al., 1989; Ariskin, Yaroshevsky, 2006].

7. Дифференциация течения [Bhattacharji, Smith 1964; Bhattacharji, 1967; Marsh, 1996; Gibb, Henderson, 2005].

8. Уменьшение количества интеркумулусной жидкости от контакта вследствие композиционной конвекции [Raedeke, McCallum, 1984; Jaupart, Tait, 1995; Tait, Jaupart, 1996; Lundstrom et al., 2007; Huang et al., 2009].

9. Перераспределение интеркумулусной жидкости вследствие компакти и термальной миграции [Boudreau, Philpotts, 2002; Lundstrom et al., 2007; Huang et al., 2009].

В подробном обсуждении этих моделей [Latypov, 2003, 2015] было показано, что их можно объединить в две группы. В первую входят модели, в которых формирование краевой фации и обратной зональности происходит в магматической камере, развивающейся как открытая система (контаминация вмещающих пород, многократное поступление расплава в камеру, стратификация магмы по составу). В противоположность, в других моделях магматическая камера развивается как закрытая система, и образование обратной зональности происходит за счет внутренних процессов (осаждение интрателлурических вкрапленников, переохлаждение, композиционная конвекция, дифференциация течения, компакция). Все эти модели в той или иной степени объясняют обратный тренд по петрогенным и редким элементам (MgO, Mg#, TiO₂, REE) в краевой фации расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузивов. Однако ни в одной из этих моделей, за исключением модели с переохлаждением расплава, не рассматривается гораздо более важный фактор, а именно составы породообразующих минералов. А ведь именно состав минералов может дать более важную информацию о ходе кристаллизации, поскольку отражает состав кристаллизующегося расплава без вклада интеркумулусной жидкости, что всегда приходится учитывать в моделях на основе валового состава пород. Особенно показателен состав плагиоклазов, поскольку в силу малых коэффициентов диффузии компонентов, он не переуравновешивается при взаимодействии с интеркумулусным расплавом, что может происходить с оливином.

Модель формирования обратной зональности в Мажалыкском массиве. Построение модели формирования краевой зоны Мажалыкского массива основано на следующих геологических и петрологических характеристиках: 1) краевая зона и расслоенная серия массива образуют две отдельных части; 2) контакт между этими частями массива резкий, с резким скачком по составам минералов и породы в целом; 3) краевая зона состоит из лейкократовых амфиболовых габбро без элементов расслоенности, тогда как расслоенная серия состоит из ритмически расслоенных перидотитов и габброидов; 4) в краевой фации проявлена обратная зональность как в составах минералов, так и в породе в целом; 5) обратные тренды составов минералов и пород расслоенной серии прерываются более примитивными составами минералов и пород вышележащей расслоенной серии; 6) плагиоклаз в краевой фации зональный; это может свидетельствовать о том, что его ядерные части первичномагматические и не переуравновешивались при взаимодействии с расплавом; 7) содержание An компонента увеличивается вверх по разрезу краевой фации не только в ядерной части плагиоклазов, но и в краевых тоже; 8) породы краевой зоны

являются наиболее эволюционированными породами массива и содержат максимальные количества SiO₂, щелочей и минимальные MgO.

На основе детальных исследований ультрамафит-мафитовых интрузивов и силлов было выделено два типа обратной зональности в краевых фациях (краевой реверсии) (см. рис. 5, *a*) [Latypov et al., 2011; Latypov, 2015]. Наиболее распространенный первый тип, так называемая полная реверсия, когда обратные тренды в породах краевой фации достигают максимума (кроссовер максимум) на контакте с расслоенной серией и далее кристаллизуются породы с обычными для фракционной кристаллизации трендами [Latypov et al., 2011]. Второй тип проявляется, если кристаллизация краевой фации прерывается, например, внедрением большой порции более примитивной магмы в камеру, из которой образуется расслоенная серия. В результате формирование краевой фации прекращается, а между расслоенной серией и краевой фацией образуется резкий разрыв в составах минералов и пород (рис. 5, *b*). Такая обратная зональность была названа прерванной [Latypov et al., 2011]. Обратная зональность в Мажалыкском массиве может быть отнесена именно ко второму типу. Модель формирования такой обратной зональности не предполагает кристаллизацию пород краевой зоны в условиях закрытой системы. Модели, в которых образование обратной зональности происходит в закрытой системе за счет внутренних процессов, предсказывают, что составы минералов (особенно плагиоклаза) остаются либо постоянными, либо более эволюционированными по мере кристаллизации краевой фации [Latypov et al., 2003; Latypov, 2015].

Ранее на основе данных, полученных по другим массивам [Latypov et al., 2011; Egorova, Latypov, 2012a, 2012b] и на основе критического обзора существующих концепций была предложена модель образования обратной зональности в краевых зонах ультрамафит-мафитовых интрузивов и силлов [Latypov, 2015]. Согласно этой теории, образование обратной зональности происходит в открытой системе вследствие непрерывного поступления в камеру все более примитивного расплава, фракционирующего в подводящем канале или в промежуточной камере. Далее на уровне становления по мере удаления от холодного контакта уменьшается степень переохлаждения, что приводит к образованию плагиоклазов с более высоким содержанием анортитового компонента и мафических минералов с более высокой магнизиальностью. Для многих интрузивов уже доказано многоактное внедрение новых порций магм разного состава. При этом допускается, что на глубине существуют промежуточные камеры, в которых происходит фракционирование первичных магм до их внедрения в наблюдаемую камеру. Суще-

вание таких промежуточных камер показано на примере габбро-монцо-диоритовых интрузивов Юго-Восточной Тувы (Башкымугурский массив) [Egorova et al., 2006]. В Мажалыкском массиве в перидотитах расслоенной серии были обнаружены крупные зерна клинопироксенов, с более высоким содержанием Al_2O_3 [Бородина и др., 2014], что может свидетельствовать о присутствии промежуточной камеры под Мажалыкским массивом. Для многих вулканических провинций доказано, что излияния вулканов как раз и начинаются с более кислых магм, постепенно становясь все более основными (примитивными). Поэтому первый фактор в нашей модели не противоречит данным, наблюдаемым в природе. Этот фактор имеет наибольший эффект при формировании обратной зональности. Другой фактор – уменьшение степени переохлаждения по мере удаления от контакта – давно известное явление, описанное еще Уайджером и Брауном [Wager, Brown, 1968]. Эти факторы, сведенные в одну модель, учитывают не только поведение петрогенных и редких элементов в породах краевой фации в целом, но и адекватно объясняют изменение состава (обратного фракционного тренда) породообразующих минералов [Laturov, Egorova, 2012; Egorova, Laturov, 2013].

Таким образом, формирование краевой фации Мажалыкского массива происходило следующим образом. Вначале магматическая камера заполняется базальтовым расплавом с невысоким содержанием MgO , фракционирование которого происходило либо в глубинной камере либо в подводящем канале. По мере поступления состав расплава становится все менее фракционированным, т.е. более магниальным и более высокотемпературным (рис. 6, а). Кристаллизующиеся от контакта вверх по разрезу породы и темноцветные минералы становятся все более магниальными, уменьшается содержание SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O . Более того, интеркумуляусная жидкость тоже становится все более магниальной, что демонстрируется составом первично-магматического амфибола. Формирование краевой фации прерывается внедрением большой порции примитивного базальтового расплава, который, кристаллизуясь, образует расслоенную серию. Образование пород расслоенной серии Мажалыкского массива идет согласно обычным трендам фракционной кристаллизации с уменьшением магниальности пород вверх по разрезу (рис. 6, б).

Используя состав плагиоклазов краевой фации, мы попытались оценить степень фракционирования и состав поступающих в камеру порций расплава относительно родоначального расплава. Наша гипотеза предполагает, что поступающая магма фракционирует в подводящем канале и в камеру поступает все более примитивный расплав. С использованием

программы COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004], было проведено моделирование фракционной кристаллизации родоначального расплава Мажалыкского массива. В качестве родоначального расплава был принят средневзвешенный состав расслоенной серии [Бородина и др., 2004]. Моделирование проводилось при давлении 2 кбар, буфере QFM и содержании воды 0,5 мас. %. Каждый образец краевой фации был принят за отдельную порцию поступающего расплава. Используя максимальное содержание анортитового компонента в ядрах плагиоклаза (т.е. ликвидусный состав плагиоклаза) для каждого образца, мы оценили, при какой степени фракционирования родоначального расплава начинает кристаллизоваться плагиоклаз данного состава. Такая оценка была проведена для каждого образца из краевой фации Мажалыкского массива. На рис. 7 показаны температура и степень фракционирования, при которых кристаллизуются плагиоклазы с максимальным анортитовым компонентом. На рис. 7 видно, что составы модельных клинопироксенов, кристаллизующихся совместно с такими плагиоклазами, близки к составам реально наблюдаемых.

Таким образом, мы посчитали, что сначала в приконтактовую часть массива поступают расплавы со степенью фракционирования около 63 % (см. рис. 7). Во время этого процесса рассчитанные составы магмы становятся все более примитивными. Постепенно степень фракционирования уменьшается до 37 %, а затем процесс прерывается поступлением в камеру основной порции расплава, из которого кристаллизуется расслоенная серия. Таким образом, степень фракционирования расплавов, формирующих краевую фацию Мажалыкского массива, должна быть существенной. Из этого следует, что породы краевых фаций расслоенных интрузивов непригодны для определения состава родоначального расплава.

В некоторых моделях, объясняющих образование обратной зональности, появление такой зональности объясняется изменением количества или перераспределением и составом интеркумуляусной жидкости в процессе кристаллизации пород [Boudreau, Philpotts, 2002; Aarnes et al., 2008]. Чтобы оценить влияние интеркумуляусной жидкости, мы посчитали ее количество в каждом образце, используя формулу Морзе [Morse, 1979, 2012].

На примере интрузии Киглапат была показана зависимость разницы анортитового компонента в ядре и краевой части плагиоклаза и количества интеркумуляусной жидкости. Используя эмпирическую формулу $Pr = 2,19 * (An\ range) - 7,61$, где Pr – количество интеркумуляусной жидкости (%), $An\ range = (An_{max} - An_{min})$, мы оценили количество интеркумуляусной жидкости для каждого образца.

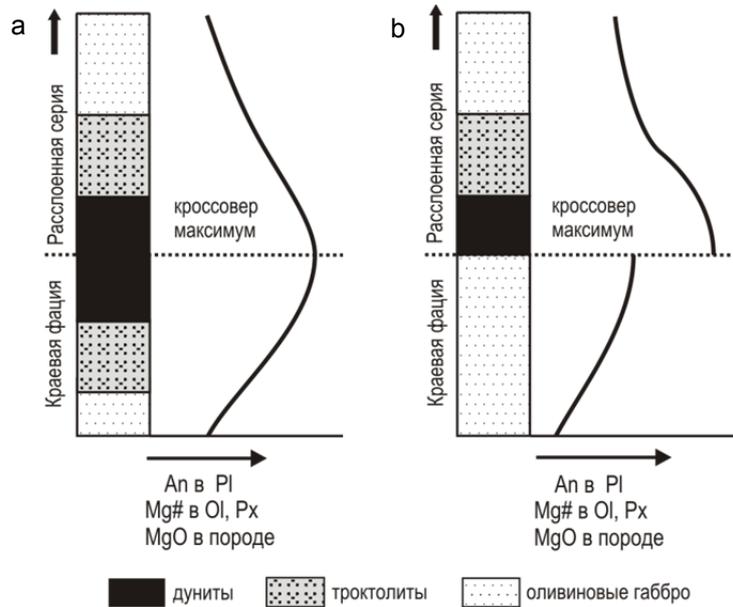


Рис. 5. Схема двух типов обратной зональности в расслоенных интрузивах [Latypov et al., 2011]

a – полная обратная зональность (реверсия), *b* – прерванная обратная зональность (реверсия)

Fig. 5. Cartoon illustrating two different types of marginal reversal in layered intrusions after [Latypov et al., 2011]

a – fully-developed marginal reversal, *b* – an aborted marginal reversal

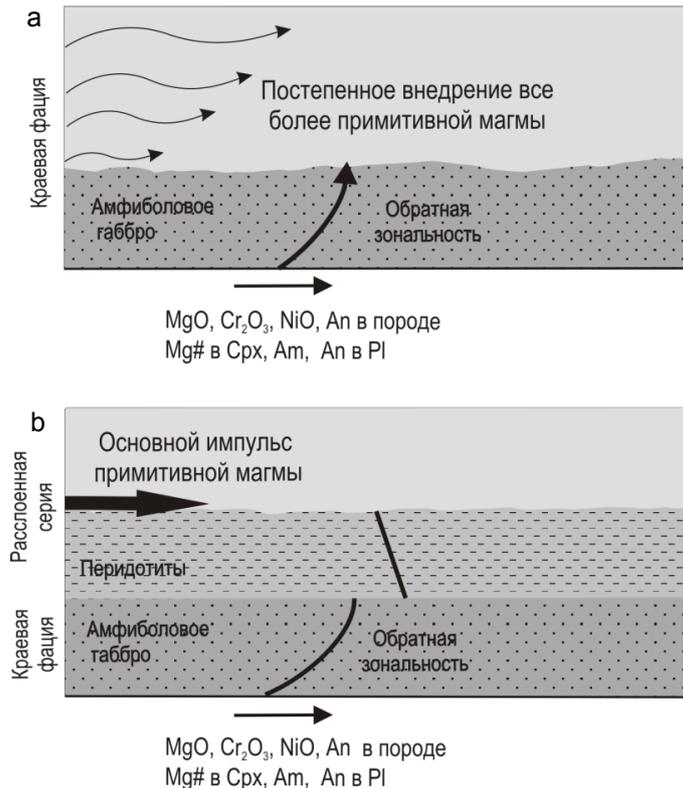


Рис. 6. Схематичная иллюстрация модели образования обратной зональности в краевой фации

Мажалыкского перидотит-габбрового массива

Обратная зональность формируется на начальном этапе заполнения магматической камеры из расплава, который по мере заполнения камеры становится все более примитивным по составу. При этом кристаллизующиеся пироксены становятся все более магнезиальными, а в плагиоклазе увеличивается содержание анортитового компонента (*a*). Формирование краевой фации прерывается большим импульсом внедрения примитивной магмы с последующим формированием расслоенной серии (*b*)

Fig. 6. Schematic illustration of the formation of the marginal reversal of the Mazhalyk peridotite-gabbro intrusion

A marginal zone crystallizing from inflowing magmas that become more primitive in composition with time, with rocks and minerals becoming more primitive in composition inwards (*a*). This is followed by a major influx of a new primitive magma that terminates the development of the marginal reversal and restarts crystallization of the layered series (*b*)

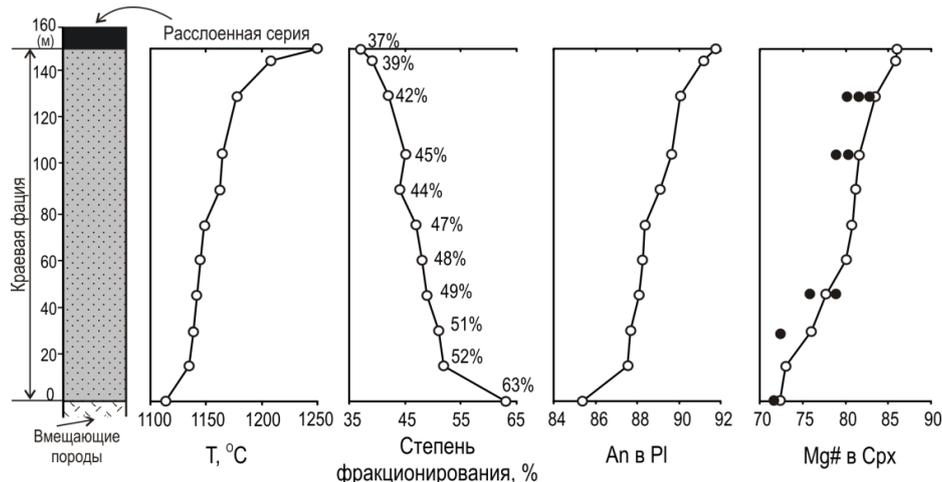


Рис. 7. Изменение температуры, степени фракционирования и составов минералов при образовании краевой фации Мажалыкского массива в открытой системе в процессе непрерывного поступления все более примитивной (более магнезиальной) магмы в камеру из подводящего канала или из промежуточной магматической камеры на глубине

На рисунке показаны температуры и степень фракционирования, при которых кристаллизуются плагиоклазы с максимальным анортитовым компонентом (т.е. ликвидусный состав плагиоклаза). Оценки степени фракционирования, температуры и состава минералов проведены с использованием программы COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004]. Черные кружки – реальные составы моноклинных пироксенов, белые кружки – составы, полученные при моделировании. Для плагиоклазов показаны реальные составы, использованные при моделировании

Fig. 7. Plots showing the stratigraphically constrained changes in temperatures, degree of fractionation and compositions of minerals crystallizing from inflowing magmas that produced basal reversal in Mazhalyk intrusion

The mineral compositions were derived by fractional crystallization of the parental magmas [Borodina et al., 2004] to an extent resulting in the maximum An content of plagioclase cores observed in each sample from the basal reversals. Calculations were carried out using the software package COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004]. Filled circles are real composition of clinopyroxenes and open circles are modeled clinopyroxenes. Plot show real composition of plagioclase using for model calculations

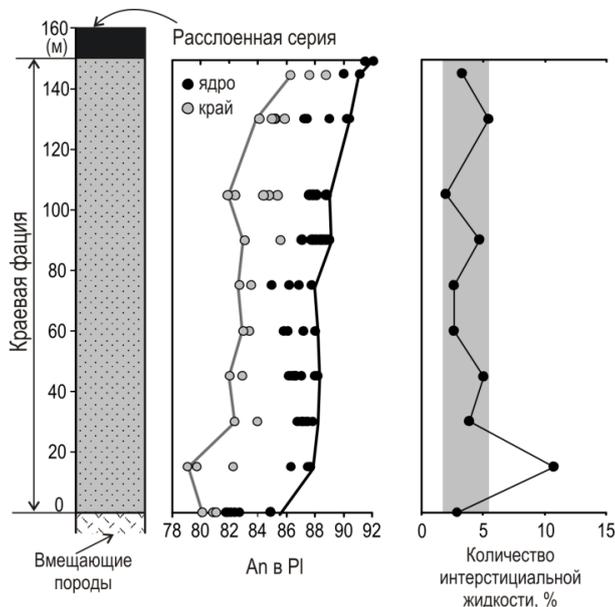


Рис. 8. Вариации количества интеркумулусной жидкости вверх по разрезу краевой фации Мажалыкского массива

Количество интеркумулусной жидкости рассчитано по формуле $Pr = 2,19 \cdot (An_{range}) - 7,61$, где Pr – количество интеркумулусной жидкости (%), An range – $(An_{max} - An_{min})$ [Morse, 1979, 2012]. An_{max} – ядро, An_{min} – край плагиоклаза

Fig. 8. Stratigraphic variations in the amount of trapped melt in rocks from the basal reversals of the Mazhalyk intrusion

The residual porosity (filled circles) was calculated using the following equation: $Pr = 2,19 \cdot (An_{range}) - 7,61$, where Pr is residual porosity (%) and An range – $(An_{max} - An_{min})$ in each sample [Morse, 1979, 2012]. An_{max} and An_{min} are from plagioclase cores and rims respectively

Результаты показали, что количество интеркумулусной жидкости колеблется в узких пределах от 3 до 6%, за исключением одного образца, и остается практически постоянным на всем протяжении разреза краевой фации (см. рис. 8). Состав же этой жидкости тоже становится все более магнезиальным вверх по разрезу краевой фации, что подтверждается увеличением магнезиальности позднемагматического амфибола и увеличением содержания анортитового компонента в краевых зонах плагиоклазов. Таким образом, интеркумулусная жидкость не оказывает существенного влияния на формирование обратных

трендов в краевой фации Мажалыкского массива. На рис. 9 показаны составы пород Мажалыкского массива и модельные составы пород, рассчитанные с использованием программы COMAGMAT. Анализируя распределения петрогенных компонентов, полученных расчетным путем, устанавливается их схожесть с трендами распределения в реальных породах. Соответствие рассчитанных и природных трендов содержаний петрогенных компонентов может служить основным критерием оптимальности модели для объяснения образования обратной зональности в краевой фации Мажалыкского массива.

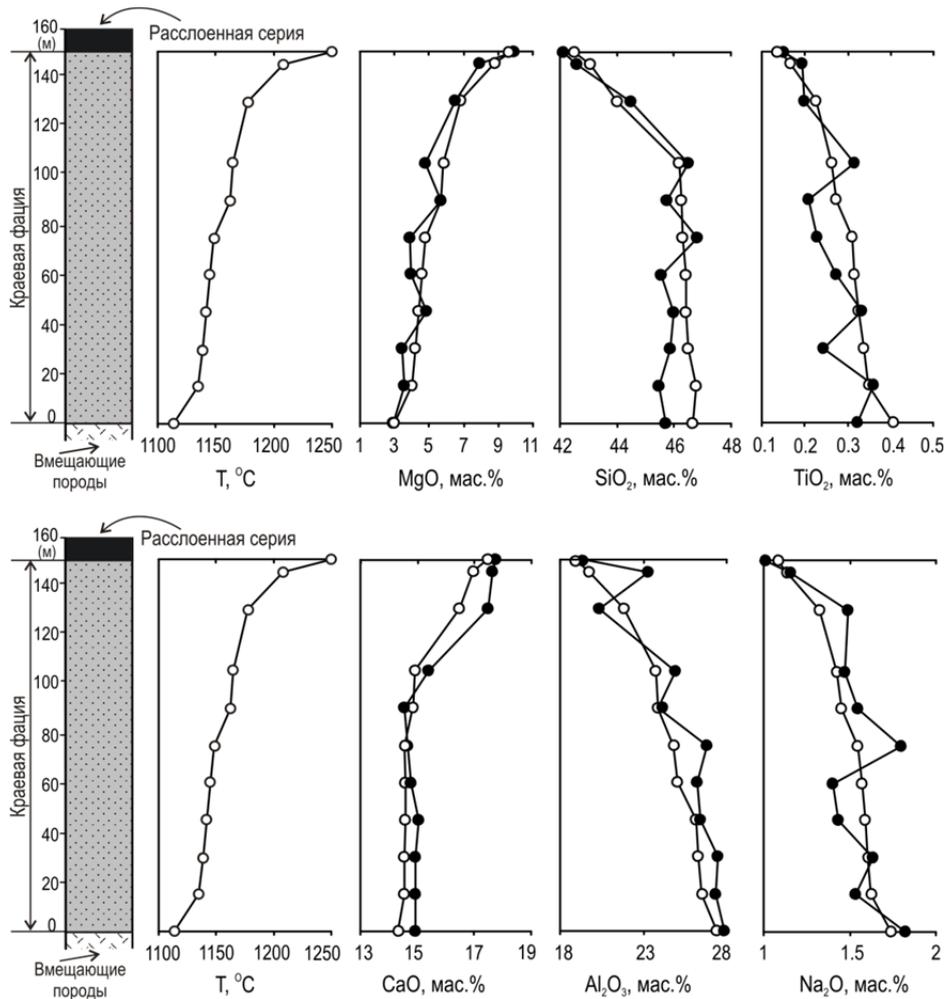


Рис. 9. Изменение петрохимического состава реальных (черные кружки) и модельных (белые кружки) пород вверх по разрезу краевой фации Мажалыкского массива

Моделирование проводилось с использованием программы COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004], при давлении 2 кбар, буфере QFM и содержании воды 0,5 %

Fig. 9. Stratigraphic variations of real (filled circles) and modeling (open circles) composition of the basal reversals in the Mazhalyk intrusion

Calculations were carried out using the software package COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004] under 2 kbar and 0,5 % water content

Заключение

Как показали наши исследования, обратная зональность – это распространенное явление в краевых

фациях расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузивов. Однако при изучении краевых фаций немного внимания уделяется минеральному составу пород. Тем временем именно минеральный состав (в частно-

сти, состав плагиоклаза и пироксенов) содержит более точную информацию о процессе кристаллизации и образования обратной зональности в этих породах. Наши исследования показывают необходимость дальнейшего изучения именно составов минералов в краевых фациях для лучшего понимания процессов, происходящих на начальной стадии формирования расслоенных интрузивов, а также процессов в промежуточных камерах и подводящих каналах.

Другой немаловажный аспект исследований состоит в том, что состав краевых фаций часто рассматривают как состав родоначального расплава для всего расслоенного интрузива. Нужно отметить, что

на всех графиках составы пород краевой фации Мажалыкского массива и ряда других [Latypov, Egorova, 2012a, 2012b] являются наиболее фракционированными относительно даже самых лейкократовых пород расслоенной серии. Следовательно, породы краевых фаций не являются репрезентативными для определения состава родоначального расплава. Скорее, они являются наиболее эволюционированной частью расплава после его фракционирования в промежуточных камерах или подводящем канале.

Работа выполнена в соответствии с государственным заданием ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Бородин Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э.** Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тыва) // Геология и геофизика. 2004. № 9. С. 1074–1091.
- Волохов И.М., Иванов В.М., Арнаутов Н.В.** Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола, Тува). Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972. С. 130–145.
- Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 191 с.
- Aarnes I., Podladchikov Yu.Y., Neumann E.-R.** Post-emplacement melt flow induced by thermal stresses: Implications for differentiation in sills // Earth and Planet Science Letters. 2008. V. 276. P. 152–166.
- Alapieti T.T.** The Koillismaa layered igneous complex, Finland- its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium // Geological Survey of Finland. 1982. Bulletin 319. 116 p.
- Ariskin A.A., Yaroshevsky A.A.** Crystallization differentiation of intrusive magmatic melt: Development of a convection-accumulation model // Geochemistry International. 2006. V. 44. P. 72–93.
- Ariskin A.A., Barmina G.S.** COMAGMAT: development of a magma crystallization model and its petrologic applications // Geochemical Intern. 2004. V. 42 (Suppl. 1): S1–157 A.
- Bédard J.H.J.** The development of compositional and textural layering in Archaean komatiites and in Phanerozoic komatiitic basalts from Cape Smith, Quebec, Canada // Parson I. (ed.) Origin of Igneous Layering. Dordrecht: D. Reidel, 1987. P. 399–418.
- Bhattacharji S.** Scale model experiments on flowage differentiation on sills // Wyllie P.J. (ed.) Ultramafic and Related Rocks. N.Y.: Wiley, 1967. P. 69–70.
- Bhattacharji S., Smith, C.H.** Flowage differentiation // Science. 1964. V. 14. P. 150–153.
- Boudreau A.E., Philpotts A.J.** Quantitative modeling of compaction in the Holyoke flood basalt flow, Hartford Basin, Connecticut // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 144. P. 176–184.
- Campbell I.H.** Some problem with the cumulate theory // Lithos. 1987. V. 11. P. 311–323.
- Chistyakova S.Yu., Latypov R.M.** On the development of internal chemical zonation in small mafic dykes // Geological Magazine. 2010. V. 147. P. 1–12.
- Chistyakova S.Yu., Latypov R.M.** Two independent processes responsible for compositional zonation in mafic dykes of the Åland-Åboland Dyke Swarm, Kestiö Island, SW Finland // Lithos. 2009. V. 112. P. 382–396.
- Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E.** The lithosphere beneath Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // Mineralogy and Petrology. 2006. V. 88 (3–4). P. 419–441.
- Egorova V., Latypov R.M.** Mafic-ultramafic sills: new insights from M- and S-shaped mineral and whole-rock compositional profiles // Journal of Petrology. 2013. V. 54 (10). P. 2155–2191.
- Egorova V., Latypov R.M.** Prolonged magma emplacement as a mechanism for the origin of marginal reversal of the Fongen-Hyllingen layered intrusion, Norway // Geological Magazine. 2012a. V. 53. P. 1–18.
- Egorova V., Latypov R.M.** Processes operating during the initial stage of magma chamber evolution: insights from marginal reversal of the Imandra Layered Intrusion, Russia // Journal of Petrology. 2012b. V. 53 (1). P. 3–26.
- Foland K.A., Gibb F.G.F., Henderson C.M.B.** Pattern of Nd and Sr isotopic ratios produced by magmatic and postmagmatic processes in the Shiant Isles Main Sill, Scotland // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 139. P. 655–671.
- Frenkel M.Ya., Yaroshevsky A.A., Ariskin A.A., Barmina G.S., Koptev-Dvornikov E.V., Kireev B.S.** Convective-cumulative model simulating the formation process of stratified intrusions // Magma-Crust Interactions and Evolution. Theophrastus Publ., 1989. P. 3–88.
- Galerne C.Y., Neumann E.-R., Aarnes I., Planke S.** Magmatic differentiation processes in saucer-shaped sills: Evidence from the Golden Valley Sill in the Karoo Basin, South Africa // Geosphere. 2010. V. 6. P. 163–188.
- Gibb F.G.F., Henderson C.M.B.** Chemistry of the Shiant Isles Main Sill, NW Scotland, and wider application for petrogenesis of mafic sills // Journal of Petrology. 2005. V. 47. P. 191–230.
- Gorring M.L., Naslund H.R.** Geochemical reversals within the lower 100 m of the Palisades sill, New Jersey // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1995. V. 119. P. 263–276.
- Helz R.T., Kirschenbaum H., Marinenko J.W.** Diapiric transfer of melt in Kilauea Iki lava lake, Hawaii: A quick, efficient process of igneous differentiation // Geolog. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 578–94.
- Henderson C.M.B., Gibb F.G.F., Foland K.A.** Mineral fractionation and pre- and post-emplacement processes in the uppermost part of the Shiant Isles Main Sill, SW Scotland // Trans R. Soc. Edinb. (Earth Sci.). 2000. V. 77. P. 325–347.

Huang F., Lundstrom C.C., Glessner, J., Ianno A., Boudreau, A., Li J., Ferré E.C., Marshak S., Defrates J. Chemical and isotopic fractionation of wet andesite in a temperature gradient: experiments and models suggesting a new mechanism of magma differentiation // *Geochem et Cosmochim Acta*. 2009. V. 73. P. 729–749.

Irvine T.N. Magmatic infiltration metasomatism, double diffusive fractional crystallization and adcumulus growth in the Muskox Intrusion and other layered intrusions // *Physics of Magmatic Processes* / ed. by R.B. Hargraves. Princeton, NJ : Princeton University Press, 1980. P. 325–383.

Jaupart C., Tait S. Dynamic of differentiation in magma reservoirs // *Journal of Geophysical Research*. 1995. V. 100 (17). P. 617–636.

Latypov R.M. The origin of marginal compositional reversals in basic-ultrabasic sills and layered intrusions by Soret fractionation // *Journal of Petrology*. 2003. V. 44. P. 1579–1618.

Latypov R.M. Basal reversals in mafic sills and layered intrusions // *Layered intrusions*. Springer, 2015. P. 259–295.

Latypov R.M., Egorova V.V. Plagioclase compositions give evidence for in situ crystallization under horizontal flow conditions in mafic sills // *Geology*. 2012. V. 40. P. 883–886.

Latypov R.M., Hanski E., Lavrenchuk A., Huhma H., Havela T. A “three-increase model” for origin of marginal reversal in the Koitelainen layered intrusion, Finland // *Journal of Petrology*. 2011. V. 52. P. 733–764.

Latypov R.M., Chistyakova S.Yu., Alapieti T.T. Revisiting the problem of chilled margins associated with marginal reversals in mafic-ultramafic intrusive bodies // *Lithos*. 2007. V. 99. P. 178–206.

Lundstrom C.C., Boudreau A., Huang F., Ianno A.J. Magma differentiation in T gradient: thermal migration and Soret effects are not dead! Goldschmidt Conference Abstracts, *Geochem et Cosmochim Acta*, 2007. A602.

Marsh B.D. On convective style and vigor in sheet-like magma chambers // *Journal of Petrology*. 1989. V. 30. P. 479–530.

Marsh B.D. Solidification fronts and magmatic evolution // *Mineralogy Magazine*. 1996. V. 60. P. 5–40.

Miller J.D., Ripley E.M. Layered intrusions of the Duluth Complex, Minnesota, USA // Cawthorn R.G. (eds.). *Layered Intrusions. Developments in Petrology*. Elsevier Science B. 1996. V. 15. P. 257–301.

Moore J., Evans B. The role of olivine in the crystallization of prehistoric lava lake, Hawaii // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1967. V. 15. P. 202–223.

Morse S.A. Plagioclase An range and residual porosity in igneous cumulates of the Kiglapait intrusion // *Journal of Petrology*. 2012. V. 53 (5). P. 891–918.

Morse S.A. Kiglapait geochemistry II: Petrography // *J. Petrol.* 1979. V. 20. P. 591–624.

Morse S.A. Kiglapait geochemistry IV: The major elements // *Geochem et Cosmochim Acta*. 1981. V. 45. P. 461–479.

Raedeke L.D., McCallum I.S. Investigations in the Stillwater complex: Part II. Petrology and petrogenesis of the ultramafic series // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. P. 395–420.

Tait S., Jaupart C. The producing of chemically stratified and adcumulate plutonic igneous rocks // *Mineralogical Magazine*. 1996. V. 60. P. 99–114.

Tyson R.M., Chang L.L.Y. The petrology and sulfide mineralization of the Partridge River troctolite, Duluth Complex, Minnesota // *Canadian Mineralogist*. 1984. V. 22. P. 23–38.

Wager L.R., Brown G.M. *Layered Igneous Rocks*. Edinburgh: Oliver & Boyd. 1968. 588 p.

Wilson J.R., Engell-Sørensen O. Basal reversals in layered intrusions: evidence for emplacement of compositionally stratified magma // *Nature*. 1986. V. 326. P. 616–618.

Авторы:

Егорова Вера Вячеславовна, Ph.D., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: verae@igm.nsc.ru

Шелепаев Роман Аркадиевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: rshel@igm.nsc.ru

Geosphere Research, 2020, 3, 17–33. DOI: 10.17223/25421379/16/2

V.A. Egorova, R.A. Shelepaev

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

MARGINAL REVERSAL IN MARGINAL ZONE OF MAFIC-ULTRAMAFIC LAYERED INTRUSIONS, INSIGHTS FROM THE MAZHLYK PERIDOTITE-GABBRO INTRUSION (SOUTH-EASTERN TUVA, RUSSIA)

Marginal zones of igneous bodies are the first products of magma crystallization produced during the initial stage of magma emplacement into magma chambers. This stage is very important for petrological studies of intrusive rocks, but still remains, however, insufficiently understood. The progress in its understanding is significantly hampered by the paucity of critical observations on the marginal zones of igneous bodies. To fill this gap, we have undertaken a detailed petrographic, geochemical and especially mineralogical study of marginal zones of the Mazhalyk peridotite-gabbro layered intrusion (South-Eastern Tuva, Russia). The study has resulted in observations that provide new constraints on and insights into the processes operating at magma chamber margins during the initial filling, subsequent crystallization and solidification of basaltic magma chambers.

The rocks of marginal zone of Mazhalyk intrusion become more primitive from the base upwards as exemplified by a significant increase in whole-rock MgO (from 2,9 to 10 wt. %), Mg-number (from 41 to 57 %), and normative An-content (from 80 to 95 %) whereas all incompatible components reveal an upward decrease, e.g. TiO₂ (from 0,32 to 0,15 wt. %), Na₂O (from 1,82 to 0,1 wt. %), P₂O₅ (from

0,04 to 0,01 wt. %). The reverse trends are also evident from an upward increase in the An-content of plagioclase (from 81 to 91 %) and Mg-number of clinopyroxene (from 70 to 83 %) and amphibole (from 62 to 79 %).

The marginal zone ends abruptly at the base of the Layered Series. The boundary between these two major units is a sharp break in terms chemical composition, mineral composition and crystallization sequence. The marginal zone can thus be viewed as an example of an aborted reversal. The Layered Series of the Mazhalyk intrusion show inward decreases in whole-rock MgO, Mg-number, and normative An-content as expected from normal fractional crystallization.

A major result of this study is that the formation of the marginal reversal of the Mazhalyk intrusion was from inflowing magmas which become more primitive in composition with time. The data indicate that filling of the chamber started with evolved liquids that likely represent the leading fractionates of parental basaltic magma that crystallized against sidewalls of a deep conduit system or in deep magma chamber. Then inflowing magmas become more primitive (have higher MgO) and marginal zone crystallizing from such inflowing magmas acquires features of a typical marginal reversal, with rocks and minerals becoming more primitive in composition inwards. This is followed by a new major influx of a primitive magma that terminates the development of a marginal reversal and re-starts crystallization with more primitive mineral and rock compositions of the Layered Series. This results in the formation of a sharp compositional break of the Layered Series with the underlying rocks of marginal reversal.

Keywords: mafic-ultramafic rock, magma chamber processes, layered intrusions, marginal reversals, mineral composition.

References

- Borodina E.V., Egorova V.V., Izokh A.E. Petrology of Ordovician collision-related layered peridotite-gabbro intrusions (exemplified by the Mazhalyk intrusion, Southeastern Tuva) // Russian Geology and Geophysics. 2004. V. 9. pp. 1025–1042.
- Volokhov I. M., Ivanov V.M., Arnautov N.V. *Mazhalykskiy gabbro-piroksenit-peridotitovyy pluton (Vostochnyy Tannu-Ola, Tuva). Problemy petrologii ul'traosnovnykh i osnovnykh porod* [Mazhalyk gabbro-pyroxenite pluton (Eastern Tannu-Ola, Tuva). Petrology of ultramafic and mafic rocks]. Moscow: Nauka. 1972. pp. 130–145. In Russian.
- Kuz'michev A. B. *Tektonicheskaya istoriya Tuvino-Mongol'skogo massiva: rannebaikal'skiy, pozdnebaikal'skiy i rannekaledonskiy etapy*. [Tectonic history of the Tuva-Mongolian terrain: Earlybaikal, late Baikal and early Caledonian stages]. Moscow: Probel-2000. 2004. 191 p. In Russian.
- Aarnes I., Podladchikov Yu. Y., Neumann E.-R. Post-emplacement melt flow induced by thermal stresses: Implications for differentiation in sills // Earth and Planet Science Letters. 2008. V. 276. pp. 152–166.
- Alapieti T.T. The Koillismaa layered igneous complex, Finland- its structure, mineralogy and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium. Geological Survey of Finland. 1982. Bulletin 319. 116 p.
- Ariskin A. A., Yaroshevsky A. A. Crystallization differentiation of intrusive magmatic melt: Development of a convection-accumulation model // Geochemistry International. 2006. V. 44. pp. 72–93.
- Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: development of a magma crystallization model and its petrologic applications // Geochemical Intern. 2004. V. 42 (Supplement 1): S1–157 A.
- Bédard J.H.J. The development of compositional and textural layering in Archaean komatiites and in Phanerozoic komatiitic basalts from Cape Smith, Quebec, Canada. In: Parson, I. (ed.) Origin of Igneous Layering. 1987. Dordrecht: D. Reidel. pp. 399–418.
- Bhattacharji S. Scale model experiments on flowage differentiation on sills. In: Wyllie, P.J. (ed.) Ultramafic and Related Rocks. New York: Wiley. 1967. pp. 69–70.
- Bhattacharji S., Smith, C.H. Flowage differentiation // Science. 1964. V. 14. pp. 150–153.
- Boudreau A. E., Philpotts A. J. Quantitative modeling of compaction in the Holyoke flood basalt flow, Hartford Basin, Connecticut // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 144. pp. 176–184.
- Campbell I. H. Some problem with the cumulate theory // Lithos. 1987. V. 11. pp. 311–323.
- Chistyakova S. Yu., Latypov R. M. Two independent processes responsible for compositional zonation in mafic dykes of the Åland-Åboland Dyke Swarm, Kestiö Island, SW Finland // Lithos. 2009. V. 112. pp. 382–396.
- Chistyakova S. Yu., Latypov R. M. On the development of internal chemical zonation in small mafic dykes // Geological Magazine. 2010. V. 147. pp. 1–12.
- Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E. The lithosphere beneath Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // Mineralogy and Petrology. 2006. V. 88 (3–4). pp. 419–441.
- Egorova V., Latypov R. M. Mafic-ultramafic sills: new insights from M- and S-shaped mineral and whole-rock compositional profiles // Journal of Petrology. 2013. V. 54 (10). pp. 2155–2191.
- Egorova V., Latypov R. M. Prolonged magma emplacement as a mechanism for the origin of marginal reversal of the Fongen-Hyllingen layered intrusion, Norway // Geological Magazine. 2012a. V. 53. pp. 1–18.
- Egorova V., Latypov R. M. Processes operating during the initial stage of magma chamber evolution: insights from marginal reversal of the Imandra Layered Intrusion, Russia // Journal of Petrology. 2012b. V. 53 (1). pp. 3–26.
- Foland K.A., Gibb F.G.F., Henderson C.M.B. Pattern of Nd and Sr isotopic ratios produced by magmatic and postmagmatic processes in the Shiant Isles Main Sill, Scotland // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 139. pp. 655–671.
- Frenkel M.Ya., Yaroshevsky A. A., Ariskin A.A., Barmina G.S., Koptev-Dvornikov E.V., Kireev B.S. Convective-cumulative model simulating the formation process of stratified intrusions. In: Magma-Crust Interactions and Evolution. Theophrastus Publ. 1989. pp. 3–88.
- Galerne C.Y., Neumann E.-R., Aarnes I., Planke S. Magmatic differentiation processes in saucer-shaped sills: Evidence from the Golden Valley Sill in the Karoo Basin, South Africa // Geosphere. 2010. V. 6. pp. 163–188.
- Gibb F.G.F., Henderson C.M.B. Chemistry of the Shiant Isles Main Sill, NW Scotland, and wider application for petrogenesis of mafic sills // Journal of Petrology. 2005. V. 47. pp. 191–230.
- Gorring M.L., Naslund H.R. Geochemical reversals within the lower 100 m of the Palisades sill, New Jersey // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1995. V. 119. pp. 263–276.
- Helz R.T., Kirschenbaum H., Marinenko J.W. Diapiric transfer of melt in Kilauea Iki lava lake, Hawaii: A quick, efficient process of igneous differentiation // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. pp. 578–94.

- Henderson C.M.B., Gibb F.G.F. Foland K.A. Mineral fractionation and pre- and post-emplacement processes in the uppermost part of the Shiant Isles Main Sill, SW Scotland // *Trans R Soc Edinb (Earth Sci)*. 2000. V.77. pp. 325–347.
- Huang F., Lundstrom C. C., Glessner, J., Ianno A., Boudreau, A., Li J., Ferré E. C., Marshak S., Defrates J. Chemical and isotopic fractionation of wet andesite in a temperature gradient: experiments and models suggesting a new mechanism of magma differentiation // *Geochem et Cosmochim Acta*. 2009. V. 73. pp. 729–749.
- Irvine T. N. Magmatic infiltration metasomatism, double diffusive fractional crystallization and adcumulus growth in the Muskox Intrusion and other layered intrusions. In: Hargraves, R.B (ed.) *Physics of Magmatic Processes*. Princeton, NJ: Princeton University Press, 1980. pp. 325–383.
- Jaupart C., Tait S. Dynamic of differentiation in magma reservoirs // *Journal of Geophysical Research*. 1995. V. 100 (17). pp. 617–636.
- Latypov R.M. The origin of marginal compositional reversals in basic-ultrabasic sills and layered intrusions by Soret fractionation // *Journal of Petrology*. 2003. V. 44. pp. 1579–1618.
- Latypov R.M. Basal reversals in mafic sills and layered intrusions. In: *Layered intrusions*. Springer. 2015. pp. 259–295.
- Latypov R.M., Egorova V.V. Plagioclase compositions give evidence for in situ crystallization under horizontal flow conditions in mafic sills // *Geology*. 2012. V. 40. pp. 883–886.
- Latypov R.M., Hanski E., Lavrenchuk A., Huhma H., Havela T. A “three-increase model” for origin of marginal reversal in the Koitelainen layered intrusion, Finland // *Journal of Petrology*. 2011. V. 52. pp. 733–764.
- Latypov R.M., Chistyakova S.Yu., Alapieti T.T. Revisiting the problem of chilled margins associated with marginal reversals in mafic-ultramafic intrusive bodies // *Lithos*. 2007. V. 99. pp. 178–206.
- Lundstrom C. C., Boudreau A., Huang F., Ianno A.J. Magma differentiation in T gradient: thermal migration and Soret effects are not dead! Goldschmidt Conference Abstracts, *Geochem et Cosmochim Acta*, 2007. A602.
- Marsh B. D. On convective style and vigor in sheet-like magma chambers // *Journal of Petrology*. 1989. V. 30. pp. 479–530.
- Marsh B.D. Solidification fronts and magmatic evolution // *Mineralogy Magazine*. 1996. V. 60. pp. 5–40.
- Miller J.D., Ripley E.M. Layered intrusions of the Duluth Complex, Minnesota, USA. In: Cawthorn, R.G. (eds.) *Layered Intrusions. Developments in Petrology*. Elsevier Science B. 1996. V.15. pp. 257–301.
- Moore J., Evans B. The role of olivine in the crystallization of prehistoric lava lake, Hawaii // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1967. V.15. pp. 202–223.
- Morse S.A. Kiglapait geochemistry II: Petrography // *J. Petrol*. 1979. V. 20. pp. 591–624.
- Morse S.A. Kiglapait geochemistry IV: The major elements // *Geochem et Cosmochim Acta*. 1981. V. 45. pp. 461–479.
- Morse S. A. Plagioclase An range and residual porosity in igneous cumulates of the Kiglapait intrusion // *Journal of Petrology*. 2012. V. 53(5). pp. 891–918.
- Raedeke L.D., McCallum I.S. Investigations in the Stillwater complex: Part II. Petrology and petrogenesis of the ultramafic series // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. pp. 395–420.
- Tait S., Jaupart C. The producing of chemically stratified and adcumulate plutonic igneous rocks // *Mineralogical Magazine*. 1996. V.60. pp. 99–114.
- Tyson R.M., Chang L.L.Y. The petrology and sulfide mineralization of the Partridge River troctolite, Duluth Complex, Minnesota // *Canadian Mineralogist*. 1984. V. 22. pp. 23–38.
- Wager L. R., Brown G. M. *Layered Igneous Rocks*. Edinburgh: Oliver & Boyd. 1968. 588 p.
- Wilson J.R., Engell-Sørensen O. Basal reversals in layered intrusions: evidence for emplacement of compositionally stratified magma // *Nature*. 1986. V. 326. pp. 616–618.

Authors:

Egorova Vera V., Ph.D., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: verae@igm.nsc.ru

Shelepaev Roman A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: rshel@igm.nsc.ru

УДК 552.3: 548.4

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ ИЗ ОФИОЛИТОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В.А. Симонов^{1,3,4}, А.И. Чернышов², А.В. Котляров^{1,4}



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

² Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

³ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁴ Казанский федеральный университет, Казань, Россия

Исследования расплавных включений в хромшпинелидах (и расчетное моделирование на основе их составов) свидетельствуют о кристаллизации оливинов (1 550–1 530 °С; 6,8–4,3 кбар) и хромшпинелидов (1 430–1 250 °С) дунитов офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау из пикритовых магм. Получен широкий интервал температур (1 220 °С–1 165 °С–730 °С) субсолидусной рекристаллизации ультрамафитов, которые в дальнейшем подвергались многократным деформациям в процессе подъема из верхней мантии.

Ключевые слова: Офиолиты Кузнецкого Алатау, расплавные включения, субсолидусная рекристаллизация, петроструктурный анализ, деформации.

Введение

Условия формирования ультрамафитов привлекают внимание многочисленных исследователей. До настоящего времени не существует единой точки зрения на их генезис. Наиболее сложная ситуация с ультраосновными породами из офиолитовых ассоциаций, в составе которых выделяются два главных типа: тектонизированные гипербазиты основания офиолитов и ультрамафиты расслоенной серии [Колман, 1979]. В случае дунитов, которые присутствуют как среди ультраосновных пород основания офиолитов, так и в составе расслоенной серии, выяснение условий формирования становится еще более сложным. При этом офиолитовые ультрамафиты в ходе своей эволюции подвергаются воздействиям, часто приводящим к практически полному замещению первичных структур и минеральных ассоциаций вторичными комплексами с признаками пластических деформаций. В результате ультрамафиты, содержащие свежие неизменные оливины, могут и не представлять исходный глубинный мантийный субстрат, а являться следствием процессов перекристаллизации уже в коровых условиях.

Таким образом, история развития ультрамафитов после их глубинной кристаллизации не заканчивается, и им предстоит пройти сложный путь. Прежде всего, они подвергаются процессам субсолидусной рекристаллизации. Затем, уже фактически в твердом состоянии, ультраосновные породы испытывают при высоких PT параметрах пластическое течение при движении в верхние горизонты. В дальнейшем, на фоне снижения температур и давлений и в ходе продолжающихся деформаций, на ультрамафиты оказы-

вают влияние процессы, заканчивающиеся серпентинизацией.

Для выяснения условий генезиса офиолитовых ультрамафитов требуется специальный подход, а традиционные петролого-геохимические и минералогические методы вряд ли дадут возможность однозначно решить проблемы магматических и деформационных систем при кристаллизации ультраосновных пород. Большую помощь в расшифровке параметров формирования ультрамафитов на магматогенном этапе могут оказать исследования расплавных включений в хромшпинелидах, успешно использованные нами в случае дунитов из офиолитовых ассоциаций Южной Тувы и Западного Саяна [Симонов и др., 2009; Добрецов и др., 2017], а также из других ультраосновных массивов Сибири и Урала [Симонов и др., 2008, 2011, 2016, 2017]. При этом для выяснения характеристик последующих процессов развития ультрамафитов необходимо изучение составов минералов и петроструктурный анализ.

В целом подобный комплексный подход, с использованием данных по расплавным включениям, а также по составам минералов и петроструктурному анализу, был применен нами к ультрамафитам из офиолитов Кузнецкого Алатау, что дало возможность расшифровать условия формирования дунитов (входящих в состав этой ассоциации) от их кристаллизации из расплавов в глубинных условиях до установления минерального равновесия на последних этапах пластического течения в верхних горизонтах.

Методы исследования

Проводились всесторонние исследования представительной коллекции ультраосновных пород

офиолитов Кузнецкого Алатау, собранной авторами в районе Среднетерсинского массива во время многочисленных экспедиций в период с 1973 по 1994 г. Большое внимание уделялось изготовлению полированных с обеих сторон пластинок из представительных образцов ультрамафитов для поиска включений в минералах, а также изучению прозрачных шлифов для определения минерального состава пород и выяснения их петроструктурных особенностей. Химические составы минералов и расплавных включений установлены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Исследования расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Среднетерсинского массива выполнены в лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН. Эксперименты при высоких температурах проводились с учетом того, что хромшпинелиды из ультраосновных пород практически непрозрачны и невозможно вести наблюдения за находящимися в них включениями в ходе нагрева. В связи с этим была применена особая методика опытов с использованием микрокамеры на основе силитового нагревателя [Симонов и др., 2017]. Мономинеральная проба (до 100–200 зерен фракции 0,5–0,25 мм) помещалась в графитовый контейнер с внутренними размерами в первые миллиметры. В ходе высокотемпературных экспериментов в этих миниcontainers при температурах свыше 1 100 °С создавались фактически восстановительные условия в результате реакции воздушного кислорода с графитом, что позволило сохранять хромшпинелиды (и находящиеся в них включения), несмотря на экстремальные условия экспериментов.

В целом опыты при высоких температурах проводились на основе методической информации из предыдущих работ, посвященных исследованиям расплавных включений [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994], с учетом малой вязкости расплавов (характерных для мафит-ультрамафитовых комплексов) и сведения к минимуму возможности растворения матрицы хромита-хозяина: нагрев до 1 000–1 100 °С (8–10 мин), постепенный нагрев до 1 330–1 340 °С (10 мин), закалка. Для максимального превращения расплава во включениях в гомогенное стекло проводилась закалка в воде.

Составы включений и вмещающих их хромшпинелидов определены в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU [(Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа INCA Energy 450+XMax 80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd.)] при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного пучка 1,5 нА и живом времени набора спектров 20 с. При данных условиях анализа погрешность определения основных компонентов ($C \geq 10$ –15 мас. %) не превышает

1 отн. %. Погрешность определения компонентов с концентрациями 1–10 мас. % лежит в диапазоне 2–6 отн. % и обычно не превышает 10 отн. %.

Оливины и часть хромшпинелидов из дунитов были проанализированы на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro (ИГМ СО РАН). Пределы обнаружения (мас. %) компонентов этим методом следующие: SiO_2 – 0,007, TiO_2 – 0,032, Al_2O_3 – 0,011, Cr_2O_3 – 0,019, FeO – 0,019, MnO – 0,034, MgO – 0,011, CaO – 0,008, Na_2O – 0,017, K_2O – 0,009, Cl – 0,017, P_2O_5 – 0,011. Стандартами при анализе на микрозонде служили: ортоклаз (OR), альбит (AB), диопсид (DI), гранат (O-145), базальтовое стекло (GL).

Петроструктурный анализ дунитов Среднетерсинского массива проводился согласно методикам, рассмотренным в предыдущих работах [Гончаренко и др., 1982; Гончаренко, 1989; Чернышов, 2001]. Микроструктурный анализ главных породообразующих минералов является неотъемлемой частью петроструктурного изучения ультрамафитов. Он позволяет установить предпочтительные ориентировки минералов по внутреннему строению, которые, в свою очередь, являются отражением термодинамических условий их пластических деформаций. Динамокинематическая интерпретация полученных микроструктурных диаграмм проводилась с использованием обширных данных по экспериментально и природно деформированным породам и минералам отечественных и, в большей мере, зарубежных исследователей [Гончаренко, 1989; Чернышов, 2001; Nicolas, Poirier, 1976; Mercier, 1985; Karato et al., 2008].

Основой для определения физико-химических параметров магматогенной кристаллизации дунитов Среднетерсинского массива послужили данные по расплавным включениям в хромшпинелидах, обработанные с помощью программ PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011], COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004] и PLUTON [Лавренчук, 2004].

При выяснении условий субсолидусных (постмагматических) равновесных систем были применены минералогические термометры и барометры [Fabries, 1979; Ballhaus et al., 1990]. Значительный интерес представляет совместное использование результатов петроструктурного анализа и данных по флюидным включениям, позволившее оценить параметры пластического течения ультрамафитов.

Геолого-петрологические особенности офиолитов Кузнецкого Алатау

Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау наиболее детально исследовалась нами в районе Среднетерсинского массива (в истоках рек Нижней и Средней Терси, а также р. Кии) во время экспедиций в 1973, 1976, 1979, 1988, 1991, 1994 годах. Состав

и строение этих офиолитов рассмотрены во многих работах [Пинус и др., 1958; Кортусов, 1967; Коновалова, Прусевич, 1977; Гончаренко и др., 1982; Гончаренко, 1989; Симонов, 1993 и др.].

В составе офиолитовой ассоциации Среднетерсинского массива (рис. 1) выделяются несколько комплексов: дунит-гарцбургитовый, дунит-верлит-клинопироксенитовый, габброидный, дайковый и эффузивно-осадочные породы. В нижних частях разреза залегают оливин-антигоритовые метаморфиты, выше, через тектонический контакт, располагаются породы дунит-гарцбургитового комплекса.

Основное внимание в данной статье уделено дунитам, часто слабо серпентинизированным с преобладанием хорошо сохранившегося оливина и содержащим практически неизмененные акцессорные хромшпинелиды. Присутствуют также в незначи-

тельном количестве орто- и клинопироксены. Представительные анализы изученных дунитов Среднетерсинского массива приведены в табл. 1.

Дуниты постоянно обнаруживают признаки пластической деформации и рекристаллизации, которые выражаются в неоднородном погасании, наличии полос пластического излома, в вариациях размера зерен породообразующих минералов, в появлении наложенной директивности, а также в проявлении синтетектонической рекристаллизации. Совокупность и сочетание этих признаков проявляются в разнообразных микроструктурах, преимущественно оливина, которые отражают прогрессивный этап метаморфизма ультрамафитов. Их формирование обусловлено внутрикристаллическим трансляционным и межзерновым скольжением, а также синтетектонической рекристаллизацией оливина [Чернышов, 2001].

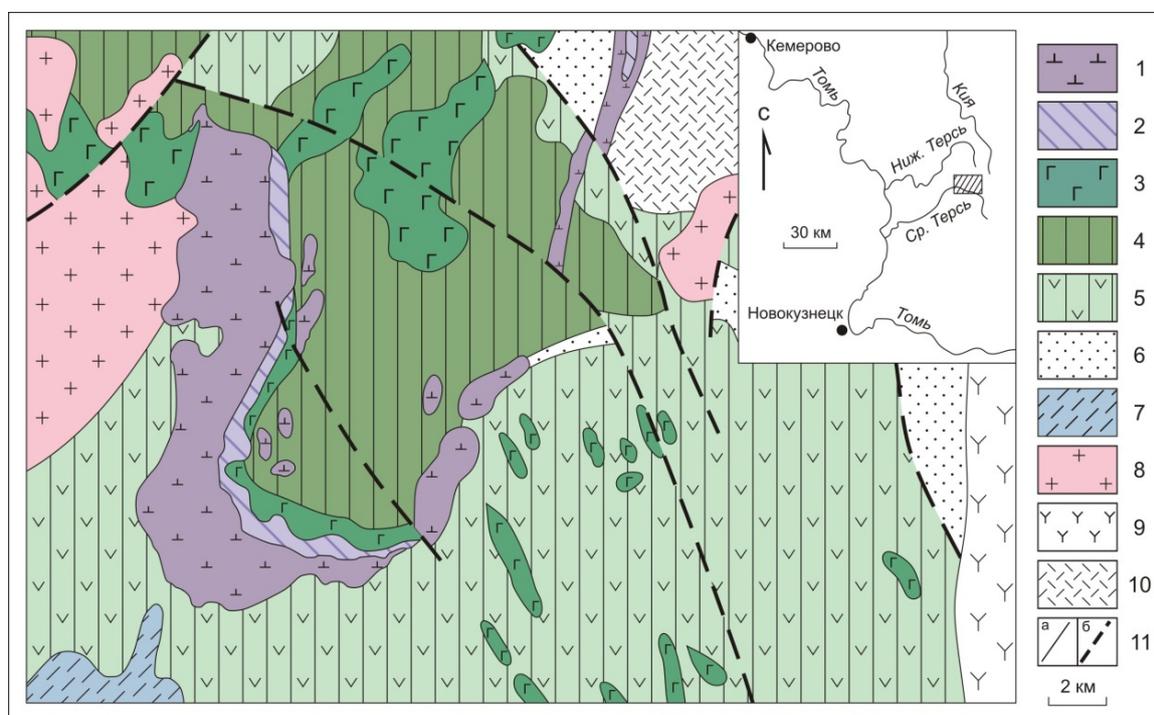


Рис. 1. Схема геологического строения офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау в районе Среднетерсинского массива

1–5 – офиолитовые комплексы: 1 – гипербазиты дунит-гарцбургитового комплекса; 2 – дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс; 3 – габброиды; 4 – комплекс, содержащий серии параллельных даек типа «дайка в дайке»; 5 – комплекс, содержащий серии разноориентированных даек и силлов; 6 – хлоритовые сланцы, песчаники, известняки; 7 – габбро-диориты ордовика; 8, 9 – девонские образования: 8 – гранитоиды, 9 – конгломераты, песчаники, туфы; 10 – докембрийские комплексы мраморов, амфиболитов, кристаллических сланцев; 11 – границы офиолитов и других комплексов (а), тектонические нарушения (б). Рисунок построен на основе оригинальных экспедиционных данных с использованием материалов из работы [Гончаренко и др., 1982]

Fig. 1. The scheme of a geological structure of ophiolite association of the Kuznetsky Alatau at the region of the Srednetersinsky massifs

1–5 – ophiolite complexes: 1 – ultrabasic rocks of the dunite-harzburgite complex; 2 – dunite-wehrlite-clinopyroxene complex; 3 – gabbro; 4 – complex containing a series of parallel dykes of «dyke in dyke» type; 5 – complex containing a series of different directed dykes and sills; 6 – chlorite schists, sandstones, limestones; 7 – Ordovician gabbro-diorite; 8, 9 – Devonian formations: 8 – granites, 9 – conglomerates, sandstones, tuffs; 10 – Precambrian complexes of marble, amphibolites, crystal schists; 11 – borders of ophiolites and other complexes (a); tectonic breaks (b). Figure is constructed on the basis of the original expeditional data with use of materials from work [Goncharenko et al., 1982]

Таблица 1

Представительные анализы (мас. %) дунитов из офиолитов Кузнецкого Алатау

Table 1

Representative analyses (wt. %) of dunites from Kuznetsky Alatau ophiolites

№ п.п.	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
1	900-2	39,57	0,01	0,66	8,78	0,13	46,45	0,14	0,06	0,01	–	3,54	99,35
2	911-5	38,20	0,04	1,50	11,40	0,12	41,61	0,42	0,31	0,02	–	4,56	98,18
3	C-13-73	43,00	0,13	0,00	11,08	0,25	42,01	0,88	0,02	0,04	–	2,78	100,19
4	ст-1	38,60	0,04	0,90	7,60	0,09	44,06	–	0,06	0,02	–	7,80	99,17
5	ст-3	38,90	0,03	1,20	10,60	0,09	42,22	0,42	0,05	0,03	–	5,42	98,96
6	ст-9	38,20	0,15	0,60	8,70	0,08	42,84	0,00	0,04	0,01	–	8,79	99,41
7	ст-14	38,40	0,02	0,80	9,10	0,09	42,84	0,42	0,03	0,01	–	8,01	99,72
8	ст-18	39,00	0,04	1,10	9,50	0,13	43,29	0,42	0,06	0,01	–	5,81	99,36
9	ст-19	38,80	0,03	0,90	9,80	0,13	45,13	0,00	0,08	0,02	–	4,49	99,38
10	ст-24	39,30	0,01	0,30	10,20	0,10	41,92	0,85	0,04	0,01	–	6,27	99,00
11	ст-28	37,90	0,04	0,80	10,60	0,09	42,22	0,42	0,05	0,02	–	6,81	98,95
12	ст-31	38,80	0,03	0,70	10,30	0,14	42,53	0,42	0,05	0,04	–	6,36	99,37
13	ст-34	38,60	0,03	0,90	11,20	0,10	43,75	0,42	0,07	0,03	–	4,45	99,55
14	ст-36	39,90	0,02	0,70	9,50	0,12	39,78	–	0,05	0,02	–	9,65	99,74
15	ст-37	39,20	0,03	0,70	9,80	0,13	41,31	–	0,03	0,01	–	8,78	99,99
16	1М-91	39,59	0,03	0,12	6,01	0,12	42,42	0,11	0,30	–	0,03	10,80	99,53
17	4М-91	40,58	0,03	0,22	5,56	0,11	42,65	0,10	0,30	–	0,03	10,10	99,69

Примечание. FeO* – общее железо.

Note. FeO* – the total iron.

Магматический этап формирования ультрамафитов

Детальные исследования всех типов ультрамафитовых пород (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты) из офиолитов Кузнецкого Алатау показали, что только в случае дунитов Среднетерсинского массива удалось найти расплавные включения в акцессорных хромшпинелидах.

Были изучены первичные включения (10–60 мкм), после высокотемпературных экспериментов содержащие стекло, кристаллические и флюидные фазы (рис. 2). Наличие первичных расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов прямо свидетельствует об участии расплавов при формировании этих пород.

Исследования расплавных включений в хромшпинелидах (табл. 2) позволили установить состав расплавов, из которых формировались дуниты офиолитов Кузнецкого Алатау. По соотношению MgO – SiO₂ (см. рис. 3) валовые составы прогретых расплавных включений образуют основную группу, перекрывающую поле ультрамафитов (лерцолиты, верлиты, клинопироксениты) расслоенного комплекса из офиолитов Кузнецкого Алатау и по содержанию MgO отвечающую пикритам. При этом закалочные стекла в прогретых включениях показывают эволюцию расплава от пикритоидов к породам

базальтового состава, образующим габброидные и дайковые серии офиолитов. Таким образом, расплавные включения фактически отражают эволюцию исходных пикритовых магматических систем с образованием оливиновых кумулятов (дунитов) и остаточных расплавов, из которых впоследствии формируются офиолитовые габброиды и дайки.

В целом выяснено, что при кристаллизации ультрамафитов, входящих в состав офиолитов Кузнецкого Алатау, большую роль играли высокомагнезиальные (преимущественно пикритовые) магмы с содержаниями MgO 22–30 мас. % (рис. 3). Эти данные послужили основой для определения *PT*-параметров магматических процессов с помощью расчетного моделирования с использованием нескольких хорошо известных программ: PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011], COMAGMAT [Ariskin, Varmina, 2004] и PLUTON [Лавренчук, 2004]. В результате оказалось возможным не только оценить температуру и давление, но и рассмотреть особенности эволюции расплавов при формировании дунитов (см. рис. 4–6).

Прежде всего, на основе данных по расплавным включениям в хромшпинелидах была рассмотрена с помощью программы COMAGMAT [Ariskin, Varmina, 2004] кристаллизация расплава в ходе декомпрессионных процессов, что позволило оценить параметры давления.

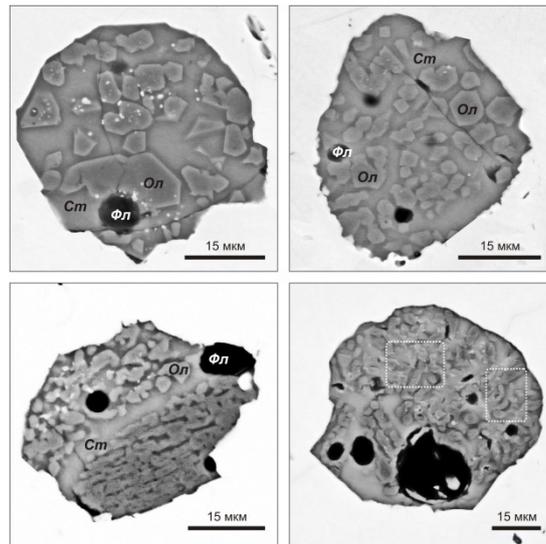


Рис. 2. Расплавные включения в аксессуарных хромшпинелидах из дунитов офиолитов Кузнецкого Алатау

Ст – закалочное стекло; Ол – оливин; Фл – местоположение флюидных фаз. Прямоугольниками отмечены участки площадного сканирования

Fig. 2. Melt inclusions in a ccessory Cr-spinels from dunites of the Kuznetsky Alatau ophiolites

Ст – quenching glass; Ол – olivine; Фл – a site of fluid phases. Rectangles note sites of the areal scanning

Таблица 2

Представительные анализы (мас. %) расплавных включений в хромшпинелидах дунитов из офиолитов Кузнецкого Алатау

Table 2

Representative analyses (wt. %) of melt inclusions in Cr-spinels of dunites from Kuznetsky Alatau ophiolites

№ п.п.	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	3_7	50,87	–	7,72	1,22	7,52	–	26,82	3,89	1,69	0,27	100,00
2	9_7	47,24	–	9,24	2,52	5,96	–	25,17	5,46	2,15	0,27	98,01
3	9_8	47,54	–	9,03	1,88	6,10	–	25,39	5,63	2,16	0,26	97,99
4	10_3	48,49	–	8,95	0,88	8,70	–	25,26	5,32	2,22	0,19	100,01
5	14_2	41,70	–	14,64	3,42	9,55	–	23,72	3,92	0,53	0,53	98,01
6	15_1	44,62	–	10,09	3,03	7,07	–	28,35	5,01	1,23	0,61	100,01
7	15_3	45,84	–	11,38	1,77	6,53	–	24,27	6,17	1,39	0,66	98,01
8	18_3	47,45	–	7,76	1,36	7,53	–	29,90	4,12	1,88	0,00	100,00
9	4М-11	49,91	0,09	9,50	0,93	8,00	0,08	23,35	4,67	2,58	0,24	99,35
10	4М-10	47,49	0,15	7,99	1,21	8,34	0,06	25,82	5,69	1,94	0,18	98,86
11	4М-2	41,40	0,36	7,23	1,53	12,71	0,28	30,81	4,11	0,69	0,27	99,41
12	4М-3	48,36	0,10	6,36	1,42	7,67	–	30,12	3,54	1,35	0,22	99,13
13	4М-5	49,49	0,19	9,03	1,32	6,74	–	22,89	6,27	2,52	0,22	98,67
14	4М-6	48,91	–	7,08	1,64	5,94	–	26,57	8,20	1,55	0,11	100,00
15	4М-7	46,35	0,14	6,98	1,11	8,80	–	29,95	3,70	1,93	0,11	99,08
16	4М-12	47,53	0,16	9,21	1,67	10,20	–	22,85	4,17	2,67	0,20	98,66
17	4М-13	51,02	0,00	9,47	1,31	5,88	–	19,99	7,89	2,60	0,27	98,44
18	4М-16 1,2	46,86	0,16	7,79	1,41	11,02	–	24,73	5,35	1,35	0,20	98,87
19	4М-16 3,4	45,30	0,24	8,54	2,86	11,08	–	21,49	7,06	1,96	0,22	98,74
20	4М-18	48,45	–	8,74	1,16	7,27	–	25,06	5,94	2,09	0,00	98,71
21	6_3	49,11	0,00	12,63	1,07	9,56	–	10,54	12,72	2,18	0,19	98,00
22	6_5	52,68	0,29	14,77	1,16	8,73	–	7,75	8,11	4,26	0,25	98,00
23	6_6	49,70	–	13,62	1,11	10,35	–	8,01	14,15	2,76	0,30	100,00
24	6_7	50,94	–	11,82	1,30	8,72	–	11,64	10,83	2,53	0,21	97,99
25	6_8	46,84	–	9,53	1,37	10,20	–	21,73	5,89	2,17	0,28	98,01

Примечание. 1–8 – суммарное сканирование по площади расплавного включения; 9–20 – рассчитанный по составу и по отношению фаз валовый состав включения; 21–25 – закалочные стекла во включении.

Note. 1–8 – total scanning on the area of melt inclusion; 9–20 – calculated on composition and on a ratio of phases gross composition of inclusion; 21–25 – quenching glasses in inclusion.

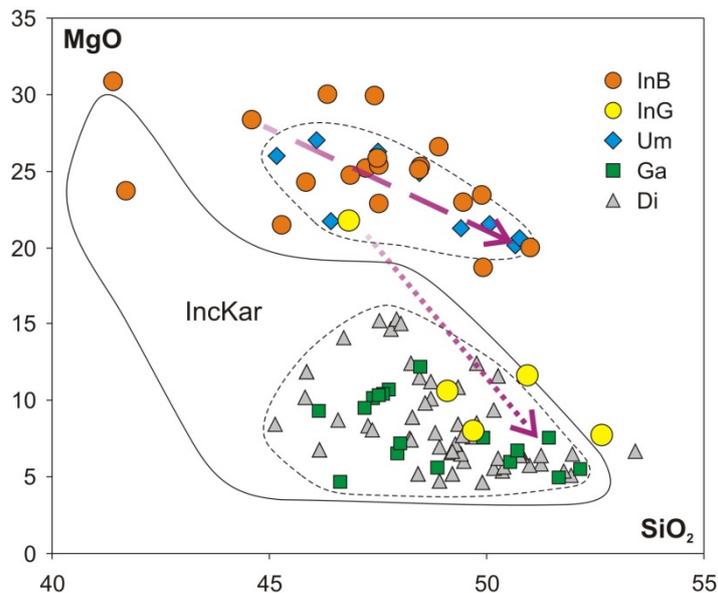


Рис. 3. Диаграмма MgO – SiO₂ для расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов офиолитов Кузнецкого Алатау

Расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов офиолитов Кузнецкого Алатау: InB – валовый состав (рассчитанный по составу и соотношению фаз, а также полученный путем площадного сканирования); InG – состав стекла в прогретых включениях. Офиолиты Кузнецкого Алатау: ультрамафиты (лерцолиты, верлиты, клинопироксениты) расслоенного комплекса (Um); габброиды (Ga); дайковый комплекс (Di). IncKar – поле расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Карашатского массива (офиолиты Южной Тувы). Пунктирной линией показан тренд основной группы валовых составов расплавных включений в хромшпинелидах Кузнецкого Алатау. Точечная линия – тренд составов стекол в прогретых включениях

Fig. 3. Diagram MgO – SiO₂ for melt inclusions in Cr-spinels from dunites of the Kuznetsky Alatau ophiolites

Melt inclusions in Cr-spinels from dunites of the Kuznetsky Alatau ophiolites: InB – gross composition (calculated on composition and on a ratio of phases parity, and received by the total scanning on the area); InG – glass composition in heated-up inclusions. Kuznetsky Alatau ophiolites: ultramafic rocks (Iherzolite, wehrlite, clinopyroxenites) of the stratified complex (Um); gabbro (Ga); dyke complex (Di). IncKar – a field of melt inclusions in Cr-spinels from dunite of the Karashatsky massive (ophiolites of the Southern Tuva). By the dashed line the trend of the basic group of main composition of melt inclusions in Cr-spinels of the Kuznetsky Alatau is shown. A dot line – a trend of compositions of glasses in the heated-up inclusions

Рассматривалась равновесная декомпрессионная кристаллизация от 10 кбар (от низов коры) до 2 кбар. Буфер QFM. $dP/dF = 0,1 \text{ mol}$. Состав исходной магмы – данные по расплавному включению с MgO (28,35 мас. %, см. табл. 2), располагающемуся в начале тренда основной группы расплавных включений в хромшпинелидах Кузнецкого Алатау (см. рис. 3). Начальное содержание воды задавалось согласно результатам непосредственных анализов расплавных включений в хромшпинелидах дунитов из офиолитов Южной Тувы – 0,1 мас. % [Симонов и др., 2009].

На основе сравнения расчетных составов оливинов с реально имеющимися данными по минералам из ультрамафитов Кузнецкого Алатау ($F_0 = 90-94,4$), оказалось возможным оценить давления, при которых кристаллизовались оливины изученных дунитов. Было выяснено, что рассмотренные нами оливины наиболее вероятно формировались в достаточно ограниченном диапазоне давлений (6,8–4,3 кбар)

из широкого (начиная с 10 кбар) интервала (рис. 4). При этом содержание воды в эволюционирующем расплаве при давлении 6,8 кбар оценивалось около 0,14 мас. % (при 5,5 кбар – 0,17 мас. %), а SiO₂ – 47,3 мас. %, MgO – 20 мас. %. Наиболее близкие к этим параметрам характеристики имеет включение с содержанием SiO₂ 47,24 мас. % и MgO – 25,17 мас. % (табл. 2). Данные по составу этого включения были использованы в ходе дальнейшего расчетного моделирования.

Особенности изобарической фракционной кристаллизации пикритовых расплавов при формировании дунитов из офиолитов Кузнецкого Алатау выяснены с помощью программы PLUTON [Лавренчук, 2004]. Условия расчетов следующие. Состав исходной магмы – данные по расплавному включению с MgO (25,17 мас. %, см. табл. 2). Давление при этом задавалось как среднее интервала (6,8–4,3 кбар) – примерно 5,5 кбар. При этом давлении содержание воды (см. выше) – 0,17 мас. %. Буфер QFM.

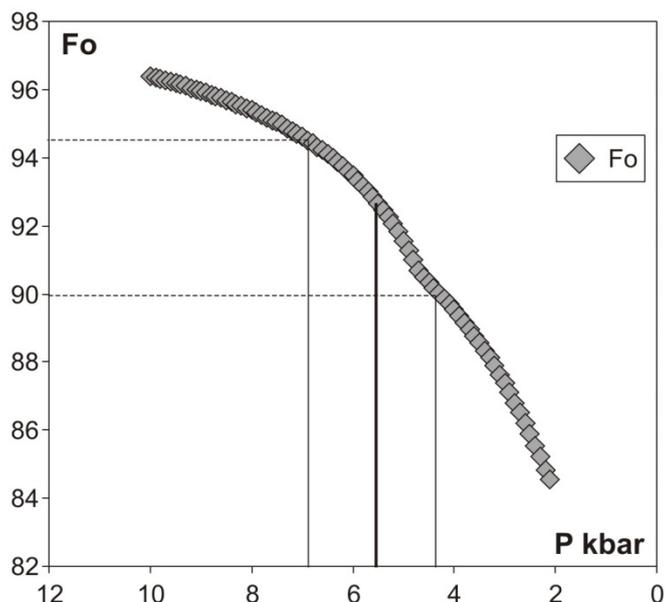


Рис. 4. Зависимость состава образующегося оливина от давления в магматической системе при декомпрессионной кристаллизации пикритового расплава (MgO – 28,35 мас. %)

Fo – форстеритовый компонент. Расчеты проведены с помощью программы COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004]

Fig. 4. Dependence of composition of generated olivine from pressure in magmatic system during decompressional crystallization of picrite melt (MgO – 28,35 wt. %)

Fo – forsterite component. Calculations are spent by means of program COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004]

В результате моделирования было выяснено, что оливины из пикритового расплава (MgO – 25,17 мас. %) начинают кристаллизоваться в районе 1 530 °С и около 1 220 °С образование этого минерала практически прекращается. Фактически здесь устанавливаются параметры ликвидусной и субсолидусной кристаллизации оливинов из дунитов Кузнецкого Алатау. Как видно на рис. 5, ниже 1 210 °С кристаллизуется исключительно клинопироксен, что показывает возможность формирования пироксенитов офиолитов Кузнецкого Алатау из расплава. В целом при снижении температуры и в ходе кристаллизации минералов происходило закономерное изменение состава расплава с падением MgO и ростом остальных химических компонентов при формировании оливина, сменившееся резким падением кальция при образовании клинопироксена.

Расчеты изобарической равновесной кристаллизации пикритового расплава (MgO – 25,17 мас. %) с помощью программы COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004] (при тех же начальных условиях) свидетельствуют о практически аналогичных закономерностях эволюции расплава (рис. 6), показывая только некоторое повышение температур ликвидусной кристаллизации оливина (1 570 °С) и клинопироксена (1 220 °С), при таких же параметрах оливинового солидуса (1 220 °С).

Моделирование ликвидусной кристаллизации пикритовых расплавов (MgO – 25,17 мас. %) с помощью программы PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011] при давлениях 5,5 кбар (среднее для установленного интервала 6,8–4,3 кбар, см. выше) свидетельствует о том, что оливин формируется при температурах 1 550–1 535 °С. На основе сравнения расчетных составов хромшпинелидов с реально имеющимися данными по минералам из дунитов Кузнецкого Алатау (Cr# = 0,75–0,86), оказалось возможным оценить температуры, при которых наиболее вероятно кристаллизовались аксессуарные хромиты из изученных дунитов – 1 430–1 250 °С.

Таким образом, было выяснено, что оливины из дунитов Кузнецкого Алатау формировались из пикритового расплава в достаточно ограниченном диапазоне давлений (6,8–4,3 кбар). При этом они начинают кристаллизоваться при температурах в районе 1 530 °С, и около 1 220 °С образование этого минерала практически прекращается. Фактически здесь устанавливаются параметры ликвидусной и субсолидусной кристаллизации дунитов. Ниже 1 210 °С кристаллизуется исключительно клинопироксен (который присутствует в рассмотренных дунитах), что показывает возможность формирования пироксенитов офиолитов Кузнецкого Алатау из расплава.

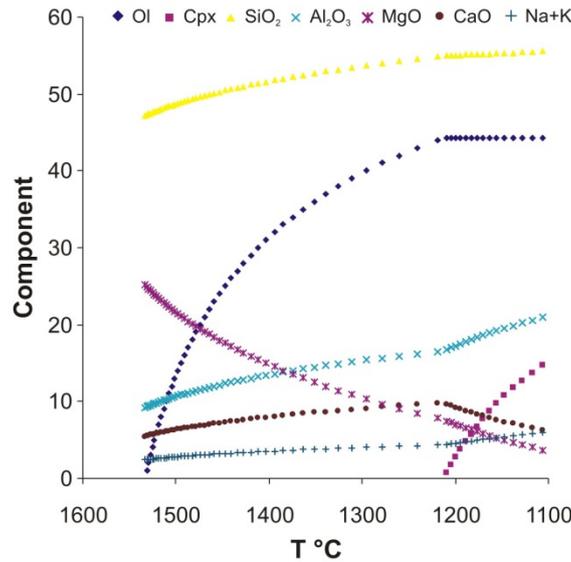


Рис. 5. Результаты расчетного моделирования фракционной изобарической кристаллизации пикритового расплава (MgO – 25,17 мас. %) с помощью программы PLUTON [Лавренчук, 2004]
Ol – оливин. Cpx – клинопироксен. Na + K – Na₂O + K₂O. Component – содержание в расплаве, %

Fig. 5. Results of calculating modelling of fractional isobaric crystallization of picrite melt (MgO – 25,17 wt. %) by means of program PLUTON [Lavrenchuk, 2004]

Ol – olivine. Cpx – clinopyroxene. Na + K – Na₂O + K₂O. Component – content in the melt, %

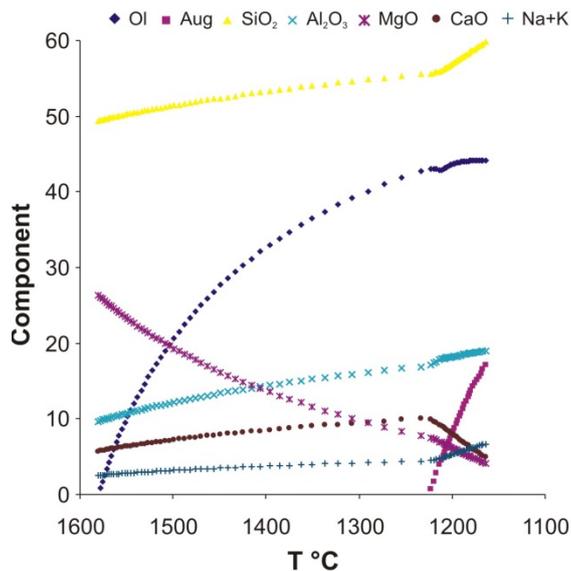


Рис. 6. Результаты расчетного моделирования изобарической равновесной кристаллизации пикритового расплава (MgO – 25,17 мас. %) с помощью программы COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004]
Ol – оливин. Aug – клинопироксен. Na + K – Na₂O + K₂O. Component – содержание в расплаве, %

Fig. 6. Results of calculating modelling of isobaric equilibrium crystallization of picrite melt (MgO – 25,17 wt. %) by means of program COMAGMAT [Ariskin, Barmina, 2004]

Ol – olivine. Aug – clinopyroxene. Na + K – Na₂O + K₂O. Component – content in the melt, %

Таким образом, при снижении температуры и в ходе кристаллизации минералов происходило закономерное изменение состава расплава с падением MgO и ростом остальных химических компонентов при формировании оливина, сменившееся резким падением кальция при образовании клинопироксена.

В целом расчетное моделирование на основе данных по составам расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах с использованием трех независимых программ позволило установить ключевые параметры процессов магматогенного формирования дунитов из офиолитов Кузнецкого Алатау.

Ликвидусная кристаллизация оливина из пикритового расплава происходила при температурах 1 550–1 530 °С и давлениях около 6,8–4,3 кбар. Солидус оливина – около 1 220 °С. Кристаллизация хромшпинелидов из расплава – 1 430–1 250 °С. Возможное образование клинопироксенов из расплава – 1 220–1 210 °С.

Субсолидусная рекристаллизация магматогенного оливинового субстрата

После кристаллизации из расплава происходила субсолидусная рекристаллизация магматогенного оливинового субстрата в офиолитах Кузнецкого Алатау. При расшифровке условий этого этапа большую помощь оказали минералогические термометры.

Нами неоднократно проводились расчеты по оливин-хромшпинелевым термометрам [Fabries, 1979] температур твердофазовых равновесий в дунитах Среднетерсинского массива при субсолидусных условиях. В результате определены достаточно высокие интервалы температур, хорошо согласующиеся с данными по включениям в хромшпинелидах о завершении кумулятивной кристаллизации из расплава около 1 220 °С и характеризующие последующий этап субсолидусной рекристаллизации с установлением минеральных равновесий: 1 165–975 °С [Гончаренко и др., 1982], 1 125–895 °С и 1 080–935 °С [Ступаков и др., 1993], 1 017–870 °С [Ступаков, Симонов, 1997]. Расчеты с использованием более современных термометров [Ballhaus et al., 1990] показали несколько более низкие параметры – 930–730 °С. В целом получен широкий интервал температур (1 165–730 °С), что свидетельствует о сложных, возможно длительных, процессах установления твердофазовых равновесий после кристаллизации из расплавов минералов офиолитовых дунитов Кузнецкого Алатау.

Пластические деформации ультрамафитов

Для дунитов из офиолитов Кузнецкого Алатау характерны деформационные структуры, свидетельствующие об интенсивных процессах преобразования ультраосновных пород после их первичной кристаллизации. Все разнообразие полученных оптических ориентировок оливина, выявленных в пластически деформированных дунитах, можно свести к трем главным типам.

Первый из них характеризуется ортогональным расположением максимумов Ng, Nm, Np, причем максимум осей Ng ориентирован субгоризонтально в северо-восточном направлении и совпадает с минеральной линейностью оливина и аксессуарного хромшпинелида (L_0) (рис. 7, обр. 904/3). При этом

минеральная уплощенность (S_0) минералов ориентирована под острыми углами к максимумам Nm, Np. Второй тип отмечается наличием субгоризонтального, не имеющего строго фиксированного пространственного положения, Ng – максимума, совпадающего с первичной минеральной линейностью (L_0) (рис. 7, обр. Ст-121).

Оси Np и Nm образуют совмещенные пояса, ориентированные нормально к максимуму Ng. В поясах отмечается субвертикальный максимум осей Nm и горизонтальный максимум осей Np, которые распложены под острым углом к первичной минеральной уплощенности (S_0). В породе устанавливается вторичная уплощенность (S_1), ориентированная субнормально максимуму осей Np. При этом вторичная минеральная линейность (L_1) ориентируется субвертикально и пространственно совмещается с максимумом осей Nm. Третий тип ориентировки оливина является результатом частичного разрушения первого и второго типов с образованием максимума Np и связанного с ним поясов Ng и Nm (рис. 7, обр. 910/2). При этом в породе сформировалась минеральная уплощенность (S_2), нормальная локальному максимуму Nm, в которой минеральная линейность (L_2) унаследует первичную линейность (L_0) и располагается вблизи максимума Ng.

Выявленные типы петроструктурных узоров оливина закономерно связаны с ориентировкой их по форме зерен. Устанавливается четыре типа ультрамафитовых тектонитов (рис. 8), отражающих эволюцию процесса деформирования ультраосновных пород Среднетерсинского массива.

Тектониты первого типа сложены протогранулярным оливином с линейностью хромшпинелидов (L_1), расположенной вблизи его Ng-максимума (рис. 8, a).

Тектониты второго типа (рис. 8, b) возникли за счет частичного разрушения первичных тектонитов с образованием мезогранулярного типа микроструктуры оливина. Сформировавшаяся при этом линейность (L_2) оливина унаследовала его первичную линейность (L_1).

Третий тип тектонитов (рис. 8, c) является результатом разрушения первых двух тектонитов и образования на их месте порфирокластового типа микроструктуры оливина с линейностью (L_3), тяготеющих к Nm-максимуму. Линейность аксессуарного хромшпинелида (L_1) сохраняет прежнее положение и совмещена с Ng-максимумом. Тектониты четвертого типа (рис. 8, d) представлены ультраметаморфитами – оливин-антигортитовыми породами. При этом линейности зерен оливина и хромшпинелида совмещены (L_4), лежат в плоскости минеральной уплощенности S_4 и располагаются вблизи Ng-максимума.

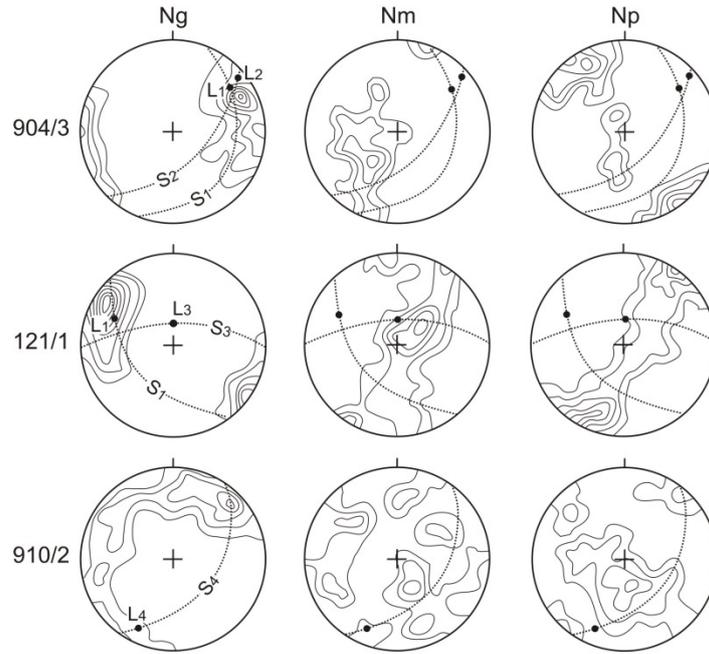


Рис. 7. Диаграммы ориентировки кристаллооптических осей оливина в дунитах Среднетерсинского массива

Проекция на верхнюю полусферу. Изолинии 1–2–4–6–8–10–12–14 % на 1 % сетки Шмидта. Точечная линия – плоскость минеральной уплощенности (S) с минеральной линейностью (L). Пояснения в тексте. Использованы данные из работы [Гончаренко и др., 1982]

Fig. 7. Orientation diagrams crystal optical axes of olivine in the dunites from the Srednetersinsky massive

Projection to the top hemisphere. Isolines of 1–2–4–6–8–10–12–14 % on 1 % of a grid of Schmidt. A dot line – a plane of mineral flatness (S) with mineral linearity (L). Explanations in the text. The data from work [Goncharenko et al., 1982] is used

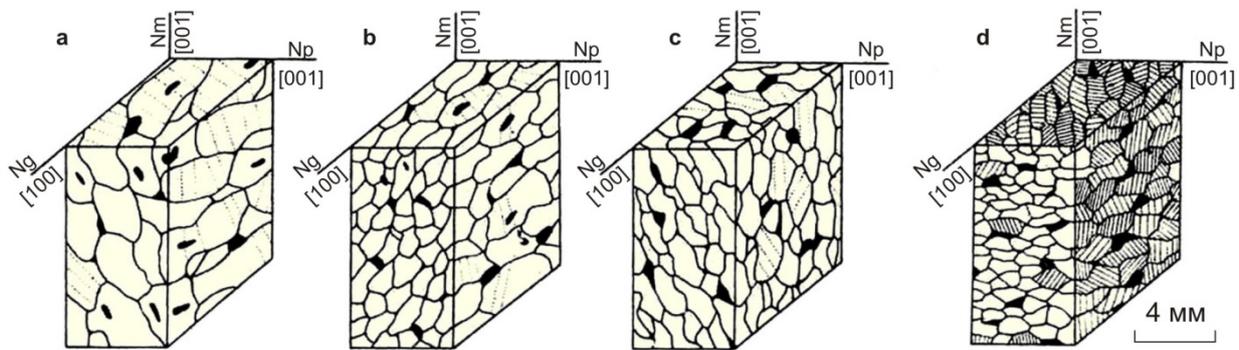


Рис. 8. Эволюция деформационных структур в дунитах из офиолитов Кузнецкого Алатау

Светлое – оливин; черное – хромшпинелид; пунктир – полосы сброса; штриховка – система спайности (100) в оливине. Пояснения к рисункам в тексте. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов из работы [Гончаренко и др., 1982]

Fig. 8. Evolution of deformation structures in dunites from the Kuznetsky Alatau ophiolites

Light – olivine; black – Cr-spinel; a dotted line – dump strips; shading – system of cleavage (100) in olivine. For explanations of figures, see the text. Figure is constructed on the basis of the original data with use of materials from work [Goncharenko et al., 1982]

Твердофазное течение ультрамафитов

Последовательность развития пластических деформаций ультрамафитов на основе петроструктурного анализа представляется в следующем виде.

Наиболее ранняя фаза деформации (D₁) фиксируется линейностью L₁ зерен акцессорного хромшпинелида, отражающей субгоризонтальное направление течения вещества в глубинных уровнях, предположительно в верхней мантии.

Последующая фаза (D_2), очевидно, обусловлена подъемом ультрамафитов в область земной коры. Это подтверждается положением Np-максимума оливина к расположенной под углом $\sim 45^\circ$ к нему плоскостью уплощенности S_2 , а также горизонтальным Ng-максимумом, близким к линейности L_2 (см. рис. 7). Такое соотношение кристаллооптических направлений и структурных элементов находится в соответствии с экспериментальными данными [Nicolas et al., 1973], согласно которым ось Np оливина стремится занять положение, параллельное направлению сжатия σ_3 . Подобное распределение напряжений благоприятствует скольжению в оливине преимущественно по системе $\{0kl\}[100]$, которая является важной для протогранулярного оливина. В соответствии с экспериментальными данными указанная система скольжения развивается в оливине при T около $1\ 000\ ^\circ\text{C}$ и относительно высоких скоростях деформации. С учетом вероятного проявления низких скоростей деформации в природной обстановке предполагается, что распространенная система скольжения отвечает $T \sim 1\ 000\ ^\circ\text{C}$ и давлению 3–5 кбар.

Третья фаза деформации (D_3) привела к изгибу выведенного на уровень консолидации ультрамафитового тела, в результате чего была сформирована полукольцевая структура Среднетерсинского массива. В процессе изгиба произошла переориентация оси Np оливина в горизонтальное положение, сопровождавшаяся возникновением новой линейности L_3 , которая пространственно тяготеет к Nm и имеет тенденцию ориентироваться субвертикально. Уплотненность оливина S_3 приближается к плоскости (010), чем, по-видимому, обусловлено появление систем скольжения по (010) [001], реализуемых в более низкотемпературных условиях, но сравнению с $\{0kl\}[100]$. Положение Ng-максимума оливина контролируется изгибом, в ходе которого он частично разрушается. В участках максимального изгиба структуры первичная линейность хромшпинелидов L_0 переориентирована в соответствии с линейностью L_3 оливина. Синтектонический характер изгиба тела ультрамафитов, отражающего деформацию D_2 , демонстрируется цилиндрическим типом складчатой структуры вмещающих их пород [Гончаренко и др., 1982].

Четвертая фаза (D_4) проявилась в формировании надвига вблизи периклинального замыкания складчатой структуры массива, основание которого сложено оливин-антигоритовыми ультраметаморфитами. Общее юго-западное направление движения фиксируется нормальным к нему удлинением оливинных зерен L_4 и их уплощенностью S_4 .

Совместное использование петроструктурных и термобарогеохимических методов позволило оценить параметры деформационных процессов внедрения ультрамафитов Кузнецкого Алатау в земную

кору. В оливинах из дунитов нами были найдены флюидные включения (5–10 мкм) сжиженных газов (метан, азот) (рис. 9), связанные с системами внутрикристаллического скольжения в минералах, реализуемого предположительно в условиях верхней мантии при температурах около $1\ 000\ ^\circ\text{C}$ [Гончаренко и др., 1982; Симонов, 1993]. Образование этих флюидных включений происходило в ходе процессов деформации и течения материала ультрамафитов главным образом с помощью миграции дислокаций при высоких параметрах. Движения дислокаций повышают проницаемость оливинов и перераспределяют связанные летучие. Мигрирующие дислокации, несущие флюид, накапливаются в более крупных дефектах [Вернон, 1980], образуя флюидные включения размерами в первые микроны. Включения высокоплотных сжиженных газов установлены ранее преимущественно в минералах высокометаморфизованных пород [Ермаков, Долгов, 1979], т.е. изученные нами в оливинах из дунитов флюидные включения являются фактически метаморфогенными образованиями. В целом, определив плотность сжиженных газов во включениях, оказалось возможным совместно с петроструктурными данными выяснить, что пластические деформации и твердофазное течение ультрамафитов Кузнецкого Алатау на ранних этапах их мантийно-коровой эволюции осуществлялись при температурах до $800\text{--}1\ 000\ ^\circ\text{C}$ и давлениях до 8–11,5 кбар [Симонов, 1993].

Обсуждение результатов

Условия формирования ультраосновных пород, входящих в состав офиолитовых ассоциаций, привлекают внимание многочисленных исследователей, которых можно разделить на две основные группы, придерживающиеся противоположных точек зрения. В одном случае предполагается образование гипербазитов путем кристаллизации ультраосновных расплавов. Другая точка зрения состоит в том, что офиолитовые ультрабазиты являются мантийными реститами, тугоплавкими остатками, возникшими в результате плавления мантии и внедрившимися в земную кору в твердом состоянии.

Петроструктурные исследования офиолитовых ультрамафитов [Гончаренко и др., 1982; Савельева, 1987; Гончаренко, 1989; Чернышов, 2001; Nicolas, 1989] убедительно свидетельствуют о реальности процессов пластической деформации и течения ультраосновных пород в твердом состоянии.

В пользу твердофазного течения офиолитовых ультрамафитов служит присутствие флюидных метаморфогенных микровключений сжиженных газов в оливинах [Симонов, 1993], что подтверждает правильность выделения в составе офиолитов метамор-

фических гипербазитов с тектонитовыми структурами согласно Р.Г. Колману [Колман, 1979].

Таким образом, существуют убедительные факты, свидетельствующие об определяющей роли деформационных процессов в формировании офиолитовых ультрамафитов, в то время как прямые свидетельства магматогенного происхождения гипербазитов из офи-

олитовых ассоциаций практически отсутствовали. Только относительно в последнее время появились публикации, содержащие результаты исследования расплавных включений в хромшпинелидах из ультраосновных офиолитовых комплексов Урала [Симонов и др., 2008], Тувы [Симонов и др., 2009], Западного Саяна [Добрецов и др., 2017] и Омана [Schiano et al., 1997].

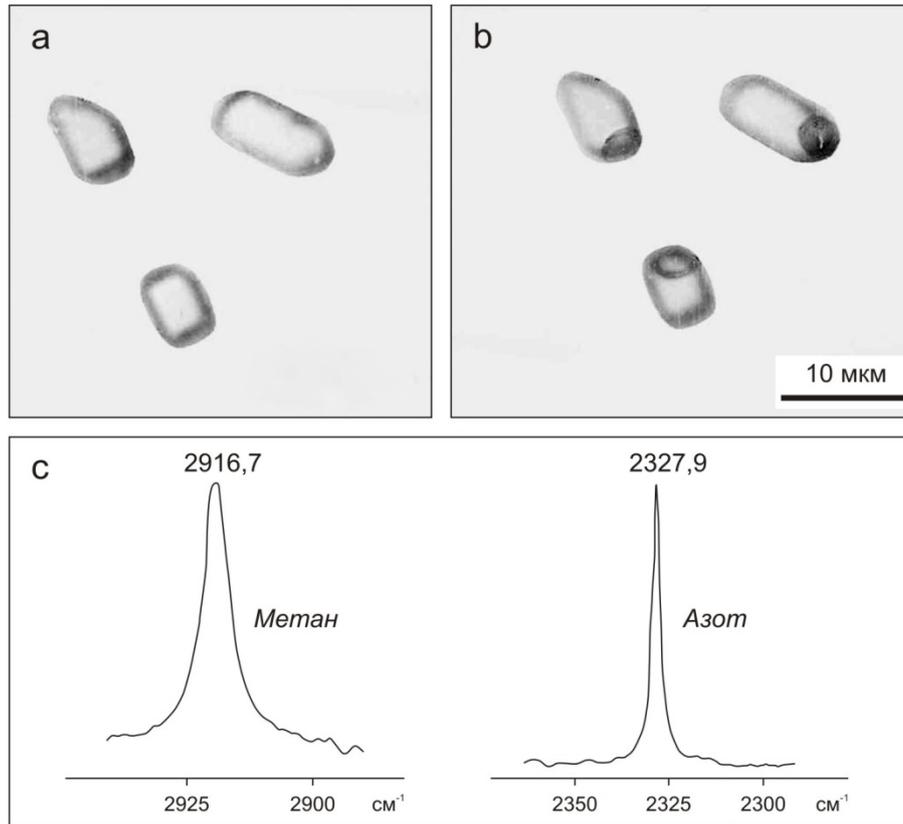


Рис. 9. Флюидные включения в оливине из дунитов офиолитов Кузнецкого Алатау

Включения сжиженного азота при +20 °С (а) и при -195 °С (б); с – результаты анализов флюидных включений сжиженных газов с помощью КР-спектроскопии [Симонов, 1993]

Fig. 9. Fluid inclusions in olivine from dunites of the Kuznetsky Alatau ophiolites

Inclusions of liquefied nitrogen at +20 °C (a) and at -195 °C (b); c – results of analyses of fluid inclusions of liquefied gases by means of Raman spectroscopy [Simonov, 1993]

Проведенные нами исследования офиолитов Кузнецкого Алатау показали, что нет основания противопоставлять модели магматического и метаморфогенно-деформационного происхождения ультрамафитов, так как они отражают последовательную эволюцию процессов формирования ультраосновных пород офиолитовой ассоциации. В ходе первого этапа, судя по результатам изучения расплавных включений в хромшпинелидах, минералы ультрамафитов (в первую очередь оливин) кристаллизовались из пикритовых расплавов при температурах начиная с 1 550–1 530 °С и давлениях около 6,8–4,3 кбар. Прямая магматогенная кристаллизация оливина заканчивалась около 1 220 °С. В дальнейшем при снижении температуры происходила суб-

солидусная рекристаллизация уже сформировавшегося преимущественно твердого субстрата, который неизбежно начал подвергаться внешнему воздействию, приводящему к пластическим деформациям и твердофазному течению ультрамафитов Кузнецкого Алатау уже на ранних этапах их мантийно-коревой эволюции при температурах до 800–1 000 °С и давлениях до 8–11,5 кбар. Пластические деформации и преобразование ультраосновных пород продолжались и на более высоких горизонтах, с образованием оливин-антигоритовых метаморфитов.

В целом необходимо отметить, что присутствие расплавных включений в хромшпинелидах, свидетельствующее о кристаллизации рассмотренных дунитов Кузнецкого Алатау при участии магматиче-

ских систем, показывает их принадлежность к дунит-верлит-клинопироксенитовому комплексу офиолитов.

Выводы

1. Установлено присутствие первичных расплавных включений в акцессорных хромшпинелидах из дунитов Среднетерсинского массива, что прямо свидетельствует об участии магматических систем при формировании ультрамафитов из офиолитов Кузнецкого Алатау.

2. Исследования расплавных включений в хромшпинелидах показали, что при формировании дунитов Среднетерсинского массива большую роль играли высокомагнезиальные (преимущественно пикритовые) магмы с содержаниями MgO около 22–30 мас. %. Расчетное моделирование на основе данных по составам расплавных включений с помощью хорошо известных программ (PETROLOG [Danyushevsky, Plechov, 2011], COMAGMAT [Ariskin, Varmina, 2004], PLUTON [Лавренчук, 2004]) позволило установить следующие ключевые параметры процессов магматогенного образования минералов ультрамафитов из офиолитов Кузнецкого Алатау: ликвидусная кристаллизация оливина происходила при температурах 1 550–1 530 °С и давлениях около 6,8–4,3 кбар; кристаллизация хромшпинелидов из расплава – 1 430–1 250 °С; солидус оливина – около 1 220 °С; возмож-

ное образование клинопироксенов из расплава – 1 220–1 210 °С.

3. Получен широкий интервал температур (начиная с 1 220 °С и далее при снижении параметров от 1 165 до 730 °С) субсолидусной рекристаллизации, что свидетельствует о сложных, возможно длительных, процессах установления твердофазовых равновесий после кристаллизации из расплавов минералов дунитов из офиолитов Кузнецкого Алатау.

4. Согласно рассмотренным результатам петроструктурного анализа следует, что ультрамафиты из офиолитов Кузнецкого Алатау в процессе становления подвергались многократным деформациям в процессе подъема из глубин предположительно верхней мантии в область консолидации в земной коре. Общая направленность деформационных процессов от глубинных к «близкоповерхностным» находит отражение в эволюции элементов петроструктуры. С этими представлениями согласуются полученные ранее выводы о последовательности деформаций и механизме формирования уникальной структурной формы Среднетерсинского массива [Гончаренко и др., 1982; Гончаренко, 1989].

Работа выполнена в соответствии с государственным заданием ИГМ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации и договора № 14.Y26.31.0029.

ЛИТЕРАТУРА

- Вернон Р.Х.** Метаморфические процессы. М.: Недра, 1980. 226 с.
- Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А., Чернышов А.И.** Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива). Новосибирск : Наука, 1982. 105 с.
- Гончаренко А.И.** Деформация и петроструктурная эволюция альпийских гипербазитов. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1989. 404 с.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В.** Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 5. С. 701–722.
- Ермаков Н.П., Долгов Ю.А.** Термобарогеохимия. М. : Недра, 1979. 271 с.
- Колман Р.Г.** Офиолиты. М. : Мир, 1979. 264 с.
- Коновалова О.Г., Прусевич Н.А.** Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск : Наука, 1977. 165 с.
- Кортусов М.Л.** Палеозойские интрузивные комплексы Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау) // Нижнепалеозойские интрузивные комплексы. Томск, 1967. Т. 1. С. 225.
- Лавренчук А.В.** Программа для расчета внутрикамерной дифференциации основной магмы «PLUTON» // Тезисы докладов Второй Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, 2004. С. 105–106.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М.** Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М. : Госгеолтехиздат, 1958. 295 с.
- Савельева Г.Н.** Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М. : Наука, 1987. 246 с.
- Симонов В.А., Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ковязин С.В.** Расплавные включения в хромшпинелидах расслоенной части Ключевского габбро-гипербазитового массива // Литосфера. 2008. № 2. С. 101–115.
- Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В.** Физико-химические параметры формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: материалы третьей Международной конференции. Екатеринбург : Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2009. Т. 2. С. 195–198.
- Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В.** Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 579–598.
- Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С., Степанов А.С.** Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного массива (Средний Урал) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 6. С. 1106–1134.

- Симонов В.А., Приходько В.С., Васильев Ю.Р., Котляров А.В.** Физико-химические условия кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36, № 6. С. 70–93.
- Симонов В.А.** Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск : Изд-во ОИГТМ СО РАН, 1993. 247 с.
- Ступаков С.И., Симонов В.А., Гора М.П.** Минералогия офиолитов г. Становой Хребет (Среднетерсинский массив) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 7: Рудоносность, минералогия. Новосибирск, 1993. С. 131–140.
- Ступаков С.И., Симонов В.А.** Особенности минералогии ультрабазитов – критерии палеогеохимических условий формирования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 4. С. 746–755.
- Чернышов А.И.** Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, 2001. 216 с.
- Ariskin A.A., Barmina G.S.** COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // *Geochemistry International*. 2004. V. 42 (Suppl. 1). P. S1–S157.
- Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H.** Oxygen fugacity controls in the earth's upper mantle // *Nature*. 1990. V. 348 (6300). P. 437–440.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu.** Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 29 July 2011. 2011. V. 12, № 7. Q07021. doi: 10.1029/2011GC003516.
- Fabries J.** Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contr. Miner. Petrol.* 1979. V. 69, № 4. P. 329–336.
- Karato S., Haemyeong J., Katayama I., Skemer P.** Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insights from laboratory studies // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2008. V. 36. P. 59–95.
- Mercier J.C.** Olivine and pyroxenes // Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis Academic Press. INC., 1985. P. 407–430.
- Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M.** Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // *Amer. J. Sci.* 1973. № 10. P. 853–876.
- Nicolas A.** Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Academic Publishers. Netherlands, 1989. 367 p.
- Nicolas A., Poirier J.C.** Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. L. ; N.Y., 1976. 437 p.
- Schiano P., Clocchiatti R., Lorand J.-P., Massare D., Deloule E., Chaussidon M.** Primitive basaltic melt included in podiform chromites from the Oman ophiolite // *Earth and Planetary Science Letters*. 1997. V. 146. P. 489–497.
- Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.** Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: Constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // *J. Petrol.* 1994. V. 35. P. 1183–1211.

Авторы:

Симонов Владимир Александрович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, главный научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; научный сотрудник, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет, Казань, Россия.

E-mail: simonov@igm.nsc.ru

Чернышов Алексей Иванович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой петрографии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: aich@ggf.tsu.ru

Котляров Алексей Васильевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; научный сотрудник, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет, Казань, Россия.

E-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru

Geosphere Research, 2020, 3, 34–49. DOI: 10.17223/25421379/16/3

V.A. Simonov^{1,3,4}, A.I. Chernyshov², A.V. Kotlyarov^{1,4}

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

² National Research Tomsk National Research State University, Tomsk, Russia

³ Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia

⁴ Kazan Federal University, Kazan, Russia

PHYSICAL AND CHEMICAL PARAMETERS OF FORMATION OF ULTRAMAFIC ROCKS FROM KUZNETSKY ALATAU OPHIOLITES

Conditions of formation of the ultrabasic rocks, which are a part of ophiolite association, draw attention of numerous researchers which, as a whole, can be divided on two basic groups following to the opposite points of view. In one case formation of ultramafic rocks by crystallization of the ultrabasic melts is supposed. Other point of view consists that ophiolite ultrabasites are mantle restites, the refractory rests which resulted melting of a mantle and penetrate into Earth Crust in a solid condition.

Our researches of the Kuznetsky Alatau ophiolites have shown that there is no basis to oppose models of a magmatic and metamorphic-deformation origin of ultramafites, because they reflect consecutive evolution of processes of formation of the ultrabasic rocks of ophiolite association. First of all, presence of primary melt inclusions in accessory Cr-spinels from dunites of the Srednetersinsky massive directly testifies to participation of magmatic systems at formation of ultramafites from the Kuznetsky Alatau ophiolites. Study of these inclusions have shown that at the formation of the dunites from the Srednetersinsky massive a high magnesia (mainly picrite) magma (with MgO content nearby 22–30 wt. %) played a great role. Calculating modelling on the basis of the data on melt inclusion composition by means of well-known programs (PETROLOG, COMAGMAT, PLUTON) has allowed to establish following key pa-

rameters of magmatogenic processes formation of ultramafic minerals from the Kuznetsky Alatau ophiolites: liquidus crystallization of olivine occurred at temperature 1,550–1,530 °C and pressure nearby 6.8–4.3 kbar; crystallization of Cr-spinels from melt – 1,430–1,250 °C; solidus of olivine – nearby 1,220 °C; possible formation of clinopyroxene from melt – 1,220–1,210 °C.

With the help of mineralogical thermometers the wide interval of temperatures (since 1,220 °C to 1,165 °C and further to 730 °C) of subsolidus recrystallization was established. This data testifies a difficult (probably long) establishment processes of solid phase equilibrium after crystallization from melts of dunite minerals from the Kuznetsky Alatau ophiolites.

According to results of petrostructure analysis follows that ultramafites from the Kuznetsky Alatau ophiolites during of their formation were exposed to repeated deformations in the course of lifting from depths of the top mantle to the consolidation area in the Earth Crust. The general orientation of deformation processes from deep to «near surface» finds reflexion in evolution of petrostructure elements. The conclusions received earlier will be co-ordinated with these representations about sequence of deformations and the mechanism of formation of the unique structural form of the Srednetersinsky ophiolite massive (Kuznetsky Alatau).

Keywords: ophiolites, melt inclusions, petrostructure analysis.

References

- Vernon R.H.** *Metamorficheskiye protsessy* [Metamorphic processes]. Moscow: Nedra, 1980. 226 p. In Russian
- Goncharenko A.I., Kuznetsov P.P., Simonov V.A., Chernyshov A.I.** *Ofolitovaya assotsiatsiya Kuznetskogo Alatau (na primere Srednetersinskogo massiva)* [Ophiolitic association of the Kuznetsky Alatau (on the example of the Srednetersinsky massive)]. Novosibirsk: Nauka, 1982. 105 p. In Russian
- Goncharenko A.I.** *Deformatsiya i petrostrukturnaya evolyutsiya al'pinotipnykh giperbazitov* [Deformation and petrostructure evolution alpinotype ultrabasites]. Tomsk: Tomsk. Univ., 1989. 404 p. In Russian
- Dobretsov N.L., Simonov V.A., Koulakov I.Yu., Kotlyarov A.V.** Migration of fluids and melts in subduction zones and general aspects of thermophysical modeling in geology // *Russian Geology and Geophysics*. 2017. V. 58 (5). pp. 571–585.
- Ermakov N.P., Dolgov Yu.A.** *Termobarogeokhimiya* [Thermobarogeochemistry]. Moscow: Nedra, 1979. 271 p. In Russian
- Coleman R.G.** *Ofolity* [Ophiolites]. Moscow: Mir, 1979. 264 p. In Russian
- Konovalova O.G., Prusevich N.A.** *Dunit-gartsburgitovyye massivy Kuznetskogo Alatau i Salaira* [Dunite-harzburgite massifs of Kuznetsky Alatau and Salair]. Novosibirsk: Nauka, 1977. 165 p. In Russian
- Kortusov M. L.** *Paleozoyskiye intruzivnyye komplekсы Mariinskoy taygi (Kuznetskiy Alatau)* [Paleozoic intrusive complexes of the Mariinsky taiga (Kuznetsky Alatau) // *Nizhnepaleozoyskiye intruzivnyye komplekсы* [Lower Paleozoic intrusive complexes]. Tomsk, 1967. V.1. p. 255. In Russian
- Lavrenchuk A.V.** *Programma dlya rascheta vnutrikamernoy differentsiatsii osnovnoy magmy «PLUTON»* [PLUTON software for calculating within chamber differentiation of mafic magmas], in: Abstracts, 2nd Siberian Int. Conf. Young Geosci. Novosibirsk. Gos. Univ. Novosibirsk, 2004. pp. 105–106. In Russian
- Pinus G.V., Kuznetsov V.A., Volokhov I.M.** *Giperbazity Altaye-Sayanskoy skladchatoy oblasti* [Hyperbasites of the Altai-Sayan folded region]. Moscow: Gosgeoltekhizdat, 1958. 295 p. In Russian
- Savel'eva G.N.** *Gabbro-ul'trabazitovyye komplekсы ofiolitov Urala i ikh analogi v sovremennoy okeanicheskoy kore* [Gabbro-ultrabasite complex in ophiolites of the Urals and their analogues in the modern oceanic crust]. Moscow: Nauka, 1987. 246 p. In Russian
- Simonov V.A., Smirnov V.N., Ivanov K.S., Kovyazin S.V.** *Raspлавnyye vklucheniya v khromshpinelidakh rassloyennoy chasti Klyuchevskogo gabbro-giperbazitovogo massiva* [Melt inclusions in chrome-spinel of Kluchevsk gabbro-ultrabasite massif's stratiform part] // *Lithosphere*. 2008. N. 2. pp. 101–115. In Russian
- Simonov V.A., Shelepaev R.A., Kotlyarov A.V.** *Fiziko-khimicheskiye parametry formirovaniya rassloyennogo gabbro-giperbazitovogo kompleksa v ofiolitakh YUzhnoy Tuvy* [Physicochemical parameters of the formation of a layered gabbro-hyperbasite complex in ophiolites of South Tuva] // in: Abstracts, 3rd Int. Conf. Mafic-ultramafic complexes of folded regions and related deposits. V. 2. UrO RAN, Yekaterinburg, 2009. pp. 195–198. In Russian
- Simonov V.A., Prikhod'ko V.S., Kovyazin S.V.** Genesis of platiniferous massifs in the southeastern Siberian Platform // *Petrology*. 2011. V. 19 (6). pp. 549–567.
- Simonov V.A., Puchkov V.N., Prikhod'ko V.S., Stupakov S.I., Kotlyarov A.V., Karmanov N.S., Stepanov A.S.** Physicochemical conditions of crystallization of dunites of the Nizhnii Tagil Pt-bearing massif (Middle Urals) // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57 (6). pp. 868–890.
- Simonov V.A., Prikhod'ko V.S., Vasiliev Yu.R., Kotlyarov A.V.** Physicochemical Conditions of Crystallization of Rocks from Ultrabasic Massifs of the Siberian Platform // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2017. V. 11 (6). pp. 447–468.
- Simonov V.A.** *Petrogenesis ofiolitov (termobarogeokhimicheskiye issledovaniya)* [Petrogenesis of ophiolites (thermobarogeochemical studies)]. Novosibirsk: Publishing house of the institute of geology, geophysics and mineralogy SB RAS, 1993. 247 p. In Russian
- Stupakov S.I., Simonov V.A., Gora M.P.** *Mineralogiya ofiolitov g. Stanovoy KHrebet (Srednetersinskiy massiv)* [Mineralogy of ophiolites of Stanovoy ridge (Srednetersinsky massif)] // *Giperbazitovyye assotsiatsii skladchatykh oblastey* [Ultrabasic associations of folded regions]. V. 7. Ore bearing, mineralogy. Novosibirsk, 1993. pp. 131–140. In Russian
- Stupakov S.I., Simonov V.A.** *Osobennosti mineralogii ul'trabazitov - kriterii paleogeodinamicheskikh usloviy formirovaniya ofiolitov Altaye-Sayanskoy skladchatoy oblasti* [Peculiarities of the ultrabasic mineralogy – criterion of paleogeodynamic conditions of ophiolite formation in the Altai-Sayan folded area] // *Russian Geology and Geophysics*. 1997. V. 38 (4). pp. 746–755. In Russian
- Chernyshov A.I.** *Ul'tramafity (plasticheskoye techeniye, strukturnaya i petrostrukturnaya neodnorodnost')* [Ul'tramafity (plastic flow, structural and petrostructural heterogeneity)]. Tomsk, 2001. 216 p. In Russian
- Ariskin A.A., Barmina G.S.** COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications // *Geochemistry International*. 2004. V. 42 (Supp. 1). pp. S1–S157.
- Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H.** Oxygen fugacity controls in the earth's upper mantle // *Nature*. 1990. V. 348 (6300). pp. 437–440.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu.** Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 29 July 2011. 2011. V. 12. N 7. Q07021.

- Fabries J.** Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contr. Miner. Petrol.* 1979. V. 69 (4). pp. 329–336.
- Karato S., Haemyeong J., Katayama I., Skemer P.** Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insights from laboratory studies // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences.* 2008. V. 36. pp. 59–95.
- Mercier J.C.** Olivine and pyroxenes // Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis Academic Press. INC., 1985. pp. 407–430.
- Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M.** Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // *Amer. J. Sci.*, 1973. N 10. pp. 853–876.
- Nicolas A.** Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Academic Publishers. Netherlands, 1989. 367 p.
- Nicolas A., Poirier J.C.** Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. L.; N.Y., 1976. 437 p.
- Schiano P., Clocchiatti R., Lorand J.-P., Massare D., Deloule E., Chaussidon M.** Primitive basaltic melt included in podiform chromites from the Oman ophiolite // *Earth and Planetary Science Letters.* 1997. V. 146. pp. 489–497.
- Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.** Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: Constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // *J. Petrol.* 1994. V. 35. pp. 1183–1211.

Author's:

Simonov Vladimir A., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor National Research Novosibirsk State University. Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. Researcher, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University, Kazan, Russia.

E-mail: simonov@igm.nsc.ru

Chernyshov Alexey Iv., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Head at the Department of Petrography, Geology and Geography Faculty National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: aich@ggf.tsu.ru

Kotlyarov Alexey V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. Researcher, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan Federal University, Kazan, Russia.

E-mail: kotlyarov@igm.nsc.ru

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

УДК 553.411.071, 553.08, 553.2

V-Nb-W-СОДЕРЖАЩИЙ РУТИЛ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРАЛЬВЕЕМ КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ИНДИКАТОР РУДОНОСНОСТИ

Р.А. Максаров¹, А.Г. Дорошкевич^{2,3,4}, И.Р. Прокопьев^{3,5}, Ю.О. Редин³, В.В. Потапов^{3,5}



¹ АО «Рудник Каральвеем», Билибино, Россия

² Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

³ Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия

⁴ Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

⁵ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

Приведены результаты исследования рутила из кварцевых жил и метасоматитов по габбро-долеритам золоторудного месторождения Каральвеем. Минерал содержит примеси W, Nb, Fe и V, что характерно для рутилов месторождений золота. Проведено сопоставление с рутилом золоторудных месторождений мира, определены схемы изоморфных замещений, рассмотрена возможность использования минерала как индикатора условий образования и применения в шлиховых исследованиях для поисков новых месторождений золота на северо-востоке России.

Ключевые слова: рутил, минерал-индикатор, элементы-примеси, вольфрам, золоторудное месторождение, Каральвеем.

Введение

Рутил является типичным аксессуарным минералом различных генетических типов пород, в том числе пород гидротермальных рудных месторождений. Наличие в составе минерала примесей может отражать значимые концентрации этих элементов в минералообразующей среде. Примесь Сг в рутиле является типичной для основных пород, W – в минерале гранитоидов и связанных с ними золоторудных месторождений, пропицитов медно-порфирировых месторождений, а аномально высокие Nb и V – в минерале медно-порфирировых месторождений и в метаморфогенных рутилах [Clark, Williams-Jones, 2004; Meinhold, 2010]. Кроме того, рутил, содержащий вышеперечисленные примеси в составе, может быть использован как потенциальный индикатор при поисках золоторудных месторождений, как, например, пироп и хромит определенного состава используются для поисков и разведки алмазоносных кимберлитов. Так, например, благодаря изучению (V-W-Sb)-содержащего рутила была оконтурена продуктивная рудная зона на золоторудном месторождении Хемло в Канаде [Harris, 1989], а изучение геохимии рутила в богатых золотоносных рудах Шарлет и Биг Белл рудного района Калгури (Западная Австралия) позволило различить промышленно значимые и перспективные проявления золота в регионе [Scott, Radford, 2007; Scott et al., 2011].

В статье рассмотрены проанализированные составы рутила из различных типов руд (метасомати-

ческого и кварцево-жильного) золоторудного месторождения Каральвеем (Центральный и Русловой участки) для проверки идеи, что микроэлементы в рутиле могут являться индикаторами условий образования золотого оруденения и быть полезными для поисков и разведки месторождений золота на северо-востоке России, одной из крупнейших областей добычи золота.

Краткая геологическая характеристика месторождения Каральвеем

Золоторудное месторождение Каральвеем входит в состав Каральвеевского рудного поля и располагается в бассейне р. Малый Анной в центральной части Кеппервеевской гряды Аннойского нагорья, в 18 км западнее г. Билибино (Чукотский автономный округ).

Рудное поле приурочено к антиклинальной складке с крутым падением оси на юго-запад, и в его пределах широко развиты разрывы северо-западного, северо-восточного и субширотного направления (рис. 1). В пределах рудного поля преобладающими являются золото-кварцевые жилы, локализованные в силле габбро-долеритов, также отмечаются золотоносные метасоматические зоны.

Осадочные породы (песчаники, алевролиты, кремнисто-хлоритовые, серицит-хлоритовые, глинистые сланцы) рудного поля слагают непрерывный разрез терригенных триасовых отложений (кеппервеевская и пауктуваамская свиты) общей мощностью до 2 900 м.

Породы субогласно или косослоисто прорываются ранне-среднетриасовыми силлами и дайками габбро-долеритов, которые протягиваются непрерывной по-

лосой северо-западного простираения через всю площадь месторождения (рис. 1). В поле также отмечаются редкие дайки раннемеловых (?) диоритов.

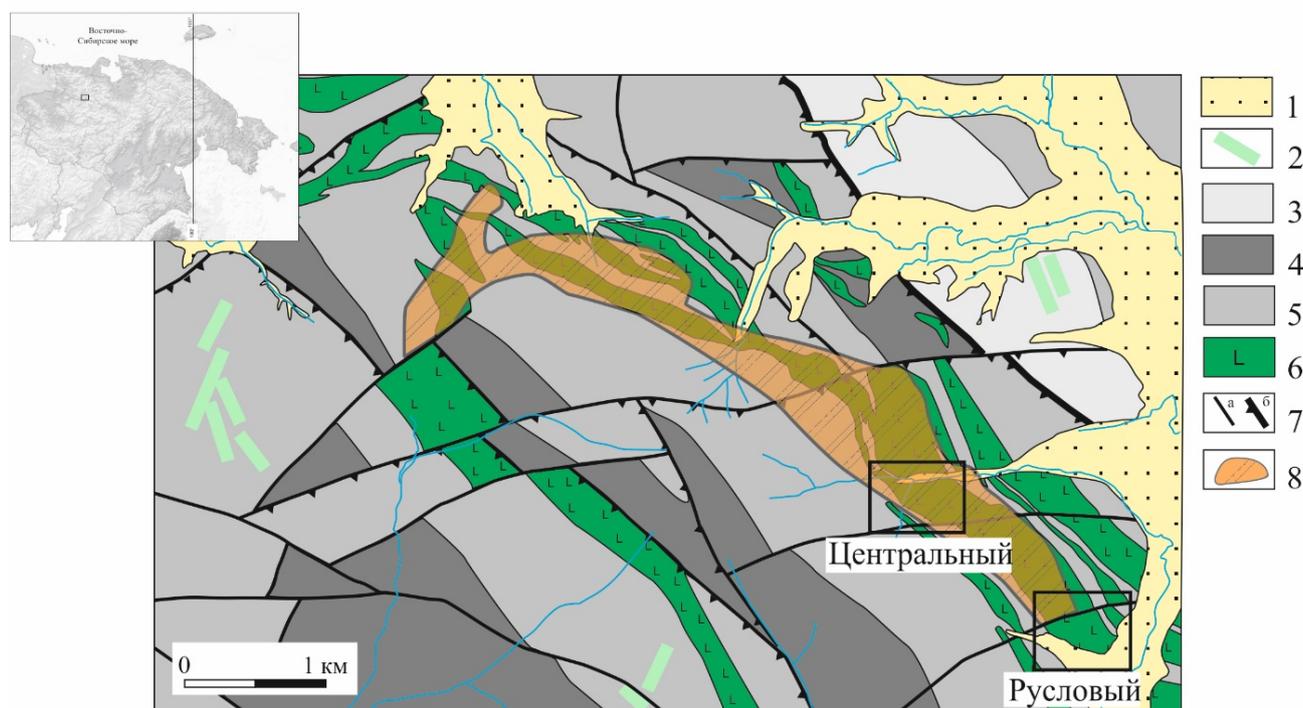


Рис. 1. Схема геологического строения месторождения Каральвеем и расположение участков исследования (Центральный и Русловый участки) [по Оперативный подсчет..., 2017]

1 – современные аллювиальные отложения (галечник, гравий, песок); 2 – дайки диоритов, K_1 ; 3 – отложения пауктуваамской свиты (песчаники, алевролиты, сланцы углистые), T_3 ; 4–5 – отложения кепервеемской свиты, верхняя (4) и нижняя (5) подсвиты (песчаники, алевролиты, карбонатные стяжения), T_1 ; 6 – силлы, дайки долеритов, габбро-долеритов, $T_{1,2}$; 7 – сбросы (а), вбросы (б); 8 – контур рудной зоны с метасоматитами и кварцевыми жилами

Fig. 1. The scheme of the geological structure of the Karalveem deposit and the location of the study areas (Central and Channel areas) [by Operativnyy podschet..., 2017]

1 – modern alluvial deposits (pebble, gravel, sand); 2 – diorite dikes, K_1 ; 3 – deposits of the Pauktuvaam suite (sandstones, siltstones, carbonaceous shales), T_3 ; 4–5 – deposits of the Kеperveemskaya suite, upper (4) and lower (5) subformations (sandstones, siltstones, carbonate concretions), T_1 ; 6 – sills, dikes of dolerites, gabbro-dolerites, $T_{1,2}$; 7 – discharges (a), throws (b); 8 – outline of the ore zone with metasomatites and quartz veins

Габбро-долериты – это мелко-среднезернистые серые, серо-зеленые породы массивной до трахитовидной текстуры. Основными минералами пород являются плагиоклаз (50–55%), клинопироксен (порядка 35%) и калиевый полевой шпат (5–10%); в породе также присутствуют стекловатый мезостазис (3–5%), апатит (до 5%) и рудные минералы (порядка 2–5%). Среди аксессуарных минералов установлены циркон, титанит, бадделеит. К рудным минералам относятся ильменит, магнетит, пирротин. Ильменит характеризуется незначительными вариациями TiO_2 (49–51,5 мас. %), из примесей иногда отмечается MnO (до 0,6 мас. %).

Золото-кварцевые жилы (Русловый и Центральный участки) имеют мощность от 0,2 до 4 м с прослеженной длиной по простираению от сотен метров до 1 км. Морфология жил осложнена чередованием

пережимов и раздувов, иногда сложная сеть жил цементируют блоки вмещающих пород. Контакты жил с вмещающими породами четкие, волнистые, извилистые, иногда тектонически сорванные. Околорудные метасоматические изменения габбро-долеритов варьируют в широких интервалах, в некоторых случаях достигая мощности 5 м. Осадочные породы в зальбандах жил хлоритизированы, карбонатизированы (до 0,5 м).

Золотоносные метасоматиты образуют зоны в габбро-долеритах, мощность которых колеблется от 0,1 м до 25 м при протяженности до 100 м. Зоны характеризуются северо-западным простираением с довольно крутым (35–45°) падением на северо-восток (участок Центральный). В метасоматических зонах габбро-долериты нацело изменены и представлены карбонат-кварц-хлоритовым агрегатом, а

рудные минералы (пирит, халькопирит и др.) формируют вкрапленность, микропрожилки и гнездообразные скопления.

Методика исследования

Оптическое изучение руд и вмещающих габбро-долеритов проводилось в шлифах и АН-шлифах. Исследования соотношения минералов, распределения рудных компонентов в пределах минералов и минеральных включений в них изучалось с помощью электронного сканирующего микроскопа с энергодисперсионным спектрометром (EDS) MIRA 3 LMU (система микроанализа INCA Energy 450 XMax-80) в АН-шлифах и шашках, залитых в эпоксидную смолу. Условия EDS-анализа: ускоряющее напряжение – 20 кВ, ток электронного пучка – 1,5 нА, время набора спектров – 20–40 с. Для количественной оптимизации (нормировка на ток зонда и калибровка спектрометра по энергии) применялся металлический Со. Рамановские исследования индивидуальных TiO_2 проведены на спектрометре LabRam HR800 Horiba Jobin Yvon, оборудованном оптическим микроскопом (Olympus BX41) в АН-шлифах. Для возбуждения спектров использовался лазер Ar⁺ 514,5 нм. Для диагностики кристаллических фаз использовалась база данных спектров комбинационного рассеяния RRUFF (<http://rruff.info>). Химический состав рутила определялся на электронном микро-

зонде CAMEBAX-Micro в режиме волновой дисперсии (WDS) в АН-шлифах и шашках, залитых в эпоксидную смолу. Условия WDS-анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток – 20–40 нА, диаметр пучка – 2 мкм. В качестве стандартов были использованы LiNbO_3 -REE (Nb), TiO_2 (Ti), Fe_2O_3 (Fe), V_2O_5 (V), пироп (Al), FeWO_4 (W), SiO_2 (Si), диопсид (Mg), CuSbS_2 (Sb). Относительное стандартное отклонение – менее 2%.

Исследования выполнены на базе сертифицированного Аналитического центра коллективного пользования (АЦКП) многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Результаты исследований

Для диагностики кристаллической структуры TiO_2 из золото-кварцевых жил и золотоносных метасоматитов была применена Рамановская спектроскопия. На рис. 2 показаны спектры исследуемых образцов TiO_2 из метасоматитов (1) и кварцевых жил (2) и спектр рутила (3) из базы данных RRUFF (<http://rruff.info>) в диапазоне 150–1100 cm^{-1} . В спектрах исследуемых зерен TiO_2 руд отмечаются отчетливые пики на 240, 445 и 611 cm^{-1} , которые схожи с таковыми для рутила из базы данных RRUFF (<http://rruff.info>), что позволяет утверждать присутствие рутила в рудах золото-кварцевых жил и золотоносных метасоматитов.

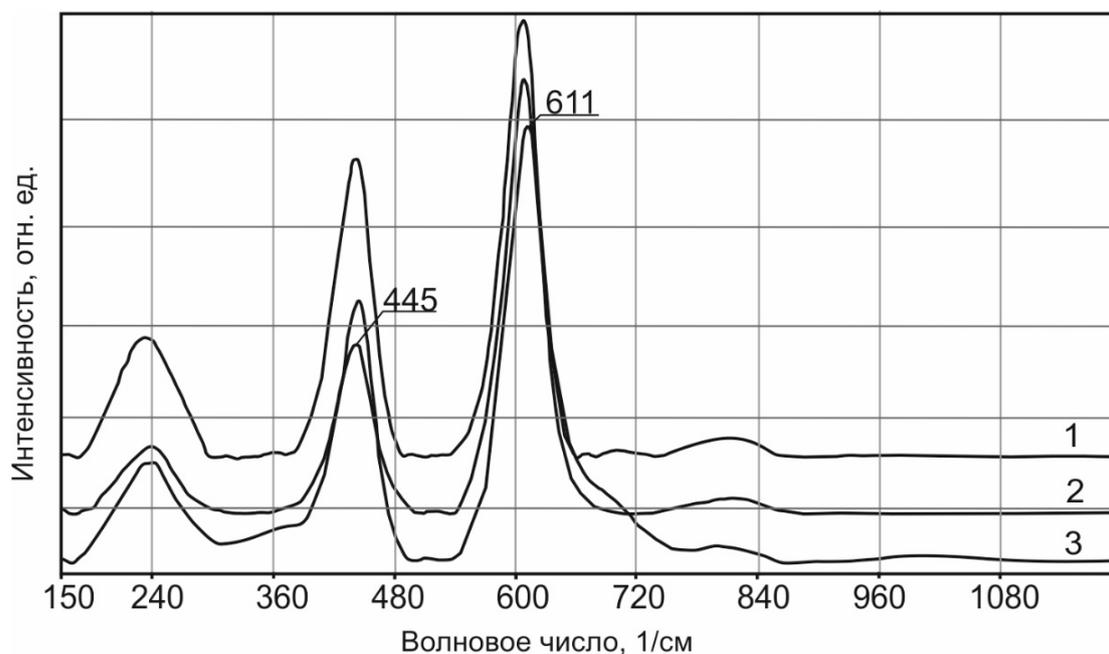


Рис. 2. Рамановские спектры рутила из золотоносных метасоматитов (1) и золото-кварцевых жил (2) и спектр рутила (3) из базы данных RRUFF (<http://rruff.info>)

Fig. 2. Raman spectra of rutile from gold-bearing metasomatites (1) and gold-quartz veins (2) and spectrum of rutile (3) from the database RRUFF (<http://rruff.info>)

В золото-кварцевых жилах основным нерудным минералом является кварц, второстепенные представлены кальцитом, доломитом и минералом группы хлорита. Главный рудообразующий минерал – арсенопирит, к второстепенным рудным относятся пирит I и II, рутил, галенит, халькопирит. Акцессорными являются ильменит, монацит-(Ce), ксенотим-(Y), сфалерит и самородное золото. Текстура руд – прожилково-вкрапленная; структура – гипидиоморфнозернистая, неравномерно-зернистая, мелко-среднезернистая. Количество рудных минералов редко превышает 10 %.

Арсенопирит и пирит-I находится в парагенетической ассоциации и представлены кристаллами размером от долей миллиметров до 1 см. Оба минерала обычно раздроблены и сцементированы более поздними сфалеритом, галенитом, пиритом-II, халькопиритом, рутилом и ильменитом. Сфалерит и галенит также присутствуют в виде отдельных зерен и их скоплений в основной нерудной массе. Самородное золото (с размером отдельных частиц от первых до десятых микрометров) представлено включениями в зернах, межзерновом пространстве и в трещинах в арсенопирите, а также в интерстициях рутиловых агрегатов.

Рутил присутствует как в виде отдельных кристаллов, так и их скоплений в основной массе (рис. 3, *a, b*). Скопления рутила тяготеют к краевым частям кристаллов арсенопирита и выполняют его межзерновые пространства (рис. 3, *c, d*). В изображениях обратно рассеянных электронов минерал характеризуется неоднородным внутренним строением, которое выражено в наличии хаотично расположенных пятнистых и полосчатых темных и светлых доменов (рис. 2, *e, f*).

В составе минерала всегда присутствует примесь железа (до 3 мас. % FeO, в среднем 2,4 мас. % FeO), вольфрама (до 5 мас. % WO₃, в среднем – 2 мас. % WO₃), ванадия (до 1 мас. % V₂O₅, в среднем – 0,8 мас. % V₂O₅), ниобия (до 4 мас. % Nb₂O₅, в среднем – 1,3 мас. % Nb₂O₅) и, в некоторых случаях, алюминия (до 0,5 мас. % Al₂O₃) (таблица). Светлые домены кристаллов рутила характеризуются наиболее высокими концентрациями ниобия и вольфрама по сравнению с темными частями. Точки составов рутила ложатся в область, которая является типичной для минерала золоторудных зон различных месторождений мира (рис. 4).

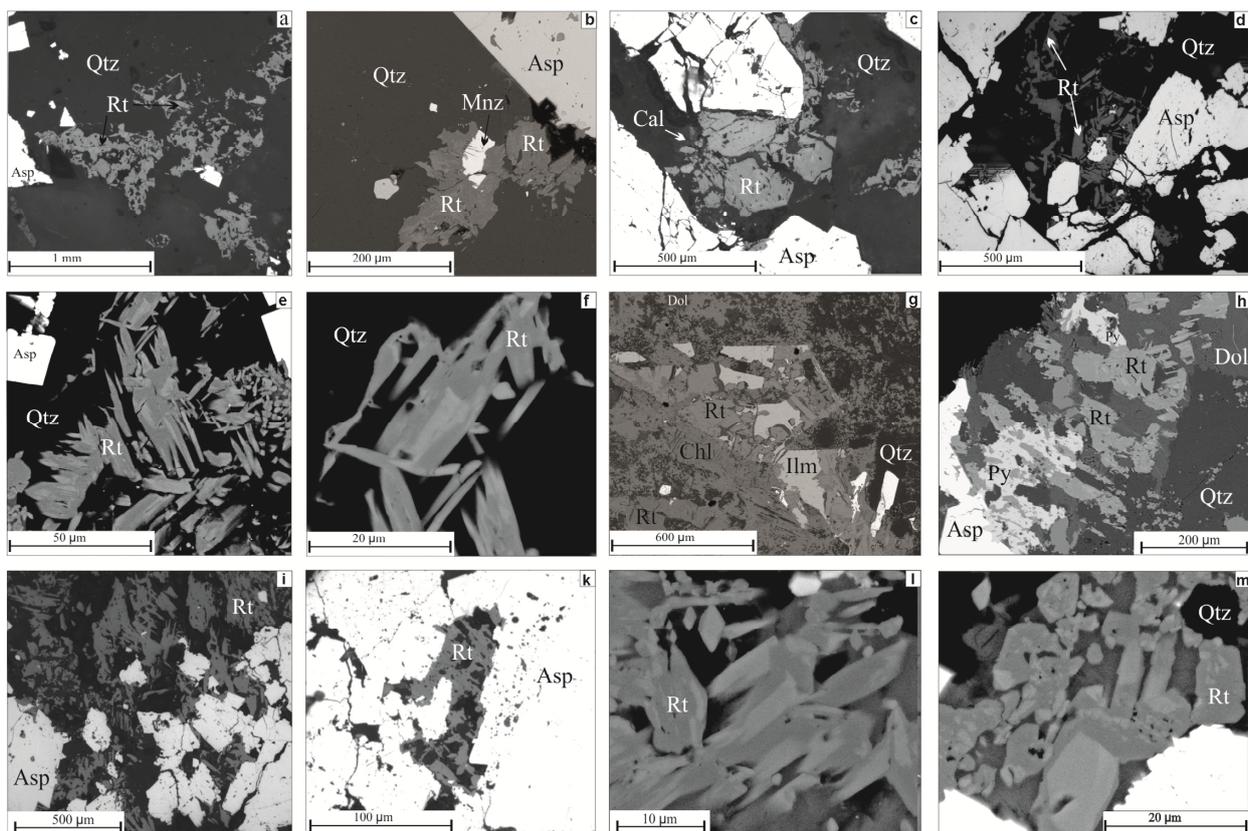


Рис. 3. Изображение (в обратно рассеянных электронах) рутила в золото-кварцевых жилах (*a-f*) и золотоносных метасоматитах (*g-m*) месторождения Каральвеем

a, b – скопления кристаллов рутила в кварце; *c, d, i, k* – приуроченность рутила к зернам арсенопирита; *e, f, l, m* – неоднородное внутренне строение кристаллов рутила; *g* – развитие рутила по ильмениту; *h* – ассоциация рутила с пиритом. Qtz – кварц, Mnz – монацит, Rt – рутил, Asp – арсенопирит, Au – золото, Dol – доломит, Ilm – ильменит, Chl – хлорит, Py – пирит, Cal – кальцит

Fig. 3. BSE-image of rutile in gold-quartz veins (*a-f*) and gold-bearing metasomatites (*g-m*) of the Karalveem

a, b – accumulation of rutile crystals in quartz; *c, d, i, k* – confinement of rutile to arsenopyrite grains; *e, f, l, m* – inhomogeneous internal structure of rutile crystals; *g* – growth of rutile over ilmenite; *h* – association of rutile with pyrite. Qtz – quartz, Mnz – monazite, Rt – rutile, Asp – arsenopyrite, Au – gold, Dol – dolomite, Ilm – ilmenite, Chl – chlorite, Py – pyrite, Cal – calcite

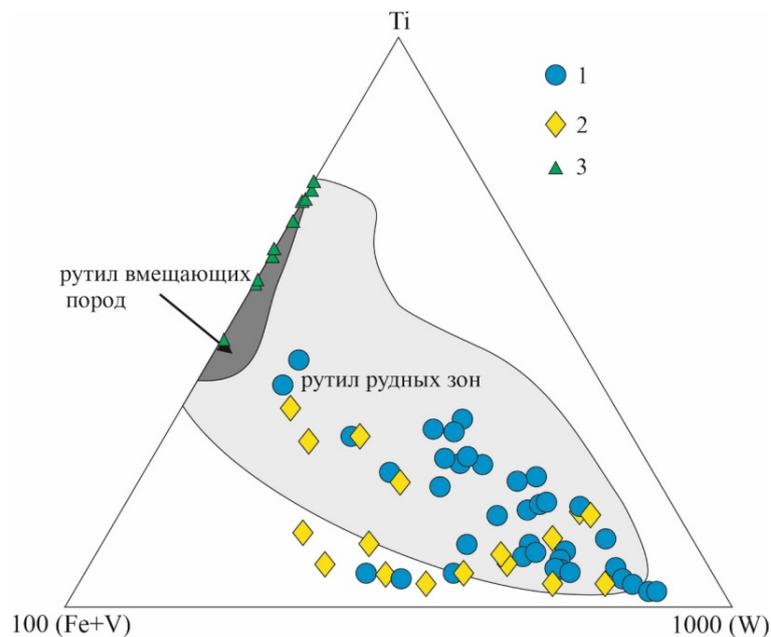


Рис. 4. Составы рутила из золотоносных метасоматитов (1), золото-кварцевых жил (2) и развивающийся по ильмениту (3) месторождения Каральвеем, формульные коэффициенты

Область составов рутила из рудных зон различных золоторудных месторождений мира и вмещающих их пород по [Clark, Williams-Jones, 2004; Agangi et al., 2019]

Fig. 4. Compositions of rutile from gold-bearing metasomatites (1), gold-quartz veins (2) and developing after ilmenite (3) Karalveem deposits, formula coefficients

The area of rutile compositions from ore zones of various gold deposits of the world and their host rocks according to [Clark, Williams-Jones, 2004; Agangi et al., 2019]

В золотоносных метасоматитах породообразующие минералы габбро-долеритов практически полностью замещены вторичными минералами, образуя кварц-хлорит-мусковит-карбонатный мелко-среднезернистый агрегат с редкой вкрапленностью рудных минералов (2–5%), представленными ильменитом, магнетитом, пирротинном. На этапе гидротермального преобразования габбро-долеритов происходило образование таких рудных минералов, как арсенопирит, пирит, халькопирит, рутил, кобальтин, глаукоцит, сфалерит, марказит, самородное золото и галенит.

Кристаллы и их угловатые обломки пирита и арсенопирита формируют микропрожилки и вкрапленные микро-среднезернистые агрегаты в нерудной массе метасоматитов. По пириту часто развивается марказит. Халькопирит формирует аллотриоморфнозернистые агрегаты-вкрапленники и прожилковидные выделения в арсенопирите. Минерал ксеноморфен по отношению к пириту, нередко цементируя его. Самородное золото образует отдельные микронные вкрапленники округлой, неправильной формы, реже микрозернистые агрегаты в основной массе нерудных минералов, в пирите и межзерновом пространстве арсенопирита. В ассоциации с золотом находятся галенит, сфалерит, халькопирит. В сфалерите присутствует эмульсионная вкрапленность зе-

рен халькопирита в виде продукта распада твердого раствора.

Рутил развивается по ильмениту (рис. 3, г) и формирует агрегатные скопления пятнисто-зональных зерен (в изображениях обратно рассеянных электронов) в ассоциации с пиритом, халькопиритом и сфалеритом в основной массе, заполняет межзерновое пространство арсенопирита (рис. 3, h–m).

Состав и вариации примесей в рутиле, который образует агрегатные скопления в основной массе, незначительно различаются от таковых в рутиле кварцевых жил: железо (до 3 мас. % FeO, в среднем 1,6 мас. % FeO), вольфрам (до 5–8 мас. % WO₃, в среднем 1,9 мас. % WO₃), ванадий (до 1 мас. % V₂O₅, в среднем 0,5 мас. % V₂O₅), ниобий (до 2,5 мас. % Nb₂O₅, в среднем 0,9 мас. % Nb₂O₅) и алюминий (до 0,2 мас. % Al₂O₃) (таблица, рис. 4).

Как и в случае с минералом кварцевых жил, светлые домены кристаллов рутила характеризуются наиболее высокими концентрациями ниобия и вольфрама по сравнению с темными частями.

Рутил, развивающийся по ильмениту, характеризуется более низкими концентрациями примесей, по сравнению с минералом золото-кварцевых жил и золотоносных метасоматитов (таблица, рис. 4).

Химический состава рутила руд месторождения Каральвеем

Chemical composition of rutile ores of the Karalveem deposit

	Золото-кварцевые жилы										Золотоносные метасоматиты						Рутил по ильмениту			
	мас. %																			
SiO ₂	0,16	0,37	2,26	0,74	0,45	0,73	0,14	0,15	0,15	0,20	0,30	0,27	0,58	0,64	0,22	0,36	0,10	bdl	bdl	bdl
Nb ₂ O ₅	0,40	0,23	0,34	0,32	0,20	0,29	0,57	0,18	0,48	1,37	0,49	0,46	0,50	0,74	0,73	1,12	0,57	bdl	bdl	bdl
TiO ₂	95,62	97,19	92,71	96,58	98,24	96,85	91,37	98,95	97,81	91,94	97,52	98,03	97,61	97,60	97,86	97,22	98,14	98,95	99,00	98,90
Sb ₂ O ₅	bdl	bdl	bdl	0,01	bdl	0,01	bdl	bdl	bdl	0,01	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0,01	bdl	bdl	bdl
V ₂ O ₅	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	bdl	bdl	0,02	0,90	0,55	0,63	0,02	0,18	0,08	0,03	bdl	bdl	bdl
Al ₂ O ₃	0,14	0,17	0,46	0,12	0,17	0,28	0,09	0,10	0,09	0,09	0,07	0,08	0,09	0,14	0,08	0,12	0,06	bdl	bdl	bdl
MgO	bdl	0,01	0,01	bdl	bdl	0,01	bdl	bdl	0,01	bdl	bdl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	bdl	bdl	bdl	bdl
FeO _{tot}	2,28	1,48	1,98	1,35	0,66	0,98	2,73	0,66	0,86	2,47	0,23	0,22	0,21	0,77	0,87	1,06	1,27	0,50	0,68	0,67
WO ₃	1,97	0,53	1,51	0,17	0,34	0,97	6,04	0,36	0,49	4,05	0,46	0,37	0,35	0,06	0,10	0,12	0,02	bdl	bdl	bdl
Сум- ма	100,57	100,00	99,29	99,31	100,08	100,16	100,96	100,42	99,88	100,15	99,98	99,99	99,98	99,98	100,06	100,09	100,19	99,45	99,68	99,57
Формульные коэффициенты																				
Si	0,002	0,005	0,031	0,010	0,006	0,010	0,002	0,002	0,002	0,003	0,004	0,004	0,008	0,009	0,003	0,005	0,001	–	–	–
Nb	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,004	0,001	0,003	0,009	0,003	0,003	0,003	0,005	0,004	0,007	0,003	–	–	–
Ti	0,970	0,980	0,942	0,978	0,985	0,974	0,945	0,990	0,986	0,949	0,980	0,984	0,979	0,979	0,984	0,978	0,986	0,997	0,998	0,998
Sb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
V	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,010	0,006	0,007	–	0,002	0,001	–	–	–	–
Al	0,002	0,003	0,007	0,002	0,003	0,004	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	–	–	–
Mg	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe	0,026	0,017	0,022	0,015	0,007	0,011	0,031	0,007	0,010	0,028	0,003	0,003	0,002	0,009	0,010	0,012	0,014	0,006	0,008	0,008
W	0,007	0,002	0,005	0,001	0,001	0,003	0,022	0,001	0,002	0,014	0,002	0,001	0,001	–	–	–	–	–	–	–

Примечание. bdl – ниже предела обнаружения.

Note. bdl – below detection limit.

Обсуждение результатов

Петрографическое и минералогическое исследование руд месторождения Каральвеем позволяют предположить следующую схему образования рутила. На гидротермальной стадии преобразования габбро-долеритов с формированием золотоносных метасоматитов происходило развитие рутила по ильмениту. Нахождение рутила в виде кристаллов в ассоциации с кварцем и карбонатами, как в кварцевых жилах, так и в метасоматитах, вне видимой связи с ильменитом, за счет которых он мог бы формироваться, различия в составе примесей в рутиле, развивающегося по ильмениту и присутствующего в виде самостоятельных кристаллов в обоих типах руд, позволяет предположить, что образование рутила происходило не только за счет ильменита, а из гидротермального раствора. Вариации примесей в пределах отдельных кристаллов рутила, вероятно, могут отражать меняющуюся минералообразующую среду.

Преобладающей примесью в рутиле является вольфрам. Источником этого элемента вряд ли мог

быть ильменит габбро-долеритов, из-за отсутствия сколько-нибудь значимых его количеств в последнем. Проведенные исследования элементов примесей в рутиле из крупнейших месторождений золота и вмещающих их пород показали, что концентрация вольфрама в последних обычно значительно ниже [Clark, Williams-Jones, 2004] (см. рис. 4). Вольфрам-содержащий рутил обычно встречается в гранитных пегматитах, гранитах, включая аплиты и аплитовидные граниты [Graham, Morris, 1973; Michailidis, 1997; Belkasmı et al., 2000; Okrush, 2003; Černý et al., 2007]. В литературе также встречается описание вольфрам-содержащего минерала на золоторудных месторождениях [Graham, Morris, 1973; Harris, 1989; Urban et al., 1992; Rice et al., 1998; Scott, Radford, 2007; Миронов и др., 2008; Scott et al., 2011].

Помимо вольфрама, значимой примесью в рутиле Каральвеемского месторождения является ниобий. Согласно экспериментальным исследованиям, ниобий сильно совместим в рутиле с высокими значениями коэффициентов его распределения между минералом и расплавом или флюидом [Horng, Hess, 2000;

Green, Adam, 2003; Klemme et al., 2005]. Этот факт подтверждается природными рутилами с повышенными концентрациями ниобия, присутствующих в кимберлитах, карбонатитах, эглогитах [Haggerty, 1991; Doroshkevich et al., 2007; Соболев и др., 2011; Chebotarev et al., 2017]. Наиболее высокие содержания ниобия в рутиле отмечаются в редкометальных гранитах [Černý et al., 1999; 2007; Aurisicchio et al., 2002; Okrush, 2003]. Таким образом, наличие примесей вольфрама и ниобия, вероятно, может служить косвенным признаком возможной связи золотого оруденения с гранитоидным магматизмом.

Состав примесей в минерале может быть также полезен с практической точки зрения. Проведенные исследования шлиховых ореолов рутила речных и ледниковых отложений вокруг различных типов рудных месторождений показали, что второстепенные элементы в рутиле могут отражать рудные ассоциации месторождений и являться новым и важным инструментом геохимических поисков потенциально значимых различных типов рудных месторождений. Например, рутил из вулканогенных медно-цинковых сульфидных месторождений содержит Sn (иногда W и/или Cu) [Clark, Williams-Jones, 2004]. В минерале месторождений золота всегда присутствует примесь W, а в наиболее крупных и экономически значимых

месторождениях рутил также содержит Sb и/или V [Rice et al., 1998; Clark, Williams-Jones, 2004; Scott, Radford, 2007; Scott et al., 2011; Agangi et al., 2019]. В составе рутила некоторых Pd-Ni-Cu месторождений отмечены Ni и Cu [Clark, Williams-Jones, 2004]. Рутил, связанный с Cu и Cu-Au порфировыми типами месторождений, как правило, характеризуется повышенными количествами W, Cu (иногда V) [Clark, Williams-Jones, 2004; Scott, Radford, 2007]. Поскольку рутил является типичным акцессорным минералом руд месторождения Каральвеем и всегда содержит примесь вольфрама, ниобия и ванадия, это дает возможность его использования для поисков и разведки новых месторождений золота Каральвеемского типа на северо-востоке России.

Замещение катионов в рутиле может происходить согласно следующим схемам гетеровалентного изоморфизма [Urban et al., 1992; Scott, Radford, 2007; Резницкий и др., 2016]:

- (1) $(\text{Fe}, \text{V}, \text{Cr}, \text{Al})^{3+} + (\text{Nb}, \text{Sb}, \text{Ta})^{5+} \rightleftharpoons 2\text{Ti}^{4+}$
- (2) $(\text{Fe}, \text{V}, \text{Cr}, \text{Al})^{3+} + \text{W}^{6+} \rightleftharpoons 3\text{Ti}^{4+}$
- (3) $\text{V}^{4+} \rightleftharpoons \text{Ti}^{4+}$

Согласно данным А.Ж. Urban и соавт. [1992], при удовлетворительном соотношении разновалентных катионов, составы рутилов будут располагаться между линиями с уклоном 1 и 2 (рис. 5, а, б).

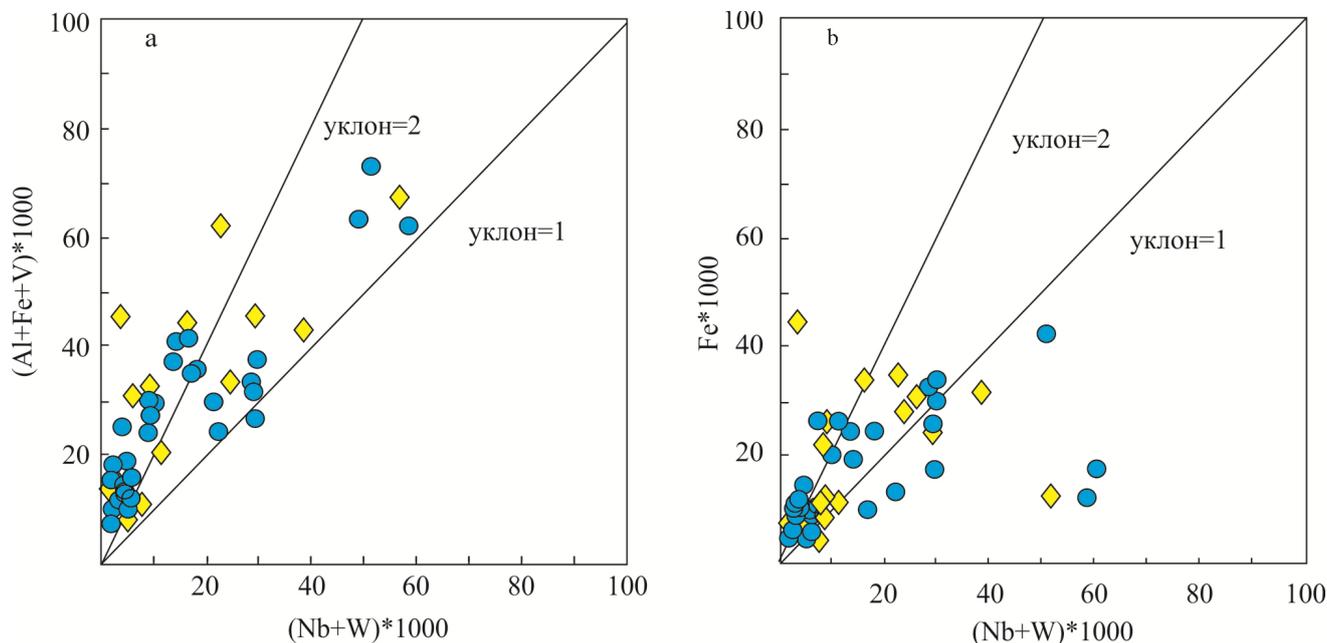


Рис. 5. Соотношение между разновалентными катионами в рутиле из руд месторождения Каральвеем, атомные количества

Условные обозначения как на рис. 3

Fig. 5. Ratio between different valence cations in rutile from ores of the Karalveem deposit, atomic quantities
Legend as in Figure 3

Часть составов рутила обоих типов руд месторождения Каральвеем соответствует этому крите-

рию. Однако большинство рутилов характеризуется обогащением трехвалентными катионами относи-

тельно пяти- и шестивалентных (рис. 5, а). Подобные отклонения не являются редкостью и, например, были отмечены в составе рутилов пород рудного района Калгури Западной Австралии [Scott, Radford, 2007; Scott et al., 2011], метаморфических пород слюдянского комплекса Южного Прибайкалья [Резницкий и др., 2016]. Причиной явного избытка трехвалентными катионами может быть то, что часть ванадия имеет более высокую степень окисления – V^{4+} [Urban et al., 1992; Scott, Radford, 2007; Scott et al., 2011]. Если предположить, что весь ванадий является V^{4+} , то в таком случае значительная часть точек составов рутила находится между линиями 1 и 2 (рис. 5, а). Некоторые значения расположены выше линии 2. Это наиболее вероятно, связано с тем, что в составах минерала присутствует как V^{3+} , так и V^{4+} . Наличие последнего позволяет предположить,

что гидротермальные растворы, вероятно, были окисленными.

Заключение

Рутил из различных типов руд (метасоматитов по габбро-долеритам и кварцевых жил) месторождения Каральвеем содержит примесь железа, вольфрама, ниобия и ванадия. Включение W^{6+} и Nb^{5+} в структуру рутила уравнивается присутствием Fe^{3+} и V^{3+} , и, наиболее вероятно, V^{4+} . По составу минерал схож с рутилом золоторудных месторождений и может использоваться при поисках новых месторождений золота на северо-востоке России.

Работа выполнена при финансовой поддержке базовых проектов ИГМ СО РАН (0330-2019-0002), ГИН СО РАН (IX.129.1.2, № гос. рег. АААА-А16-116122110027-2) и ТГУ (220 № 14.Y26.31.0012).

ЛИТЕРАТУРА

- Миронов А.Г., Карманов Н.С., Миронов А.А., Ходырева Е.В.** Золото-браннеритовые самородки в россыпи Озернинского рудного узла (Бурятия) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 10. С. 984–989.
- Оперативный** подсчет запасов по золоторудному месторождению Каральвеем по состоянию на 01.01.2017 г. ОАО «Рудник Каральвеем». Билибино; Москва, 2017.
- Резницкий Л.З., Складаров Е.В., Суворова Л.Ф., Бараш И.Г., Карманов Н.С.** V-Cr-Nb-W-содержащий рутил из метаморфических пород слюдянского комплекса (Южное Прибайкалье) // ЗРМО. 2016. № 4. С. 61–79.
- Соболев Н.В., Логвинова А.М., Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В., Козьменко О.А., Рагозин А.Л.** Nb рутил из микроксенолита эклогита кимберлитовой трубки Загадочная, Якутия // Доклады Академии наук. 2011. Т. 439, № 1. С. 102–105.
- Angangi A., Reddy S.M., Plavsa D., Fougereuse D., Clark C., Roberts M., Johnson T.E.** Antimony in rutile as a pathfinder for orogenic gold deposits // Ore Geology Reviews. 2019. V. 106. P. 1–11.
- Auricchio C., De Vito C., Ferrini V., Orlandi P.** Nb and Ta oxide minerals in the Fonte del Prete granitic pegmatite dike, Island of Elba, Italy // Can. Mineral. 2002. V. 40. P. 799–814.
- Belkasmí M., Cuney M., Pollard P.J., Bastoul A.** Chemistry of the Ta-Nb-Sn-W oxides minerals from the Yichum rare metal granite (SE China): genetic implications and comparison with Moroccan and French Hercynian examples // Mineralogical Magazine. 2000. V. 64 (3). P. 507–523.
- Černý P., Chapman R., Simmons W.B., Chackowsky L.E.** Niobian rutile from the McGurire granitic pegmatite, Park Country, Colorado: solid solution, exsolution, and oxidation // Am. Mineral. 1999. V. 84. P. 754–763.
- Černý P., Novák M., Chapman R., Ferreira K.J.** Subsolidus behavior of niobian rutile from the Pisek region, Czech Republic: a model for exsolution in W- and Fe^{2+} -rich phases // Journal of Geosciences. 2007. V. 52. P. 143–159.
- Chebotarev D.A., Doroshkevich A.G., Klemd R., Karmanov N.S.** Evolution of Nb-mineralization in Chuktukon carbonatite massif, Chadobets upland (Krasnoyarsk territory, Russia) // Periodico di Mineralogia. 2017. V. 86. P. 99–118.
- Clark J.R., Williams-Jones A.E.** Rutile as a potential indicator mineral for metamorphosed metallic ore deposits. Rapport Final de DIVEX, Sous-project SC2. Montréal, 2004. P. 17.
- Doroshkevich A.G., Wall F., Ripp G.S.** Calcite-bearing dolomite carbonatite dykes from Veseloe, North Transbaikalia, Russia and possible Cr-rich mantle xenoliths // Mineralogy and Petrology. 2007. V. 90. P. 19–49.
- Graham J., Morris R.C.** Tungsten- and antimony-substituted rutile // Mineralogical Magazine. 1973. V. 39. P. 470–473.
- Green T.H., Adam J.** Experimentally-determined trace element characteristics of aqueous fluid from partially dehydrated mafic oceanic crust at 3.0 GPa, 650–700°C // Eur. Jour. Mineral. 2003. V. 15. P. 815–830.
- Haggerty S.E.** Oxide mineralogy of the upper mantle // Oxide minerals: petrologic and magnetic significance. Mineralogical society of Amer. 1991. V. 25. P. 355–416.
- Harris D.C.** The mineralogy and geochemistry of the Hemlo gold deposit, Ontario // Geological Survey of Canada Economic Geology Report. 1989. V. 38. 88 p.
- Hornig W.S., Hess P.C.** Partition coefficients of Nb and Ta between rutile and anhydrous haplogranite melts // Contrib Mineral Petrol. 2000. V. 138. P. 176–185.
- Klemme S., Prowatke S., Hametner K., Gunther D.** Partitioning of trace elements between rutile and silicate melts: implications for subduction zones // Geochim Cosmochim Acta. 2005. V. 69. P. 2361–2371.
- Meinhold G.** Rutile and its applications in earth sciences // Earth-Science Reviews 2010. V. 102. P. 1–28.
- Michailidis K.M.** An EPMA and SEM study of niobian-tungstenian rutile from the Fanos aplitic granite, central Macedonia, northern Greece // Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte. 1997. V. 12. P. 549–563.
- Okrusch M., Hock R., Schüssler U., Brummer A., Baier M., Theisinger H.** Intergrown niobian rutile phases with Sc- and W-rich ferrocolumbite: an electron microprobe and Rietveld study // American Mineralogist. 2003. V. 88. P. 986–995.
- Rice C., Darke K., Still J.** Tungsten-bearing rutile from the Kori Kollo gold mine Bolivia // Mineralogical Magazine. 1998. V. 62. P. 421–429.

Scott K.M., Radford N.W., Hough R.M., Reddy S.M. Rutile compositions in the Kalgoorlie Goldfields and their implications for exploration // *Australian Journal of Earth Sciences: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia*. 2011. V. 58 (7). P. 803–812.

Scott K.M., Radford N.W. Rutile compositions at the Big Bell Au Deposit as a guide for Exploration // *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. 2007. V. 7. P. 353–361.

Urban A.J., Hoskins B.F., Grey I.E. Characterization of V–Sb–W-bearing rutile from the Hemlo gold deposit, Ontario // *Canadian Mineralogist*. 1992. V. 30. P. 319–326.

Авторы:

Максаров Руслан Александрович, главный геолог, АО «Рудник Каральвеем», Билибино, Россия.

E-mail: maksarovr2010@mail.ru

Дорошкевич Анна Геннадьевна, доктор геолого-минералогических наук, заведующая лабораторией рудоносности щелочных пород, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск; Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ; Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: doroshkevich@igm.nsc.ru

Прокопьев Илья Романович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория рудоносности щелочных пород, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия.

E-mail: prokop@igm.nsc.ru

Редин Юрий Олегович, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, лаборатория рудообразующих систем, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: redin@igm.nsc.ru

Потапов Владислав Вячеславович, студент, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

E-mail: vladislavpotapovjobmail@yandex.ru

Geosphere Research, 2020, 3, 50–59. DOI: 10.17223/25421379/16/4

R.A. Maksarov¹, A.G. Doroshkevich^{2,3,4}, I.R. Prokopyev^{3,5}, Yu.O. Redin³, V.V. Potapov⁵

¹ *АО «Karalveem mine», Bilibino, Russia*

² *Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia*

³ *V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russia*

⁴ *National Research Tomsk National Research State University, Tomsk, Russia*

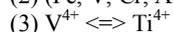
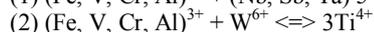
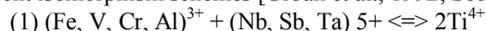
⁵ *Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia*

V-NB-W-BEARING RUTILE FROM KARALVEEM GOLD DEPOSIT AS A POTENTIAL INDICATOR FOR ORE DEPOSITS

The Karalveem gold deposit is part of the Karalveem ore field and is located 18 km west of the Bilibino city (Chukotka Autonomous Area, Russia). Gold mineralization is located in the Triassic sedimentary rocks and gabbro-dolerites. Ores are represented by two types: quartz veins and metasomatic rocks after gabbro-dolerite. The paper presents the results of the study of accessory rutile from both ore types of the Karalveem deposit. It has been determined that the formation of gold-bearing metasomatic rocks and quartz veins took place at the stage of hydrothermal transformation of gabbro-dolerites, with the formation of the ore association of minerals such as arsenopyrite, pyrite, chalcopyrite, rutile, cobaltin, glaucodot, sphalerite, marcasite, native gold and galena. Mineralogical and petrographic studies have shown that the rutile replaces ilmenite (the primary mineral from gabbro-dolerites), forms individual crystals and their assemblages in association with quartz, carbonates (calcite, dolomite) and sulfides (pyrite, chalcopyrite, sphalerite), and fills the interstitials between arsenopyrite grains.

Raman spectroscopy has been used to diagnose the crystal structure of rutile of both ore types. The spectra of the studied minerals show distinct peaks at 240, 445, and 611 cm^{-1} , which are similar to those for rutile from the RRUFF database (<http://truff.info>).

Rutile crystals in both ore types are characterized by a heterogeneous internal structure, which is related to variations in the concentrations of trace elements. A feature of the chemical composition of the rutile in both ore types is the presence of tungsten (up to 5–8 wt. % WO_3), niobium (up to 4 wt. % Nb_2O_5), iron (up to 3 wt. % FeO) and vanadium (up to 1 wt. % V_2O_5). The incorporation of W^{6+} and Nb^{5+} into the structure of rutile is balanced by the presence of Fe^{3+} and V^{3+} , and most likely V^{4+} , according to the following heterovalent isomorphism schemes [Urban et al., 1992; Scott, Radford, 2007; Reznitsky et al., 2016]:



The presence of V^{4+} in the composition of rutile from the Karalveem ores suggests that hydrothermal solutions were relatively oxidized. The presence of tungsten and niobium is typical for the mineral of gold deposits in the world [Graham, Morris, 1973; Harris, 1989; Urban et al., 1992; Rice et al., 1998; Clark, Williams-Jones, 2004; Scott, Radford, 2007; Mironov et al., 2008; Scott et al., 2011; Agangi et al., 2019]. It was determined that rutile can be used for prospecting and exploration of new gold deposits in northeastern Russia, since the mineral is a typical accessory mineral of the Karalveem ores and always contains the tungsten, niobium and vanadium admixtures.

Keywords: rutile, gold deposit, trace elements, *W ad Nb*, Karalveem.

References

- Mironov A.G., Karmanov N.S., Mironov A.A., Khodyreva E.V. Gold-brannerite nuggets in placers of the Ozernoe ore cluster (Buryatia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2008. V. 49 (10). pp. 743–748.
- Operativniy podschet zapasov po zolotorudnomu mestotozdeniyu Karalveem po sostoyaniyu na 01.01.2017* [Operational calculation of reserves for the Karalveem gold mine as of 01.01.2017] AO «Karalveem mine», Bilibino-Moscow, 2017. In Russian
- Reznitsky L.Z., Sklyarov E.V., Suvorova L.F., Barash I.G., Karmanov N.S. V–Cr–Nb–W-Bearing Rutile in Metamorphic Rocks of the Slyudyanka Complex, Southern Baikal Region // *Geology of Ore Deposits*. 2017. V. 59 (8). pp. 707–719.
- Sobolev N.V., Logvinova A.M., Lavrentev Yu.G., Karmanov N.S., Usova L.V., Kozmenko O.A., Ragozin A.I. Nb-rutile from eclogite microxenolith of the Zagadochnaya kimberlite pipe // *Doklady Earth Science*. 2011. v. 439 (1). pp. 970–973.
- Agangi A., Reddy S.M., Plavska D., Fougereuse D., Clark C., Roberts M., Johnson T.E. Antimony in rutile as a pathfinder for orogenic gold deposits // *Ore Geology Reviews*. 2019. 106. pp. 1–11.
- Aurisicchio C., De Vito C., Ferrini V., Orlandi P. Nb and Ta oxide minerals in the Fonte del Prete granitic pegmatite dike, Island of Elba, Italy // *Can. Mineral*. 2002. V. 40. pp. 799–814.
- Belkasmı M., Cuney M., Pollard P.J., Bastoul A. Chemistry of the Ta-Nb-Sn-W oxides minerals from the Yichun rare metal granite (SE China): genetic implications and comparison with Moroccan and French Hercynian examples // *Mineralogical Magazine*. 2000. V. 64 (3). pp. 507–523.
- Černý P., Chapman R., Simmons W.B., Chackowsky L.E. Niobian rutile from the McGurire granitic pegmatite, Park Country, Colorado: solid solution, exsolution, and oxidation // *Am. Mineral*. 1999. V. 84. pp. 754–763.
- Černý P., Novák M., Chapman R., Ferreira K.J. Subsolidus behavior of niobian rutile from the Písek region, Czech Republic: a model for exsolution in W- and Fe³⁺-rich phases. // *Journal of Geosciences*. 2007. V.52. pp. 143–159.
- Chebotaev D.A., Doroshkevich A.G., Klemm R., Karmanov N.S. Evolution of Nb-mineralization in Chuktukon carbonatite massif, Chadobets upland (Krasnoyarsk territory, Russia) // *Periodico di Mineralogia*. 2017. V. 86. pp. 99–118.
- Clark J.R., Williams-Jones A.E. Rutile as a potential indicator mineral for metamorphosed metallic ore deposits. Rapport Final de DIVEX, Sous-project SC2, Montréal, Canada. 2004. pp. 17
- Doroshkevich A.G., Wall F., Ripp G.S. Calcite-bearing dolomite carbonatite dykes from Veseloe, North Transbaikalia, Russia and possible Cr-rich mantle xenoliths // *Mineralogy and Petrology*. 2007. V. 90. pp. 19–49.
- Graham J., Morris R.C. Tungsten- and antimony-substituted rutile // *Mineralogical Magazine*. 1973. V.39. pp. 470–473.
- Green T.H., Adam J. Experimentally-determined trace element characteristics of aqueous fluid from partially dehydrated mafic oceanic crust at 3.0 GPa, 650–700° C // *Eur Jour Mineral*. 2003. V. 15. pp. 815–830.
- Haggerty S.E. Oxide mineralogy of the upper mantle // *Oxide minerals: petrologic and magnetic significance*. Mineralogical society of Amer. 1991. V. 25. pp. 355–416.
- Harris D.C. The mineralogy and geochemistry of the Hemlo gold deposit, Ontario // *Geological Survey of Canada Economic Geology Report*. 1989. V.38. 88 p.
- Hornig W.S., Hess P.C. Partition coefficients of Nb and Ta between rutile and anhydrous haplogranite melts // *Contrib Mineral Petrol*. 2000. V. 138. pp. 176–185.
- Klemme S., Prowtatke S., Hametner K., Gunther D. Partitioning of trace elements between rutile and silicate melts: implications for subduction zones // *Geochim Cosmochim Acta*. 2005. V. 69: pp. 2361–2371.
- Meinhold G. Rutile and its applications in earth sciences // *Earth-Science Reviews* 2010. V. 102. pp. 1–28.
- Michailidis K.M. An EPMA and SEM study of niobian–tungstenian rutile from the Fanos aplitic granite, central Macedonia, northern Greece // *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte* 1997. V. 12. pp. 549–563.
- Okrusch M., Hock R., Schüssler U., Brummer A., Baier M., Theisinger H. Intergrown niobian rutile phases with Sc- and W-rich ferrocolumbite: an electron microprobe and Rietveld study // *American Mineralogist*. 2003. V. 88. pp. 986–995.
- Rice C., Darke K., Still J. Tungsten-bearing rutile from the Kori Kollo gold mine Bolıvia // *Mineralogical Magazine*. 1998. V.62. pp. 421–429.
- Scott K.M., Radford N.W., Hough R.M., Reddy S.M. Rutile compositions in the Kalgoorlie Goldfields and their implications for exploration // *Australian Journal of Earth Sciences: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia*. 2011. V. 58 (7). pp. 803–812.
- Scott K.M., Radford N.W. Rutile compositions at the Big Bell Au Deposit as a guide for Exploration // *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. 2007. V. 7. pp. 353–361.
- Urban A. J., Hoskins B. F., Grey I. E. Characterization of V–Sb–W-bearing rutile from the Hemlo gold deposit, Ontario // *Canadian Mineralogist*. 1992. V. 30. pp. 319–326.

Author's:

Maksarov Ruslan A., Principal Geologist, AO «Karalveem mine», Bilibino, Russia.

E-mail: maksarovr2010@mail.ru

Doroshkevich Anna G., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Laboratory, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Novosibirsk; Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude; National Research Tomsk National Research State University, Tomsk, Russia.

E-mail: doroshkevich@igm.nsc.ru

Prokopyev Ilya R., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Scientist, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Science; Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia.

E-mail: prokop@igm.nsc.ru

Redin Yury O., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Scientist, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russia.

E-mail: redin@igm.nsc.ru

Potapov Vladislav V., Student, Novosibirsk National Research State University, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Science Novosibirsk, Russia.

E-mail: vladislavpotapovjobmail@yandex.ru

УДК 553.86+552.321.6+553.461+571.52

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ОБ U-Pb ИЗОТОПНОМ ВОЗРАСТЕ ЦИРКОНОВ ИЗ ГАРЦБУРГИТОВ И ХРОМИТИТОВ АГАРДАГСКОГО УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ ТУВА)



Ф.П. Леснов¹, Ч.К. Ойдуп², А.А. Монгуш², С.А. Сергеев³

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

²Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Центр изотопных исследований, Санкт-Петербург, Россия

Впервые для территории Тувы обнаружены и датированы U-Pb изотопным методом реликтовые и эпигенетические цирконы из реститогенных гарцбургитов и хромититов Агардагского хромитиноносного ультрамафитового массива. Цирконы представлены реликтовой и эпигенетической генетическими разновидностями. Субконкордантные и конкордантные значения U-Pb изотопного возраста реликтовых цирконов варьируют в пределах 885–392 млн лет. Наблюдаемые близкие значения изотопного возраста цирконов из гарцбургитов и хромититов дают основание предполагать, что те и другие образовались приблизительно одновременно. Немногочисленные зерна циркона из гарцбургитов, которые показали конкордантные значения возраста в интервале 293–276 млн лет, рассматриваются нами в качестве эпигенетической фазы. Их образование, как предполагается, было обусловлено инфильтрацией флюидов, которые выделялись расплавами, сформировавшими более поздние интрузивы гранитоидов, секущие ультрамафитовый массив, а также обрамляющие его метатерригенно-вулканогенные образования. Свидетельством инфильтрации таких флюидов служат обнаруженные в хромититах массива уваровит-кеммереритовые прожилки, для образования которых необходим привнос кремнезема.

Ключевые слова: циркон, U-Pb изотопный возраст, гарцбургиты, хромититы, офиолиты, Тува.

Введение

К настоящему времени U-Pb изотопным методом датированы акцессорные цирконы из пород многих мафит-ультрамафитовых массивов, расположенные в пределах складчатых областей Урала, Восточного Забайкалья, Чукотки, Камчатки, Приморья, о. Сахалин, Курильских островов, в ряде других регионов, а также в Срединно-Атлантическом хребте [Леснов, 2015]. В большинстве этих массивов цирконы характеризуются очень широкими вариациями изотопного возраста, в том числе в отдельно взятых пробах. Причины подобной полихронности цирконов являются предметом дискуссий [Краснобаев, Анфилов, 2014; Костицын и др., 2015; Анфилов и др., 2018; Леснов, 2018].

В предлагаемой статье представлены результаты впервые выполненных для территории Тувы изотопно-геохронологических исследований цирконов из гарцбургитов и хромититов хромитиноносного Агардагского ультрамафитового массива, относящегося к офиолитовой ассоциации.

Структурно-геологическая характеристика Агардагского массива

Агардагский массив расположен на юго-западном фланге Южно-Тувинского мафит-ультрама-

фитового ареала вблизи оз. Шара-Нур (50°18'33.53" с.ш.; 94°35'06.89" в.д.). На протяжении длительного времени его исследования проводились, главным образом, структурно-тектоническими, петрографическим, петрохимическими и металлогеническими методами [Пинус, Колесник, 1966; Никитчин, 1969; Ступаков, Завьялова, 1986; Лоскутов и др., 1999; Долгушин и др., 2019; Корнейчук и др., 1987; Леснов и др., 2019]. Линзовидное в плане тело массива имеет протяженность около 20 км при максимальной ширине 4 км. Длинная ось массива, имеющего крутые (75–80° на СЗ) тектонические контакты с вмещающими метавулканогенно-терригенными образованиями (рифей – нижний кембрий?), ориентирована в СВ направлении. В терригенных отложениях вблизи массива обнаружены единичные зерна хромшпинели, подобной той, которая представлена в его породах. Согласно имеющимся на сегодня геологическим структурным данным, предполагается, что массив, относящийся к акдуракскому магматическому комплексу, имеет позднерифейско-нижнекембрийский возраст. Вместе с тем, по данным некоторых исследователей, офиолитовая ассоциация, в состав которой входит Агардагский массив, была сформирована в позднем протерозое (570 ± 2 млн лет) [Pfänder et al., 2002].

Массив сложен в различной мере серпентинизированными гарцбургитами и дунитами, апогарцбур-

гитовыми и аподунитовыми антигоритовыми и более редкими антигорит-хризотиловыми серпентинитами. В приконтактных зонах массива серпентиниты интенсивно рассланцованы. Массив интродуцирован штоками и дайками габбро, габбро-диоритов, габбро-диабазов, диабазовых и базальтовых порфиритов. Вблизи от контактов с массивом обрамляющие его метатерригенно-вулканогенные породы подверглись дроблению и рассланцеванию. Сланцеватость в серпентинитах из эндоконтактов массива, а также в прилегающих к нему вмещающих породах имеет примерно одинаковое простирание и крутое падение (90–60°). По мере удаления от массива сланцеватость вмещающих пород становится все более пологой. Крутопадающие тектонические контакты массива, явления «задираания» во вмещающих породах вблизи контактов с массивом и выполаживание их сланцеватости по мере удаления от массива, наличие среди серпентинитов эндоконтактной зоны массива тектонических отторженцев вмещающих пород, а также присутствие в последних зерен хромшпинели дают основание полагать, что Агардагский массив представляет собой тектонический блок (протрузию), который внедрился в земную кору по круто наклоненному глубинному разлому. Согласно результатам поисково-разведочных работ, в пределах Агардагского массива обнаружено около 120 разномасштабных рудопроявлений хромититов, в том числе 74 – в коренном залегании [Долгушин и др., 2019].

Результаты геохронологических исследований и их обсуждение

С целью U-Pb изотопного датирования цирконов из пород Агардагского массива из коренных обнажений, расположенных в его южной части, были отобраны три крупногабаритные пробы из гарцбургитов (Аг-1), дунитов (Аг-2) и из залежи массивных хромититов (Аг-3) (рис. 1). При минералогическом изучении тяжелых фракций этих проб с размером зерен 0,3 мм цирконы были обнаружены только в гарцбургитах (12 зерен) и хромититах (10 зерен). Их U-Pb изотопное датирование было выполнено в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP II по методике, разработанной в этом Центре [Schuth et al., 2012], при этом использовались стандарты «TEMORA» и «91500». Результаты изотопных исследований цирконов представлены в табл. 1, 2.

Изотопные исследования сопровождалось изучением зерен циркона в оптическом (рис. 2) и катодолюминесцентном (см. рис. 3) режимах. При этом было установлено, что часть зерен циркона из гарцбургитов и хромититов имеет хорошую кристаллографическую огранку, у остальных зерен наблюдались округленные ребра и грани. Многие зерна, осо-

бенно те, которые имеют «древний» изотопный возраст, характеризуются низкой интенсивностью катодолюминесцентного свечения вплоть до полного его отсутствия. В некоторых зернах наблюдалась нерегулярная осцилляторная зональность.

Подавляющая часть зерен циркона из гарцбургитов имеет значения возраста в интервале 885–392 млн лет. В зернах с возрастом в интервале 420–390 млн лет отмечались признаки более поздней переработки. Содержание U в цирконах из гарцбургитов составило 110–647 г/т, Th – от 8 до 522 г/т, значение параметра U/Th – от 0,77 до 55,5. Цирконы из хромититов представлены несколько округленными короткопризматическими зернами, значения возраста которых находятся в интервале 863–403 млн лет, и, как можно видеть, эти значения близки к таковым для цирконов из гарцбургитов. Цирконам из хромититов свойственны следующие геохимические характеристики: U (212–2 224 г/т), Th (68–633 г/т), Th/U (1,3–5,8). Предполагается, что «древние» цирконы из гарцбургитов и хромититов имеют реликтовую природу и что вариации значений их изотопного возраста являются следствием различий в степени нарушений («омоложения») U-Pb систем, произошедших в намного более древних «ювенильных» цирконах, изначально находившихся в верхнемантийном протолите до начала его частичного плавления и с образованием ультрамафитовых реститов.

Помимо охарактеризованных относительно древних цирконов в гарцбургитах было обнаружено несколько зерен с заметно меньшими значениями возраста (293–276 млн лет). В них наблюдалась регулярная осцилляторная зональность, но отсутствовали ядра и оболочки. Для этих цирконов определены несколько повышенные содержания U (133–993 г/т) и Th (115–1221 г/т), а также меньшие значения параметра Th/U (0,81–1,16).

В целом полученные данные указывают на то, что цирконы из гарцбургитов и хромититов являются полихронными, причем хромититы отличаются от гарцбургитаов отсутствием зерен из популяции с возрастом в интервале 293–276 млн лет (см. рис. 4). Диаграммы с конкордиями показали, что значения U-Pb изотопного возраста цирконов из гарцбургитов и хромититов являются субконкордантными или конкордантными (см. рис. 5, 6).

Переходя к обсуждению причин, обусловивших полихронность цирконов из Агардагского массива, отметим следующее. С учетом ранее полученных нами данных об изотопном возрасте цирконов из ультрамафитов и габброидов Березовского мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) [Леснов, 2015], а также Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье) [Леснов, 2018], относящихся к офиолитовым ассоциациям, можно предполагать, что «древние» цирконы из гарцбургитов и хромититов Агардагского массива являются *реликтовыми*.

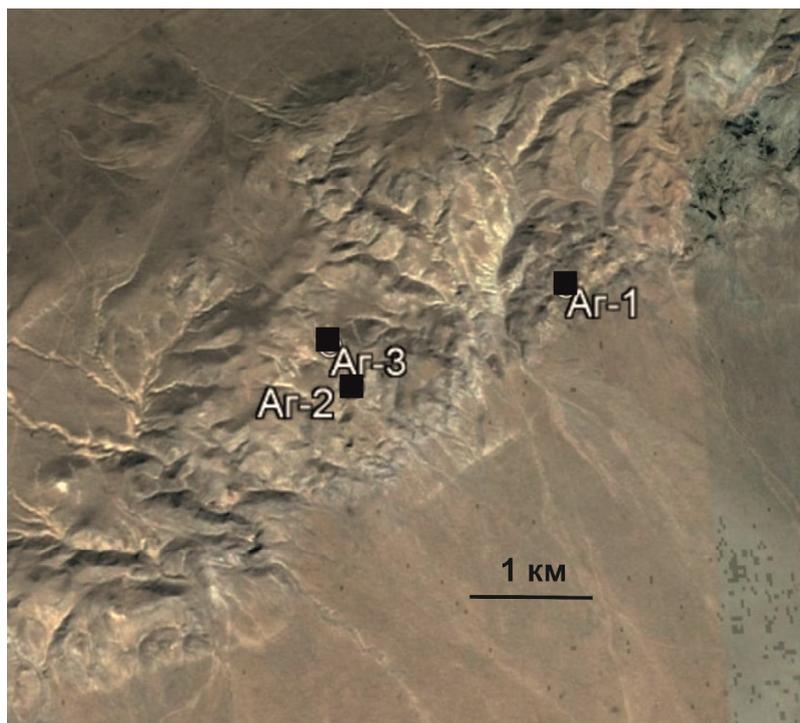


Рис. 1. Космический фотоснимок центральной части Агардагского ультрамафитового массива

Центр массива (50°18'33.53" с.ш.; 94°35'06.89" в.д.). Указаны пункты отбора проб для выделения цирконов: Аг-1 – гарцбургиты, Аг-2 – дуниты, Аг-3 – хромититы

Fig. 1. A space photograph of the central part of the Agardag ultramafic massif

The center of the massif (50°18'33.53" N; 94°35'06.89" E). The sampling points of the separation of zircons was indicated: Ag-1 – harzburgites, Ag-2 – dunites, Ag-3 – chromitites

Таблица 1

Характеристика проб, из которых отобраны зерна датированных цирконов

Table 1

Characterization of samples from which grains of dated zircons were taken

Номер пробы и ее состав	Координаты пункта отбора пробы	Размер площадки отбора пробы, м	Начальный вес пробы, кг	Количество датированных зерен	Количество определений возраста
Аг-1 (гарцбургит)	50°17'23.9" с.ш. 94°34'48.5" в.д.	3 × 4	21,4	12	14
Аг-3 (хромитит)	50°17'05.1" с.ш. 94°32'58.6" в.д.	30 × 100	19,7	10	10

Таблица 2

Результаты датирования цирконов из гарцбургитов и хромититов из Агардагского массива U-Pb изотопным методом

Table 2

Results of dating zircons from harzburgites and chromitites from Agardag massif by U-Pb isotopic method

№ зерна (анализа)	$^{206}\text{Pb}_{\text{с}}$ %	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/$ ^{238}U	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Возраст, млн лет по $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/$ $^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*$ ^{235}U	±%	$^{206}\text{Pb}^*/$ ^{238}U	±%	КК
Проба Аг-1 (гарцбургит)														
11.1	0,01	231	192	0,86	29,3	885	13,0	0,0679	1,3	1,376	2,1	0,1471	1,6	0,78
8.1	0,01	159	224	1,46	18,5	819	13,0	0,0646	1,7	1,207	2,4	0,1355	1,7	0,69
8.2	0,25	444	8	0,02	32,6	528	8,2	0,0581	1,9	0,684	2,5	0,0854	1,6	0,66
3.1	0,01	110	18	0,17	8,08	528	9,0	0,0571	2,7	0,672	3,2	0,0853	1,8	0,55
12.1	0,01	329	285	0,90	23,0	504	7,8	0,0574	1,6	0,643	2,3	0,0813	1,6	0,71
5.1	0,11	203	112	0,57	13,6	485	7,9	0,0554	2,3	0,597	2,8	0,0782	1,7	0,58
4.1	0,01	400	307	0,79	26,2	473	7,3	0,0567	1,5	0,596	2,2	0,0762	1,6	0,73
10.1	0,01	414	44	0,11	24,1	423	6,7	0,0540	1,7	0,504	2,4	0,0678	1,6	0,69

№ зерна (анализа)	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Возраст, млн лет по $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%	КК
9.1	0,01	210	125	0,61	12,1	419	6,8	0,0540	3,5	0,501	3,9	0,0672	1,7	0,43
7.1	1,59	647	522	0,63	35,4	392	6,0	0,0557	4,2	0,481	4,4	0,0627	1,6	0,36
1.1	0,01	445	503	1,17	17,8	293	4,6	0,0529	2,0	0,339	2,5	0,0465	1,6	0,64
6.1	0,01	456	395	0,90	17,8	287	4,5	0,0518	1,9	0,325	2,5	0,0455	1,6	0,64
2.1	0,01	133	115	0,89	5,19	286	5,2	0,0541	3,5	0,337	3,9	0,0453	1,8	0,47
1.2	0,01	993	1221	1,27	37,4	276	4,2	0,0510	1,3	0,308	2,0	0,0438	1,6	0,77
Проба Аг-3 (хромитит)														
8.1	0,01	448	180	0,42	55,1	863	13,0	0,0669	1,0	1,322	1,8	0,1432	1,6	0,85
1.1	0,01	248	132	0,55	30,4	862	13,0	0,0673	1,3	1,329	2,1	0,1431	1,6	0,78
9.1	0,01	212	164	0,80	25,7	852	13,0	0,0673	1,5	1,311	2,2	0,1413	1,6	0,74
5.1	0,01	735	334	0,47	86,9	831	12,0	0,0666	0,8	1,263	1,7	0,1376	1,5	0,89
6.1	0,01	151	71	0,49	11,7	560	11,0	0,0583	2,3	0,73	3,1	0,0908	2,0	0,66
3.1	0,01	1606	633	0,41	115,0	515	7,6	0,0572	0,7	0,656	1,7	0,0831	1,5	0,91
4.1	0,01	488	256	0,54	33,0	488	7,4	0,0570	1,4	0,618	2,1	0,0786	1,6	0,76
7.1	0,03	2224	447	0,21	150,0	488	7,6	0,0558	0,7	0,605	1,7	0,0786	1,6	0,92
10.1	0,29	502	257	0,53	32,0	459	7,0	0,0552	2,0	0,562	2,5	0,0783	1,6	0,62
2.1	0,07	393	68	0,18	21,0	403	7,9	0,0547	1,8	0,486	2,7	0,0645	2,0	0,75

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ. Pb_c и Pb* – общий и радиогенный Pb соответственно. Ошибка в калибровке стандарта составила 0,42% (не входит в перечисленные выше ошибки). Радиогенный Pb скорректирован с использованием измеренного содержания ^{204}Pb . КК – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$.

Note. Errors are given at 1σ, Pb_c and Pb* are total and radiogenic Pb, respectively. The error in the calibration of the standard was 0,42% (not included in the errors listed above), Radiogenic Pb was adjusted using measured ^{204}Pb content. KK is the correlation coefficient between errors in determining the isotopic ratios $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$.

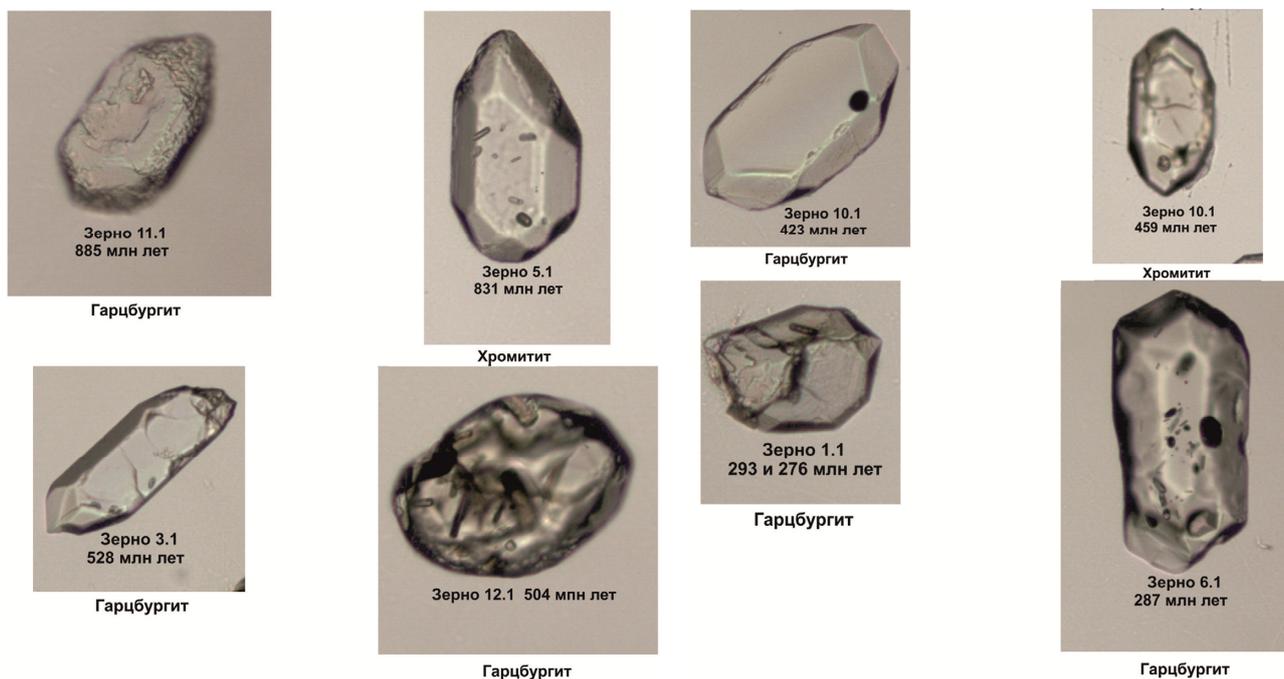


Рис. 2. Микрофотографии представительных зерен циркона из гарцбургитов (Аг-1) и хромититов (Аг-3), полученные в оптическом режиме. Ув. ~250х

Fig. 2. Microphotographs of representative zircon grains from harzburgite (Ag-1) and chromite (Ag-3) samples taken in the optical mode. Increased ~ 250x

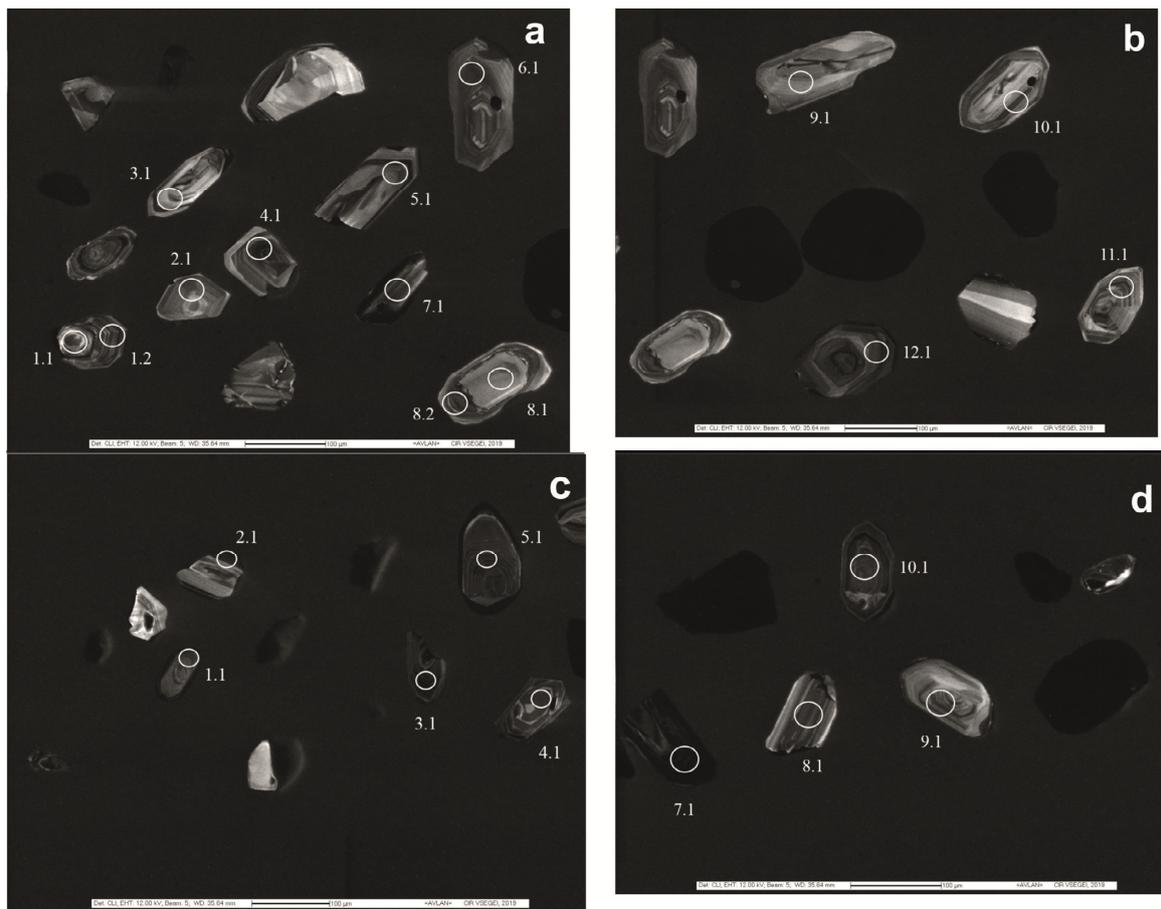


Рис. 3. Микрофотографии зерен циркона, выполненные в катодолуминесцентном режиме. $\times 200$
a, b – из гарцбургитов (проба Аг-1); *c, d* – из хромититов (проба Аг-3)

Fig. 3. Microphotographs of zircon grains made in the cathodoluminescent mode. $\times 200$
a, b – from harzburgites (sample Ag-1); *c, d* – from chromitites (sample Ag-3)

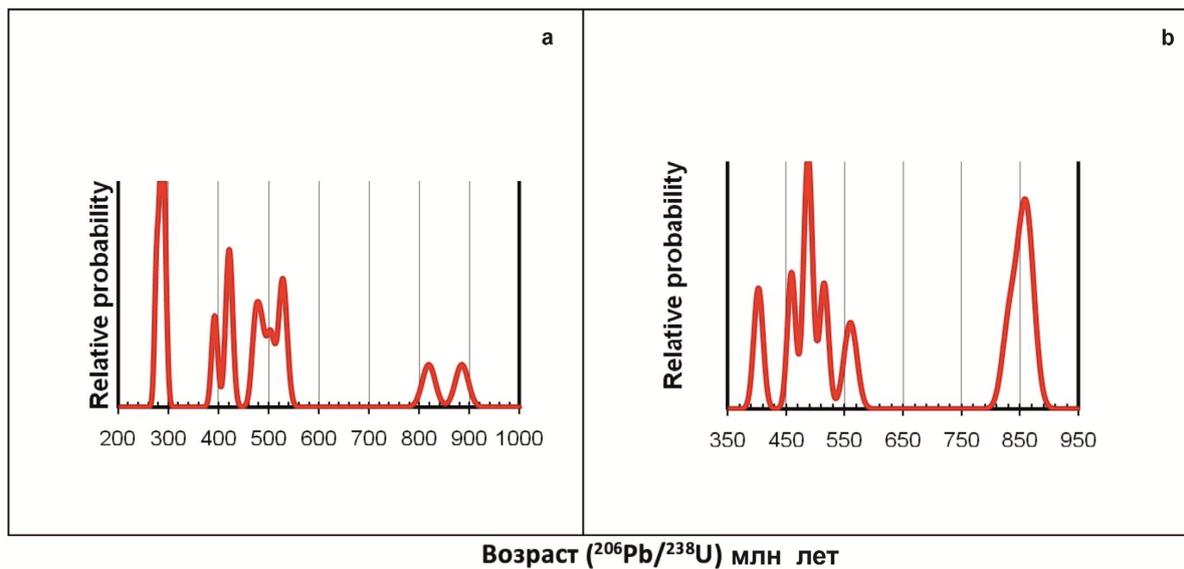


Рис. 4. Гистограммы распределения значений изотопного возраста цирконов из проб (по данным табл. 2):
a – Аг-1 гарцбургиты ($n = 14$); *b* – Аг-3 хромититы ($n = 10$)

Fig. 4. Histograms of the relative probability of the values of the isotopic age of zircons from (according to table 2):
a – harzburgites ($n = 14$), sample Ag-1; *b* – chromitites ($n = 10$), sample Ag-3

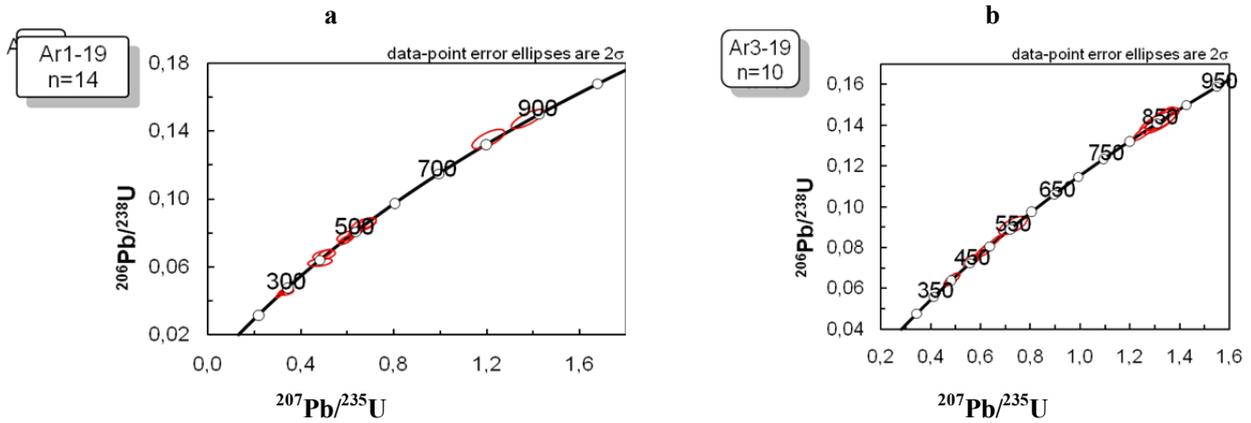


Рис. 5. Диаграммы с конкордией для зерен циркона

a – из гарцбургитов (проба Ar-1); *b* – из хромититов (проба Ar-3)

Fig. 5. Concordia plots for general totality of zircon grains

a – from harzburgites (sample Ag-1); *b* – from chromitites (sample Ag-3)

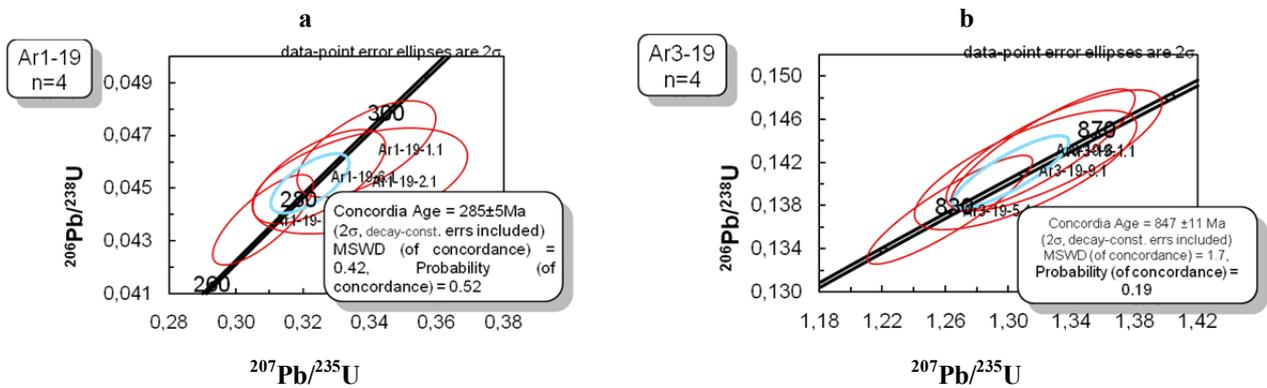


Рис. 6. Диаграммы с конкордией

a – для молодых цирконов из гарцбургитов (проба Ar-1); *b* – для древних цирконов из хромититов (проба Ar-3)

Fig. 6. Concordia plots

a – for young zircons from harzburgites (sample Ag-1); *b* – for ancient zircons from chromitites (sample Ag-3)

При этом имеется в виду, что изначально данные цирконы находились в составе верхнемантийного протолита в виде намного более древней ювенильной фазы. Затем в процессе частичного плавления протолита мелкие зерна циркона были полностью уничтожены в результате их резорбирования, в то время как более крупные зерна минерала при резорбировании сохранились в составе гарцбургитового рестита и в хромититах в виде реликтовой фазы. Наблюдаемые широкие вариации значений изотопного возраста реликтовых цирконов из гарцбургитов и хромититов, как предполагается, обусловлены неравномерными нарушениями и «омоложением» U-Pb изотопных систем ювенильных цирконов при частичном плавлении протолита с образованием реститов. Такие нарушения сопровождались более или менее существенной потерей ювенильными цирко-

нами радиогенного свинца вследствие его диффузии [Костицын и др., 2015].

Что касается природы цирконов с возрастом в интервале 293–276 млн лет, которые обнаружены в пробе гарцбургитов, то они, вероятнее всего, имеют эпигенетическую природу. Предполагается, что цирконы из этой популяции кристаллизовались при инфильтрации в пределы Агардагского массива флюидов, которые выделялись внедрившимся на данном отрезке времени кислым расплавом, обусловившим формирование интрузивов и даек гранитоидов, распространенных вблизи и в пределах Агардагского массива.

Одним из свидетельств того, что породы ультрамафитового массива подверглись инфильтрации обогащенных кремнеземом эпигенетических флюидов, может служить уваровит-кеммереритовая мик-

роминерализация, обнаруженная в хромититах из этого массива, для образования которой необходим флюидный привнос кремнезема.

Выводы

1. Впервые на территории Тувы в реститогенных гарцбургитах и хромититах из хромитоносного Агардагского ультрамафитового массива обнаружены и продатированы U-Pb изотопным методом акцессорные цирконы.

2. Цирконы из гарцбургитов и хромититов представлены двумя генетическими разновидностями – реликтовой и эпигенетической. Полученные значения U-Pb изотопного возраста реликтовых цирконов варьируют в пределах 885–392 млн лет. Значения возраста эпигенетических цирконов, обнаруженных только в гарцбургитах, находятся в интервале 293–276 млн лет.

3. Вариации значений возраста реликтовых цирконов из реститогенных гарцбургитов и из хромититов, как предполагается, обусловлены неравномерными нарушениями и «омоложением» в U-Pb изотопных системах ювенильных цирконов, которые

присутствовали в верхнемантийном протолите до начала его частичного плавления. Такое «омоложение» цирконов могло произойти в результате неравномерной потери ими радиогенного свинца вследствие его диффузии при нагреве.

4. Сравнимые значения изотопного возраста реликтовых цирконов из гарцбургитов и хромититов дают основание предполагать, что эти породы и руды образовались приблизительно одновременно.

5. Цирконы из гарцбургитов, которые имеют возраст в интервале 293–276 млн лет, рассматриваются в качестве эпигенетической фазы. По-видимому, они образовались в процессе инфильтрации в пределы ультрамафитового массива тех флюидов, которые выделялись расплавами, сформировавшими дайки и интрузивы гранитоидов, локализованные в пределах и вблизи от Агардагского массива.

Работа выполнена в рамках государственных заданий № 0330-2016-0014 (Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН) и № 0384-2016-0012 (Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН), а также гранта РФФИ № 17-05-00190.

ЛИТЕРАТУРА

- Анфилов В.Н., Краснобаев А.А., Рыжков В.М.** Древний возраст цирконов и проблемы генезиса дунитов габбро-гипербазитовых комплексов складчатых областей и платформенных массивов центрального типа // Литосфера. 2018. Т. 18, № 5. С. 706–717.
- Долгушин С.С., Жабин В.В., Лоскутов И.Ю., Садур О.Г.** Перспективы создания базы хромового сырья Сибири (в пределах Сибирского федерального округа). Новосибирск : Изд-во СНИИГГиМС, 2019. 239 с.
- Корнейчук О.Р., Кузнецов П.П., Симонов В.А.** Тектоническое районирование Агардагской структурно-формационной зоны (Юго-Восточная Тува) // Комплексные геологические исследования Сангилены (Юго-Восточная Тува). Новосибирск : Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 7–27.
- Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Силантьев С.А., Бортников Н.С., Аносова М.О.** Современные проблемы геохимических и U-Pb геохронологических исследований циркона в океанических породах // Геохимия. 2015. № 9. С. 771–800.
- Краснобаев А.А., Анфилов В.Н.** Цирконы и проблема происхождения дунитов // Доклады Академии наук. 2014. Т. 456, № 3. С. 310–313.
- 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.
- Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К.** Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск : ГЕО, 2019. 350 с.
- Лоскутов И.Ю., Ступаков С.И., Симонов В.А.** Петролого-минералогические особенности дунит-гарцбургитового комплекса Агардагской зоны (Юго-Восточная Тува) // Вопросы петрологии, минералогии, геохимии и геологии офиолитов. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1999. С. 13–23.
- Никитчин П.А.** К вопросу о геологическом строении и хромитоносности Агардагского гипербазитового массива // Материалы по геологии Тувинский АССР. Кызыл, 1969. Вып. 1. С. 43–47.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н.** Альпийские гипербазиты юга Сибири. М. : Наука, 1966. 211 с.
- Ступаков С.И., Завьялова И.В.** О возрасте и условиях становления Агардагского гипербазитового массива (Юго-Восточная Тува) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 3. Петрография. Петрохимия. Минералогия. Новосибирск : Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 131–136.
- Pfander A.J., Jochum K.P., Kozakov I., Kröner A., Todt W.** Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr–Nd–Pb isotope data // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 154–174.
- Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T.** Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // International Journal of Geosciences. 2012. V. 3, No 2. P. 289–296.

Авторы:

Леснов Феликс Петрович, доктор геолого-минералогических наук, академик РАН, ведущий научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: felix@igm.nsc.ru; lesnovfp@list.ru

Ойдуп Чойганмаа Кыргысозна, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия.

E-mail: oydup_ch@mail.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

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

E-mail: sergey_sergeev@vsegei.ru

Geosphere Research, 2020, 3, 60–68. DOI: 10.17223/25421379/16/5

F.P. Lesnov¹, Ch.K. Oydup², A.A. Mongush², S.A. Sergeev³

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

² Tuvianian Institute for Exploration of Natural Resources, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Kyzyl, Russia

³ A.P. Karpinsky Russian Geological Institute, Center for Isotope Research, Saint-Petersburg, Russia

FIRST DATA ON U-Pb ISOTOPE AGE OF ZIRCONS FROM THE HARZBURGITES AND CHROMITITES OF THE AGARDAGA ULTRAMAFITE MASSIVE (SOUTH TUVA)

For the first time, for the territory of Tuva, relict and epigenetic zircons from restitogenic harzburgites and chromitites of the Agardag chromite-bearing ultramafic massif were discovered and dated by U-Pb by the isotope method. An array located in the southeastern part of Tuva near Lake Shara-Nur, located on the southwestern flank of the ophiolite South Tuva mafic-ultramafic area. The lens-shaped body of the massif has a length of about 20 km with a maximum width of 4 km. Its long axis is oriented in a northeast direction. The massif has steep (75–80° in NW) tectonic contacts with host metaterigenous-volcanic Riphean-Lower Cambrian (?) Formations and is considered by us as a protrusion. The massif is composed to varying degrees with serpentinized harzburgites and dunites, as well as antigorite and more rare antigorite-chrysotile serpentinites. In the near-contact zones of the massif, serpentinites are intensively schistose. The massif is intruded with gabbro rods, gabbro-diorites, gabbro-diabases, diabase and basalt porphyrites stocks and dikes. Zircons isolated from large-sized (~ 20 kg) samples of harzburgites and chromitites are represented by relict and epigenetic genetic varieties. Their short-prismatic crystals sometimes have rounded edges due to resorption, a relatively low intensity of the cathodoluminescent glow to its complete absence, and also often disturbed oscillatory zoning. The sub-concordant and concordant values of the U-Pb isotope age of relict zircons range from 885–392 Ma. It is assumed that these age variations are associated with a partial diffusion loss of radiogenic lead, which caused the uneven “rejuvenation” of the U-Pb isotopic systems of very ancient juvenile zircons located in the upper mantle protolite during its partial melting with the formation of harzburgite and dunite restites, as well as chromite deposits associated with them. The observed close values of the isotopic age of zircons from harzburgites and from chromitites suggest that both formed approximately at the same time. A few zircon grains from harzburgites, which showed concordant age values in the range of 293–276 Ma, are considered by us as an epigenetic phase. Their formation, as expected, was caused by the infiltration of fluids, which were released by melts, which formed later granitoid intrusions, cutting the ultramafic massif, and also framing it with metaterigenous-volcanogenic formations. Evidence of the infiltration of such fluids is found in the chromitites of the mass of Uvarovite – Kemmerite veins, the formation of which requires the addition of silica.

Keywords: zircon, U-Pb isotopic age, harzburgites, chromitites, ophiolites, Tuva.

References

Anfilogov V.N., Krasnobaev A.A., Ryzhkov V.M. *Drevnij vozrast cirkonov i problemy genezisa dunitov gabbro-giperbazitovykh kompleksov skladchatykh oblastej i platformennykh massivov central'nogo tipa* [Ancient age of zircons and problems of dunite genesis from gabbro-hyperbase complexes of folded areas and central type platform massives] // *Lithosphere (Russia)*. 2018. V. 18. №5, pp. 706–717. In Russian

Dolgushin S.S., Zhabin V.V., Loskutov I.Yu., Sadur O.G. *Perspektivy sozdaniya bazy khromovogo syriya Sibiri (v predelakh Sibirskogo federal'nogo okruga)* [Prospects for creating a base of chromium raw materials in Siberia (within the Siberian Federal District)]. Novosibirsk: Publishing House SNIIGGiMS. 2019. 239 p. In Russian

Korneichuk O.R., Kuznetsov P.P., Simonov V.A. *Tektonicheskoe rajonirovanie Agardagskoj strukturno-formacionnoj zony (Jugo-Vostochnaja Tuva)* [Tectonic zoning of the Agardag structural-formation zone (Southeast Tuva)] // *Integrated geological studies of Sangilen (Southeast Tuva)*. Novosibirsk: Publishing House IGIG SB AS USSR. 1987, pp. 7–27. In Russian

Kostitsyn Yu.A., Belousova E.A., Silantjev S.A., Bortnikov N.S., Anosova M.O. Modern problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks// *Geochemistry International*. 2015. T. 53. №9. pp. 759–785.

Krasnobaev A.A., Anfilogov V.N. Zircons: implication for dunite genesis// *Doklady Earth Sciences*. 2014. T. 456. №1. pp. 535–538.

Lesnov F.P. *Petrologija poligennykh mafit-ul'tramafitovykh massivov Vostochno-Sahalinskoj ophiolitovoj asociacii* [Petrology of polygenic mafic-ultramafic massifs of the East Sakhalin Ophiolite Association]. Novosibirsk: Academic Publishing House "GEO". 2015. 240 p. In Russian

Lesnov F.P. *U-Pb izotopnoe datirovanie cirkonov iz ul'tramafitovykh restitov Shamanskogo massiva (Vostochnoe Zabajkale)* *Geosfernye issledovanija* [U-Pb isotopic dating of zircons from ultramafic restites of the Shaman massif (East Transbaikalia)] // *Geosphere Research*. 2018. №1, pp. 6–16. In Russian

Lesnov, F.P., Kuzhuget K.S., Mongush A.A., Oydup Ch.K. *Geologija, petrologija i rudonosnost' mafit-ul'tramafitovyh massivov Respubliki Tyva* [Geology, petrology and ore bearing of mafic-ultramafic massifs of the Republic of Tyva]. Novosibirsk: Academic Publishing House "GEO". 2019. 350 p. In Russian

Loskutov I.Yu., Stupakov S.I., Simonov V.A. *Petrologo-mineralogicheskie osobennosti dunit-garzburgitovogo kompleksa Agardagskoj zony (Jugo-Vostochnaja Tuva)* [Petrological and mineralogical features of the dunite-harzburgite complex of the Agardag zone (South-East Tuva)] // Questions of petrology, mineralogy, geochemistry and geology of ophiolites. Novosibirsk: Publishing House of the SB RAS. 1999, pp. 13–23. In Russian

Nikitchin P.A. *K voprosu o geologicheskom stroenii i hromitonosnosti Agardagskogo giperbazitovogo massiva* [To the question of the geological structure and chromite content of the Agardag hyperbasitic massif] // Materials on the geology of Tuvunian ASSR. V. 1. Kyzyl. 1969, pp. 43–47. In Russian

Pinus G.V., Kolesnik Yu.N. *Al'pinotipnye giperbazity juga Sibiri* [Alpinotype hyperbasites of the south of Siberia]. Moscow: Publishing house "Nauka". 1966. 211 p. In Russian

Stupakov S.I., Zavyalova I.V. *O vozraste i uslovijah stanovlenija Agardagskogo giperbazitovogo massiva (Jugo-Vostochnaja Tuva)* [On the age and conditions of the formation of the Agardag hyperbasitic massif (Southeast Tuva)] // Hyperbasitic associations of folded areas. V. 3. Petrography. Petrochemistry. Mineralogy. 1986. Novosibirsk: Publishing House IGIG SB AS USSR, pp. 131–136. In Russian

Pfänder A.J., Jochum K.P., Kozakov I., Kro'ner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr–Nd–Pb isotope data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143, pp. 154–174.

Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U–Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // *International Journal of Geosciences.* 2012. V. 3. № 2, pp. 289–296.

Author's:

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: lesnovfp@list.ru

Oydup Choiganmaa K., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geodynamics, magmatism and ore formation, Tuvunian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia.

E-mail: oydup_ch@mail.ru

Mongush Andrey A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geodynamics, magmatism and ore formation, Tuvunian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia.

E-mail: amongush@inbox.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: sergey_sergeev@vsegei.ru

УДК 546.16:550.42(571.55)

ГИДРОГЕОХИМИЯ ИВАНО-АРАХЛЕЙСКИХ ОЗЕР

С.В. Борзенко, Л.В. Замана

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия



Проведены гидрогеохимические исследования на Ивано-Арахлейских озерах в разные климатические фазы увлажнения территории. Выявлены три группы водоемов: ультрапресные, пресные и солоноватые. Установлено, что наименее минерализованные воды представлены $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ типом, который с ростом солености и pH вод меняется на $\text{HCO}_3\text{-Na}$ и на последнем этапе $\text{SO}_4\text{-Na}$. Показано, что в большей степени изменению подвержены малые солоноватые и в меньшей – более крупные ультрапресные озера.

Ключевые слова: озера, химический тип, трансформация химического состава, сульфатредукция, вода-горная порода.

Введение

Многочисленными исследованиями озер Центральной части России, Западной Сибири, Прибайкалья и Забайкалья [Леонова и др., 2007; Замана Л.В., Борзенко, 2010; Moiseenko et al., 2013; Шварцев и др., 2014; Гаськова и др., 2017; Дину, 2018; Масленникова и др., 2018 и др.] показано, что озерные системы имеют зональную и региональную специфику условий формирования их геохимических параметров. Более того, они реагируют на изменения окружающей среды [Моисеенко и др., 2013, Савичев и др., 2015; Перязева и др., 2016; Fei et al., 2015]. В последние полвека Ивано-Арахлейские озера активно изучаются, в особенности состав их водных биогеоценозов, так как озера заселены рыбой и используются в рыбохозяйственном отношении [Пьянов и др., 1995; Итигилова и др., 2013]. Проведены эколого-экономические исследования территориально-аквальной экосистемы района с 1995 г. получившего статус «Ивано-Арахлейский государственный природный ландшафтный заказник». В то же время гидрогеохимический анализ проводился фрагментарно [Цыбекмитова и др., 2013]. Между тем в последние десятилетия Ивано-Арахлейские озера испытывают большую антропогенную нагрузку, так как на территории работает сельскохозяйственное предприятие, деятельность которого привела к формированию значительных площадей измененных ландшафтов, также активно используются озера и в рекреационных целях. В связи с этим определение диапазонов и темпов изменения гидрохимических показателей озер имеет важное научное и практическое значение, поскольку при изменении физико-химических показателей среды меняется биологическая составляющая водоемов, состав биогеоценозов и, как следствие, кормовая база ихтиофауны. Кроме того, меняется химический и минералогический со-

став донных осадков – высокоинформативный материал для палеоклиматических реконструкций [Птицын и др., 2014]. Сама по себе проблема формирования химического состава вод и его трансформация во времени представляют огромный интерес для современной теоретической гидрогеохимии. Приведенным перечнем не исчерпываются научные и прикладные проблемы, связанные с динамикой функционирования озер.

Объект и методы исследований

На территории Центрального Забайкалья в Беклемишевской впадине расположено около двух десятков озер, природа которых остается спорной. По одним данным, они являются реликтами крупного озерного бассейна мелового возраста, по другим – остатками ледниковых образований [Ивано-Арахлейский заказник..., 2006]. Климат района характеризуется как умеренно влажный. Такое положение обусловлено горным характером рельефа. Количество годовых осадков составляет 350–380 мм, при этом на теплый период приходится большая их часть (280–320 мм). Среднегодовая температура воздуха равна $-3,2^\circ\text{C}$. По данным [Географический анализ..., 1985], расчетная среднегодовая величина испарения с поверхности озер Беклемишевской впадины составляет 295 мм.

В настоящем сообщении приведены результаты гидрохимических исследований на озерах Ивано-Арахлейской лимнической системы, выполненных с разрывом более чем в 20 лет в разные фазы климатического увлажнения территории. Результаты 1993 г. характеризуют гидрохимический режим озер в фазу нарастания увлажненности. Начало ее приходится на 1982 г. Данные за 2004 и 2012 гг. относятся к фазе аридизации климатических условий, наступившей в 1999 г. [Обязов, 2010, с. 36].

Все рассматриваемые озера (рис. 1) локализованы в Беклемишевской тектонической впадине, расположенной между Яблоновым хребтом, который об-

рамляет ее с юго-востока, и Осиновым хребтом, являющимся отрогом хребта Цаган-Хуртей, – с северо-запада.

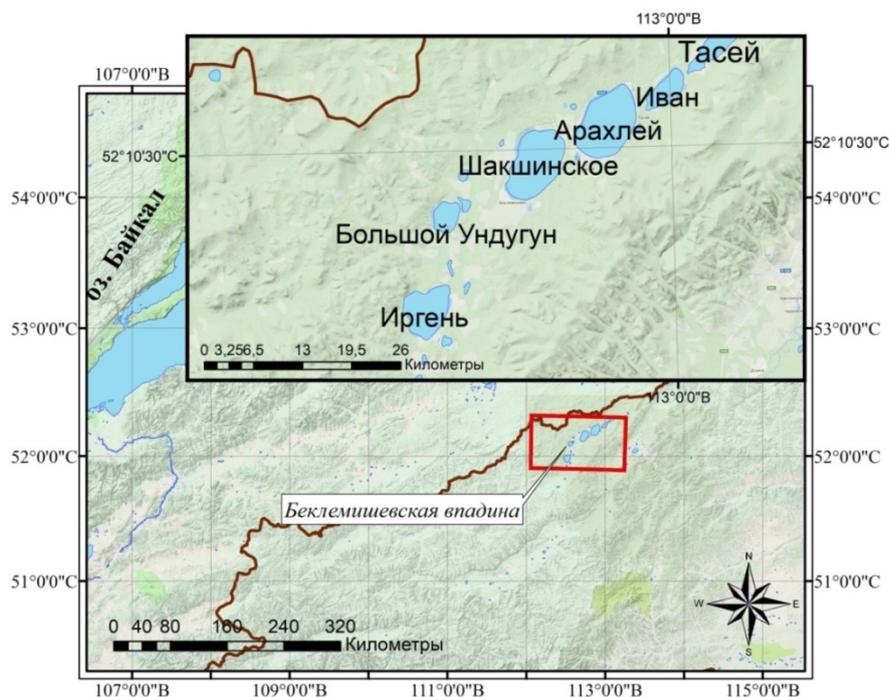


Рис. 1. Схема локализации озер Ивано-Арахлейской системы

Fig. 1. Scheme of localization lakes of the Ivano-Arakhleisky system

Впадина протяженностью более 100 км представляет собой слабо всхолмленную равнинную местность с абсолютными отметками 950–980 м. Сложена она осадочными отложениями позднемезозойского и кайнозойского возрастов. Ее горное обрамление выполняют магматические и метаморфические породы протерозоя и палеозоя. Характерной особенностью озерных котловин является то, что они находятся на водорозделах по отношению к бассейнам речных систем, т.е. уровень озер лежит выше уровня ближайших рек. Большинство водотоков, питающих озера, представлено ручьями, протяженность которых не превышает 25 м. Озерно-речная система Беклемишевской впадины относится к бассейнам стока рр. Селенга и Лена. Местный водораздел в Беклемишевской впадине проходит между озерами Иван и Арахлей. В ландшафтах преобладают луговые равнины, лесостепи, переходящие вверх по склонам в тайгу.

Большинство водоемов проточные, чаще водотоки представлены ручьями, длина которых не превышает 10 км. Озера не имеют гидравлической связи между собой, так как разделены водоразделами с небольшими (40–60 м) куполообразными относительными превышениями и тектоническими разло-

мами. В приходной части водных балансов озер на долю атмосферных осадков приходится от 37 до 53 %, а на приток 48–63 %. В расходной части баланса доля испарения варьирует от 57 до 80 %, а сток от 20 до 44 %. При этом озера, не имеющие постоянного поверхностного стока, характеризуются преобладанием испарения в расходной части баланса [Ивано-Арахлейский заказник..., 2002].

Химико-аналитические измерения водных проб выполнены по общепринятым методикам. Концентрации Са и Mg определялись методом атомной абсорбции в закисно-ацетиленовом пламени на спектрофотометре SOLAAR 6M. Для определения Na и K использован пламенно-эмиссионный метод. Потенциометрически с применением ионселективных электродов находились pH, Eh, Cl⁻. Титрование применялось для определения содержания CO₂, CO₃⁻, HCO₃⁻. Металлы (Fe, Mn, Cu, Pb, Co, Ni и др.) анализировались атомно-абсорбционным методом на SOLLAR 6M с электротермическим атомизатором Zeeman/3030. Биогенные элементы фосфор и кремний определялись колориметрическими методами. Соединения азота (нитраты и нитриты) проанализированы потенциометрическим и колориметрическим методами соответственно [Новиков и др., 1990]. Сульфат-ион

определялся турбидиметрическим методом в виде сернокислого бария. Статистическая обработка результатов измерений и оценка их неопределенности для всех компонентов осуществлялись по алгоритмам в соответствии с международными требованиями, изложенными в документах [ISO 5725-6:1994, ISO/IEC Guide 98-3:2008].

Результаты и их обсуждение

По классификации П.В. Иванова [Иванов, 1948] Ивано-Арахлейские озера делятся на средние с площадью поверхности 10,1–100,0 км² (Арахлей, Шакшинское, Иргень, Иван, Тасей, Большой Ундугун) и очень малые с площадью поверхности 0,1–1,0 км² (Малый Ундугун, Дедулина, Олозойка, Большое Гужирное, Малое Гужирное, Большой Хутэл-Нур, Малый Хутэл-Нур, Сиротинка, Кергенду). Большинство водоемов мелководны (около 1–5 м), за исключением оз. Арахлей, средняя глубина которого составляет 10,2–13,1 м. Отличие морфометрических характеристик обуславливает также разный объем воды в озерах, меняющийся как в многолетнем, так и сезонном разрезе из-за изменения общей увлажненности территории и водности самих озер [Ивано-Арахлейский заказник..., 2002]. Во влажные периоды происходит увеличение акватории озер и разбавление воды, а в засушливые у многих озер сокращается водная поверхность, происходит концентрирование вод. К примеру, многолетние колебания уровня озер Арахлей и Шакшинское составляют 219 и 201 см. Площадь акватории озер в период засухи сокращается на 4,7 и 3,6 км² соответственно. Малые озера Большое Гужирное и Малое Гужирное усыхают до размеров больших луж. В сезонной динамике колебания не столь значительны и составляют 0,3 м на оз. Арахлей и 0,4 м на оз. Шакшинское с максимумами в наиболее дождливый период (июль–август) и минимумами в период ледостава. Малые озера в ледостав промерзают до дна.

По величине минерализации (по Овчиникову [Алехин, 1970]) озера Ивано-Арахлейской системы делятся на ультрапресные, пресные и солоноватые. К ультрапресным относятся крупные озера Арахлей и Шакшинское, Иван, Тасей, Иргень, Большой Ундугун и несколько малых – Большой Хутел Нур, Малый Хутел Нур, Малый Ундугун, Сиротинка (табл. 1).

Подразделение озерных вод по солености показало, что подавляющая часть принадлежит к ультрапресным, на их долю приходится 67% от общего количества. В целом проявляется зависимость морфометрических характеристик от минерализации воды. Для озер с объемом водной массы от 0,0001 до 0,001 км³ минерализация изменяется от 100 до 1 000 мг/л, а при меньших объемах может достигать 5 000 мг/л и более (рис. 2).

По средним оценкам минерализация воды ультрапресных озер колеблется от 89,5 до 163,6 мг/л (среднее 127,8 мг/л) с минимумом для оз. Большой Ундугун и максимумом для оз. Арахлей. Величина рН варьирует от 7,19 до 8,25 со средним значением 8,06. В химическом составе преобладает среди анионов HCO_3^- , а среди катионов чаще Ca^{2+} , химический состав $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ (по классификации Щукарева [Посохов, 1975]). При достижении минерализации 163,0 мг/л доминирующим становится Mg^{2+} , химический состав меняется на $\text{HCO}_3\text{-Mg-Na-Ca}$. Одновременно растет значение рН вод. По количеству биогенных элементов выделяется оз. Арахлей с наиболее высоким содержанием общего фосфора $P_{\text{общ}}$ (0,12 мг/л) и оз. Большой Хутел-Нур с концентрацией $N_{\text{общ}}$ 0,88 мг/л, при этом доминирующим соединением является нитратная форма (NO_3^-) и аммонийная формы (NH_4^+). Повышенными концентрациями тяжелых металлов выделяются озера Малый Хутел-Нур (Mn, Fe, Pb, Ni), Большой Ундугун (Zn), Малый Ундугун (Co), Иван (Cu), Иргень (Pb, Mo) и Шакшинское (Cd). В отличие от макро-, связь микрокомпонентов с основными гидрохимическими показателями среды соленостью и рН воды отсутствует.

В толще воды различие в содержаниях макрокомпонентов хорошо прослеживается по наиболее глубоким озерам Арахлей, Иргень и Тасей. Чаще изменяются значение рН, соленость и содержания CO_2 , HCO_3^- , SO_4^{2-} , при этом с глубиной накапливается гидрокарбонат-ион, а концентрация сульфат-иона, напротив, снижается (см. рис. 3). Сезонные изменения основных гидрогеохимических показателей отчетливо проявляются по оз. Арахлей (см. табл. 2).

Относительно высокая минерализация воды отмечается в апреле, что главным образом связано с поступлением обогащенных солями речных вод, питающих озеро после ледостава. В этот период концентрируются HCO_3^- , Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} , напротив, содержание Ca^{2+} , K^+ , SO_4^{2-} и CO_2 снижается. С июня по август имеет место постепенное снижение солености, что обусловлено разбавлением вод менее минерализованными атмосферными осадками и поступающим в озера поверхностным стоком.

В разные климатические фазы наиболее значительные изменения характерны для ультрапресных озер малого Большой Хутэл-Нур и средних по площади Иргень и Иван, минерализация которых в засушливый период увеличилась в среднем на 72,8, 42,3 и 31,2 мг/л соответственно, в меньшей степени изменения затронули оз. Тасей, соленость вод которого выросла всего на 5,7 мг/л (табл. 3). В целом в этой группе озер за рассматриваемый период соленость вод увеличилась в среднем на 31,7 мг/л. Увеличение минерализации произошло за счет накопления среди анионов HCO_3^- и Cl^- , а среди катионов Mg^{2+} , Na^+ и K^+ , напротив, содержания SO_4^{2-} и Ca^{2+} снизились.

Таблица 1

Основные морфометрические и физико-химические показатели озер Ивано-Арахлейской лимнической системы

Table 1

The main morphometric and physico-chemical characteristics of Lakes of the Ivano-Arakhleisky limbic system

Параметр	Ед. измерения	оз. Б. Ундугун	оз. М. Хутел Нур	оз. М. Ундугун	оз. Иргень	оз. Шакинское	оз. Тасей	оз. Иван	оз. Б. Хутел Нур	оз. Сиротинка	оз. Арахлей	оз. Ульзугуй	оз. Олозойка	оз. Дедулина	оз. М. Гужирное	оз. Б. Гужирное	
		Ультрапресные						Пресные						Солоноватые			
F	км ²	11,6	0,9	11,6	33,2	51,8	14,5	15,2	0,2	2,0	59,0	0,5	0,2	0,1	0,1	0,4	
h	м	4,5	3,0	2,0	1,8	4,4	3,1	3,1	6,0	2,0	10,2	1,5	1,6	0,15	0,19	0,13	
pH	–	7,47	7,59	8,03	8,11	8,28	8,38	8,16	8,24	8,25	8,10	8,52	8,65	9,40	8,73	8,59	
M	мг/л	89,5	92,7	114	121	123	137	144	145	149	164	311	321	951	1200	4718	
CO ₃ ²⁻		0,6	<0,3	0,9	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	7,8	<0,3	2,8	4,0	114,0	15,4	39,0
CO ₂		–	–	–	1,5	15,0	4,4	2,7	–	–	–	4,3	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,4
HCO ₃ ⁻		45,6	38,3	75,9	68,0	74,3	79,4	78,9	77,1	94,5	119,0	185,4	195,5	317,0	622,0	421,0	
SO ₄ ²⁻		18,8	27,6	0,50	19,1	2,80	20,0	25,2	18,1	1,50	1,14	11,8	14,3	216,2	243,8	4350,0	
Cl ⁻		0,7	2,6	5,1	1,1	5,2	2,3	3,2	7,6	5,6	5,1	11,2	14,1	6,3	11,2	631,0	
F ⁻		0,3	0,3	0,4	0,3	0,5	0,3	0,3	0,4	0,45	0,4	1,2	1,4	0,67	2,4	2,12	
Ca ²⁺		13,3	9,9	16,0	17,7	15,2	19,3	19,6	19,9	18,1	9,9	25,7	21,4	17,1	60,9	81,9	
Mg ²⁺		4,2	5,2	6,0	5,5	6,0	5,0	6,6	7,6	10,2	9,5	15,7	16,9	14,6	25,6	107,6	
Na ⁺		4,0	7,2	7,5	5,3	9,2	8,6	7,6	8,4	9,7	17,1	42,9	42,5	264,2	224,6	1228	
K ⁺		1,1	1,6	2,4	1,8	2,4	1,9	2,8	3,4	2,5	1,2	6,6	12,9	0,6	9,1	30,3	
Si		–	–	–	1,01	3,85	0,38	3,05	–	0,80	0,80	1,00	7,40	1,70	3,03	0,62	
Sr		0,01	0,28	0,03	0,01	0,05	0,08	0,05	0,16	0,06	–	0,18	0,90	0,01	0,01	0,37	
NO ₃		2,77	–	2,47	3,30	2,47	2,91	2,56	3,33	2,77	0,67	2,64	2,77	3,11	3,57	1,13	
NO ₂ ⁻		0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,04	0,02	0,01	0,00	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	
NH ₄ ⁺		0,01	0,28	0,03	0,01	0,05	0,08	0,05	0,16	0,06	–	0,18	0,90	0,01	0,01	0,37	
P _{общ.}		0,07	–	0,05	0,07	0,07	0,05	0,06	0,06	0,05	0,12	0,05	0,10	0,16	0,09	0,14	
Mn	мкг/л	21,9	58,3	28,5	32,2	28,6	46,3	32,4	44,8	16,0	7,53	45,1	62,2	18,2	6,7	17,3	
Fe		198	340	223	219	118	226	112	113	74,0	49,0	83,3	136,6	67,8	70,4	99,7	
Zn		36,6	28,5	14,7	15,9	16,2	9,60	16,0	5,95	0,02	9,34	13,9	13,8	5,3	0,0	0,02	
Cu		25,3	21,3	34,4	14,4	20,3	31,2	40,6	17,7	12,9	3,50	25,6	25,3	32,1	17,0	30,2	
Pb		5,08	7,50	3,15	6,02	0,20	3,70	3,70	3,28	5,21	2,06	1,73	3,65	3,30	9,00	2,50	
Ni		5,18	7,30	5,75	4,58	3,07	5,75	6,05	0,70	3,95	1,87	5,70	5,12	5,55	6,10	9,20	
Cd		0,39	–	0,70	1,23	9,25	2,58	0,20	2,24	8,60	1,34	2,53	0,52	0,35	–	–	
Co		2,25	3,20	5,90	2,87	2,40	5,35	5,40	2,80	0,52	5,26	2,98	1,51	5,75	4,30	5,70	
Al		73,4	–	70,9	41,6	64,4	40,4	24,1	50,7	46,7	31,3	68,6	39,2	58,2	6,72	3,11	

Примечание. F – площадь водной поверхности, h – средняя глубина, M – минерализация воды.

Note. F – water surface area, h – average depth, M – water salinity.

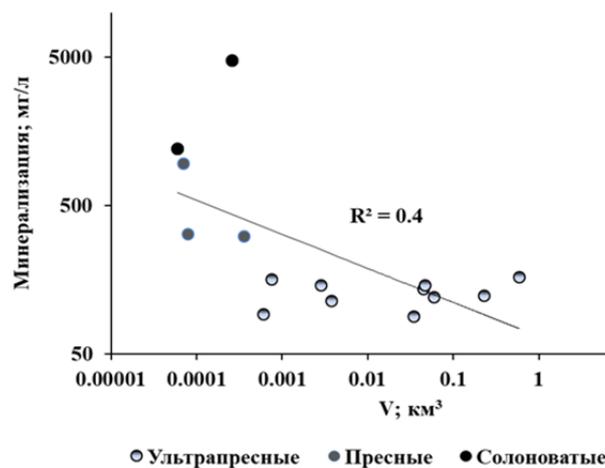


Рис. 2. Зависимость минерализации воды от ее объема (V) в озере

Fig. 2. Dependence of water salinity on its volume (V) in the lake

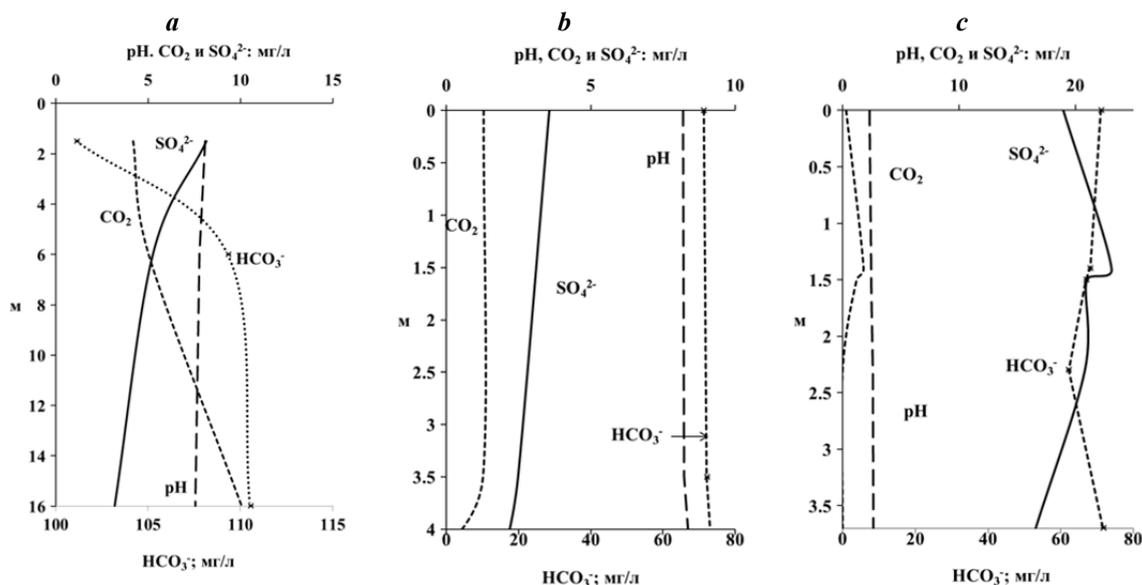


Рис. 3. Изменение основных показателей в толще воды озера: Арахлей (а), Шакшинское (б), Иргень (с)

Fig. 3. Changes in the main indicators in the water column of Lakes: Arakhlei (a), Shakshinskoe (b), Irgen (c)

Таблица 2

Усредненные значения минерализации, содержания основных компонентов, pH воды оз. Арахлей в разные периоды его опробования

Table 2

Average values of mineralization, content of main components, pH of the water Lake Arakhley in different periods of his testing

Месяц	pH	CO ₂	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	M
		мг/л								
Февраль	8,05	2,2	104,1	1,3	3,1	10,8	6,8	10,3	1,9	143,6
Апрель	7,75	0,8	133,0	1,3	3,7	13,1	9,4	14,8	1,3	177,0
Июнь	8,22	8,8	104,9	8,2	3,37	18,0	6,6	11,4	2,3	168,2
Июль	8,05	4,2	107,8	4,3	1,8	20,1	5,9	10,8	2,7	154,0
Август	7,46	6,7	105,2	4,3	1,41	20,2	6,2	9,9	2,5	153,3

Одновременно в остальных водоемах, за исключением оз. Хутэл-Нур, существенно выросло содержание CO₂ и снизилось значение pH. Изменение в химическом составе привело к смене химического типа вод. Если в многоводный период в озерах Иргень, Шакшинское, Иван и малое Большой Хутэл-Нур анионный состав воды представлен HCO₃⁻ и SO₄²⁻, то в период снижения водности озера он исключительно HCO₃⁻. Катионный состав чаще смешанный, при этом зачастую рост Na⁺ опережает рост Mg²⁺.

Пресные озера Олозойка, Ульзутуй представлены HCO₃-Na-Mg-Ca химическим типом, меняющимся с ростом солености вод в оз. Дедулина на HCO₃-SO₄-Na. Минерализация в этой группе озера варьирует от 310,9 до 950,7 мг/л, среднее 471,1 мг/л (см. табл. 1). Отсутствие данных по распределению основных физико-химических па-

раметров в толще воды и межсезонье не позволяет провести сравнительный анализ.

В межгодовом разрезе изменения гидрохимических параметров наиболее выражены для оз. Дедулина (табл. 4), минерализация воды которого к засушливому периоду выросла на 363,0 мг/л, параллельно увеличилось pH и содержания CO₃²⁻, SO₄²⁻, Cl⁻ и Na⁺, K⁺, но снизилось HCO₃⁻, Ca²⁺ и Mg²⁺.

Близкая ситуация складывается и для остальных озера этой группы. Однако в оз. Олозойка снижение количества SO₄²⁻ привело к понижению минерализации к последнему сроку. По средним оценкам, в этой группе озера соленость вод в засушливый период по сравнению с многоводным изменилась на 113,0 мг/л. Рост минерализации произошел вследствие концентрирования в озерах всех макрокомпонентов за исключением сульфат-ионов.

Солоноватые озера Малое Гужирное и Большое Гужирное наиболее минерализованные (1 200–7 936 мг/л, среднее 3 545 мг/л) и щелочные (pH–8,12–8,30, среднее 8,19). Они представлены разными типами вод, в первом случае – $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na-Mg}$, во втором в период «большой воды» – $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Mg-Na}$, а в период «малой воды» – $\text{SO}_4\text{-Na}$. Соленость воды за 26 лет выросла в оз. Большом Гужирном на 6435 мг/л. Увеличение минерализации произошло преимущественно за счет концентрирования SO_4^{2-} , Cl^- и Na^+ , в то время как содержания HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} существенно снизились. Количество биоген-

ных элементов, в частности $\text{N}_{\text{общ}}$ и $\text{P}_{\text{общ}}$, в последних двух группах озер изменяется в диапазоне от 0,55 до 1,33 и 0,05 до 0,16 мг/л соответственно. Относительно высокие их содержания определены в озерах Олозойка и Дедулина, а низкие – в озерах Ульзутуй и Большое Гужирное.

Анализ распределения макрокомпонентов показал, что во всех выделенных типах вод с ростом солености вод накапливаются все компоненты, с большей величиной достоверности аппроксимации для Cl^- , Na^+ и Mg^{2+} и меньшей HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} и K^+ (рис. 4).

Таблица 3

Минерализация (М), содержание основных компонентов (мг/л) и pH вод ультрапресных озер в разные годы опробования

Table 3

Mineralization (M), the main components (mg/l) and pH of fresh water lakes in different years of testing

№	Годы	Химический тип	pH	М	CO_3^{2-}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
1	1993	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$	8,58	150,1	–	98,0	4,4	1,9	19,1	6,2	7,9	2,9
	2011	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Na-Mg}$	8,20	159,8	4,4	116,4	1,4	3,1	15,8	6,8	15,3	1,9
2	1993	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$	8,01	120,8	1,1	68,0	19,1	1,1	17,7	5,5	5,3	1,9
	2012	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Na-Mg}$	7,58	163,1	2,6	111,0	10,3	4,5	20	7,4	14,5	2,2
3	1993	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg-Na}$	8,28	127,3	2,4	72,3	21,1	1,1	17,3	4,9	8,1	1,9
	2012	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-Na}$	7,48	156,1	5,9	105,0	3,9	3,9	18,4	6,5	9,8	2,0
4	1993	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$	8,16	144,2	–	78,9	25,2	3,2	19,6	6,6	7,5	2,8
	2012	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Na-Mg}$	8,09	175,37	0,9	126,0	1,5	7,1	19,6	7,0	18,4	3,4
5	1993	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-Na}$	8,18	128,9	–	79,4	12,0	2,3	19,3	5,0	8,6	1,9
	2012	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Na-Mg}$	7,2	134,6	4,4	85,4	7,2	4,0	15,2	6,5	13,0	2,9
6	1993	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$	7,37	131,4	4,2	49,8	49,0	0,4	49,8	29,4	17,1	3,7
	2004	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$	8,10	204,2	0,5	73,4	9,1	15,9	46,3	31,1	17,9	4,6

Примечание. 1 – оз. Арахлей, 2 – оз. Иргень, 3 – оз. Шакинское, 4 – оз. Иван, 5 – оз. Тасей, 6 – Большой Хутэл-Нур.

Note. Lakes: 1 – Arakhley, 2 – Irgen, 3 – Akshinskoe, 4 – Ivan, 5 – Tasey, 6 – B. Wanted-Nur.

Таблица 4

Минерализация (М), содержание основных компонентов (мг/л) и pH вод пресных и солоноватого озер в разные годы опробования

Table 4

Mineralization (M), content of the main components (mg/l) and pH of fresh and brackish lakes in different years of testing

№	Годы	Химический тип	pH	М	CO_3^{2-}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
			–									
1	1993	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg-Na}$	8,00	294,4	<0,3	174,6	39,2	4,46	34,0	10,0	26,7	4,9
	2004	$\text{HCO}_3\text{-Na-Mg-Ca}$	8,04	310,9	10,4	185,4	11,8	11,2	25,7	15,7	32,9	6,6
2	1993	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg-Na}$	8,05	361,6	<0,3	205,6	55,7	6,16	45,2	13,7	26,1	8,1
	2004	$\text{HCO}_3\text{-Na-Mg-Ca}$	8,24	321,2	12,2	185,4	14,3	14,1	21,4	16,8	32,5	12,9
3	1993	$\text{HCO}_3\text{-Na}$	8,68	587,8	45,9	338,4	17,4	10,7	15,7	13,4	138,1	1,3
	2012	$\text{SO}_4\text{-Cl-HCO}_3\text{-Na}$	9,40	950,7	114,0	317,0	317	216,2	7,1	4,6	264,2	2,6
4	1993	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Mg-Na-Ca}$	8,59	1501	8,8	572,7	367,1	147,8	87,5	102,8	183,1	28,4
	2012	$\text{SO}_4\text{-Na}$	9,30	7936	39,0	421,0	4350	631,3	76,2	112,4	2272	32,2

Примечание. 1 – оз. Ульзутуй, 2 – оз. Олозойка, 3 – оз. Дедулина, 4 – оз. Б. Гужирное.

Note. Lakes: 1 – Ulzutuy, 2 – Olsona, 3 – Deblina, 4 – B. Huirne.

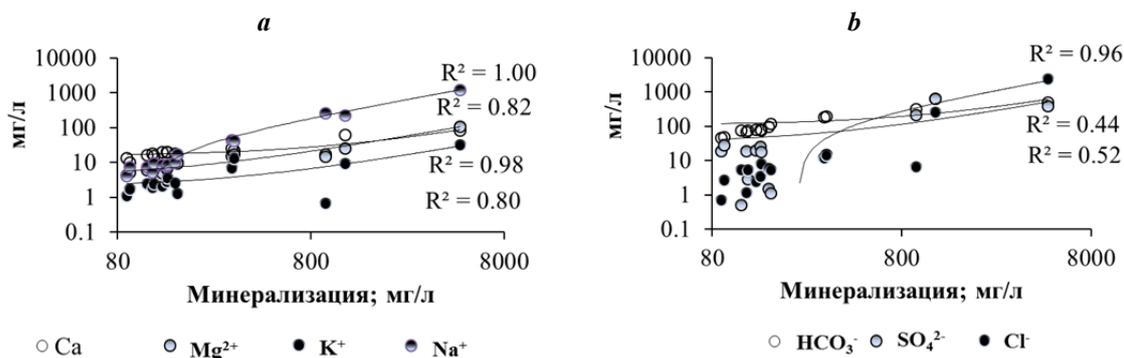


Рис. 4. Связь минерализации воды с содержанием основных катионов (а) и анионов (б)

Fig. 4. Relationship of water mineralization with the content of basic cations (a) and anions (b)

В целом по всей выборке наиболее восстановленные формы азота концентрируются преимущественно в более глубоких ультрапресных озерах, а окисленная его форма – в более мелких пресных. Что касается $P_{\text{общ}}$, то как по средним (0,10 мг/л), так и максимальным (0,16 мг/л) оценкам солончатые озера в большей степени обогащены этим элементом. В ультрапресных озерах в больших количествах накапливаются такие микроэлементы, как Si, Li, Fe, Zn, Pb, Cd, Mo, в пресных – Al, Co, а в солончатых – Sr и Cu.

На формирование химических характеристик озерных вод большое влияние оказывают несколько процессов: взаимодействие вод с горными породами, испарительная концентрация солей, сопровождающаяся эвапоритовой седиментацией, а также сульфатредукция или, напротив, окисление сульфидов [Borzenko, Shvartsev, 2019]. Применение модели Гиббса [Gibbs, 1970] позволяет в первом приближении качественно оценить влияние двух первых процессов (рис. 5).

Получается, что в формировании химического состава воды ультрапресных озер процесс взаимодействия воды с горной породой является основным, а источником элементов выступают алюмосиликатные породы. В формировании химического состава пресных и солончатых озер имеют место два основных процесса – гидролиз алюмосиликатов и испарение, при этом для последних процесс испарения наиболее весомый, что доказывается более высоким содержанием Cl⁻, концентрация которого растет по мере роста минерализации воды. Что касается HCO₃⁻ наряду с CO₂ требуется, как показывает С.Л. Шварцев [2015], ион OH⁻, источником которого выступает вода, участвующая в реакциях гидролиза алюмосиликатов. Следовательно, при наличии CO₂ и OH⁻ обеспечивается пополнение озерной воды производными угольной кислоты.

Относительно низкие содержания SO₄²⁻ в озерах чаще объясняются эвапоритовой седиментацией сульфатных минералов (гипс, мирабилит, тенардит и др.) и

процессом сульфатредукции [Borzenko et al., 2018]. Ввиду низких концентраций сульфат-ионов в рассматриваемых водоемах гипсовая и тем более мирабилитовая стадия минерализации не достигается. Наличие сульфатредукции подтверждается распределением основных компонентов, участвующих в этом процессе, а именно, снижением концентраций SO₄²⁻, а также ростом HCO₃⁻ и CO₂ как по глубине водоема, так и в межгодовом разрезе по большинству изученных озер.

В то же время для солончатых и пресного оз. Дедулина имеется дополнительный источник сульфат-иона, в качестве которого, возможно, выступают сульфиды водовмещающих пород, окисление которых приводит к накоплению серы [Borzenko et al., 2018].

Заключение

Проведенные гидрохимические исследования озер Ивано-Арахлейской системы показали, что они отличаются морфометрическими характеристиками, pH, соленостью и химическим составом вод. Ультрапресные озера выделяются низкой минерализацией и pH вод, среди основных анионов преобладает HCO₃⁻, а катионов – Ca²⁺, с ростом солености и pH вод доминирующим становится Mg²⁺. Менее распространены пресные озера. Они более минерализованные и щелочные, анионный состав представлен чаще HCO₃⁻ и SO₄²⁻, а катионный смешанным Ca-Mg-Na, меняющийся с ростом минерализации и pH вод на HCO₃-Na-Mg-Ca, а при более высокой минерализации на SO₄-Cl-HCO₃-Na. Еще реже встречаются более щелочные солончатые озера. Они имеют HCO₃-SO₄-Mg-Na-Ca состав, который с ростом солености вод трансформируются в SO₄-Na. В межгодовом разрезе наиболее выраженные изменения гидрогеохимических параметров отмечаются для солончатых озер, в меньшей степени для ультрапресных.

Очевидно, что гидрохимические характеристики подвержены значительным хронологическим изменениям.

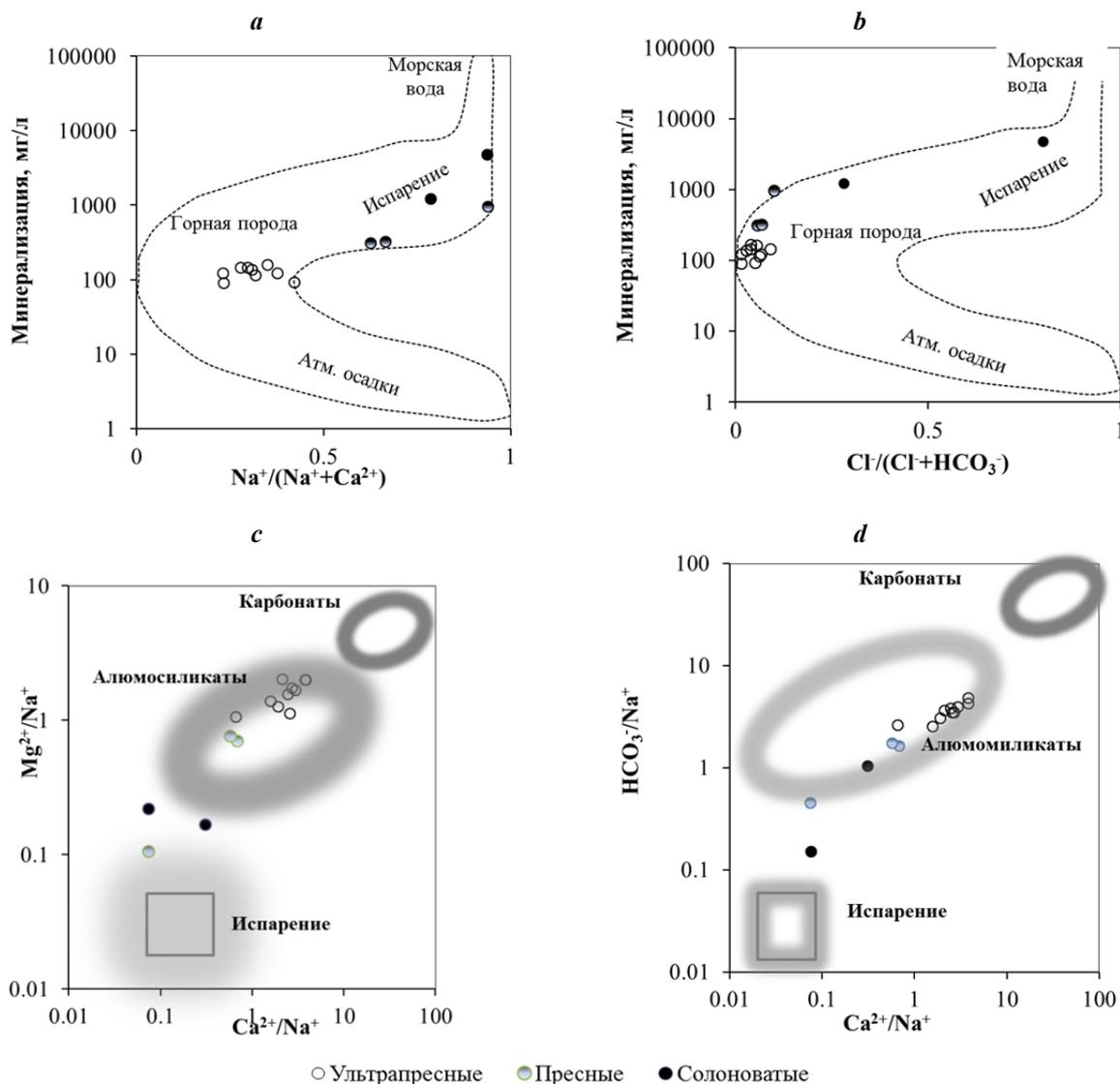


Рис. 5. Диаграммы Гиббса с нанесением данных по минерализации и отношению содержания основных ионов воды озер Ивано-Арахлейской системы

Fig. 5. Gibbs diagrams with application of data on mineralization and the ratio of the content of the main ions of water in the lakes of the Ivano-Arakhleya system

Причина таких трансформаций – изменение климатических условий, вызывающие периодическое повышение и снижение объема воды в озерах.

Исследование выполнено в ходе выполнения государственного задания и частично при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-00104).

ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 443 с.
- Гаськова О.Л., Страховенко В.Д., Овдина Е.А. Состав рассолов и минеральная зональность донных отложений содовых озер Кулундинской степи (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 10. С. 1514–1527.
- Географический анализ природных ресурсов Иркутской области. Иркутск: Изд-во СО РАН, 1985. 174 с.
- Дину М.И. Геохимические особенности распределения элементов по формам существования в озерах европейской территории России и Западной Сибири // Геохимия. 2018. № 10. С. 988–997.
- Замана Л.В., Борзенко С.В. Гидрохимический режим соленых озер Юго-Восточного Забайкалья // География и природные ресурсы. 2010. № 4. С. 100–107.
- Ивано-Арахлейский заказник: природно-ресурсный потенциал территории / отв. ред. В.П. Горлачев. Чита: Поиск, 2002. 232 с.
- Иванов П.В. Классификация озер мира по величине и по их средней глубине // Бюллетень ЛГУ. 1948. № 20. С. 29–36.

Итигилова М.Ц., Пронин Н.М., Юргенсон Г.А., Птицын А.Б., Калугин И.А., Дарьин А.В., Решетова С.А., Обязов В.А., Помазкова Н.В., Цыбекмитова Г.Ц., Михеев И.Е., Фалейчик Л.М., Замана Л.В., Субботина В.Н., Корякина Е.А., Куклин А.П., Матафонов П.В., Ташлыкова Н.А., Базарова Б.Б., Соколов А.В. Ивано-Арахлейские озера на рубеже веков (состояние и динамика). Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2013. 337 с.

Леонова Г.А., Богущ А.А., Бобров В.А., Бычинский В.А., Трофимова Л.В., Маликов Ю.И. Эколого-геохимическая оценка соляных озер Алтайского края // География и природные ресурсы. 2007. № 1. С. 51–59.

Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В., Штенберг М.В. Реконструкция этапов развития озера Тургойак (Южный Урал) в голоцене // Литосфера. 2018. Т. 18, № 6. С. 914–927.

Моисеенко Т.И., Дину М.И., Гашкина Н.А., Кремлева Т.А. Формы нахождения металлов в природных водах в зависимости от их химического состава // Водные ресурсы. 2013. Т. 40, № 4. С. 375–385. DOI: 10.7868/S0321059613040093

Новиков Ю.В., Ласточкина К.О., Болдина З.Н. Методы исследования качества воды водоемов / под ред. А.П. Шицковой. М. : Медицина, 1990. 400 с.

Обязов В.А. Адаптация к изменениям климата: региональный подход // География и природные ресурсы. 2010. № 2. С. 34–39.

Перязева Е.Г., Плюснин А.М., Гармаева С.З., Будаев Р.Ц., Жамбалова Д.И. Особенности формирования химического состава вод озер восточного побережья Байкала // География и природные ресурсы. 2016. № 5. С. 49–59.

Посохов Е.В. Общая гидрогеохимия. Л. : Недра, 1975. 208 с.

Птицын А.Б., Чу Г., Дарьин А.В., Замана Л.В., Калугин И.А., Решетова С.А. Скорость седиментогенеза в озере Арахлей (Центральное Зсбайкалье) по радиогеохимическим и палинологическим данным // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 3. С. 473–480.

Пьянов А.И., Павлов Д.С., Брагин Н.В., Стрижова Т.А., Михеев И.Е. Результаты исследования пространственного распределения рыб в озерах Арахлей и Кенон (Читинская область) // Вопросы ихтиологии. 1995. Т. 35, № 5. С. 678–686.

Савичев О.Г., Гусева Н.В., Абдуллаев Б.Д. Водный баланс системы озёр Шира – Иткуль (Хакасия) // Вестник Томского государственного университета. 2015. № 391. С. 214–219.

Цыбекмитова Г.Ц., Фалейчик Л.М., Михеев И.Е. Антропогенная нагрузка на водосборный бассейн Ивано-Арахлейских озер (Восточное Забайкалье) // Вода: химия и экология. 2013. № 2 (56). С. 3–11.

Шварцев С.Л., Колпакова М.Н., Исупов В.П., Владимиров А.Г., Арнунбилэг С. Геохимия и формирование состава соляных озер Западной Монголии // Геохимия. 2014. № 5. С. 432–449. DOI: 10.7868/S0016752514030078

Шварцев С.Л. Основное противоречие, определившее механизмы и направленность глобальной эволюции // Вестник Российской академии наук. 2015. Т. 85, № 7. С. 632.

Borzenko S.V., Kolpakova M.N., Shvartsev S.L., Isupov V.P. Biogeochemical conversion of sulfur species in saline lakes of steppe Altai // Chinese Journal of Oceanology and Limnology. 2018. V. 36, is. 3. P. 676–686.

Borzenko S.V., Shvartsev S.L. Chemical composition of salt lakes in East Transbaikalia (Russia) // Applied Geochemistry. 2019. V. 103 P. 72–84. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2019.02.014.

Zhang Fei, Jin Zhangdong, Yu Jimin, Zhou Yunkai, Zhou Ling. Hydrogeochemical processes between surface and groundwaters on the northeastern Chinese Loess Plateau: Implications for water chemistry and environmental evolutions in semi-arid regions // Journal of Geochemical Exploration. 2015. № 159. P. 115–128.

Gibbs R.J. Mechanisms controlling world water chemistry // Science. 1970. V. 170. P. 1088–1090.

ISO 5725-6:1994 Accuracy (trueness and precision) of measurement methods and results – Part 6: Use in practice of accuracy values, 2002. 58 p.

ISO/IEC Guide 98-3:2008 Uncertainty of measurement. Part 3: Guide to the expression of uncertainty in measurement (GUM:1995), 2008. 120 p.

Moiseenko T.I., Gashkina N.A., Dinu M.I., Kremleva T.A., Khoroshavin V.Y. Aquatic geochemistry of small lakes: effects of environment changes // Journal of Geochemical Exploration. 2013. V. 13. P. 1031.

Авторы:

Борзенко Светлана Владимировна, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, и. о. заведующего лабораторией геоэкологии и гидрогеохимии, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия.

E-mail: svb_64@mail.ru

Замана Леонид Васильевич, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории геоэкологии и гидрогеохимии, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия.

E-mail: l.v.zamana@mail.ru

Geosphere Research, 2020, 3, 69–79. DOI: 10.17223/25421379/16/6

S.V. Borzenko, L.V. Zamana

Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS

HYDROGEOCHEMISTRY OF THE IVANO-ARAKHLEISKY LAKES

The main purpose of the study is to determine the ranges of changes in the hydrochemical parameters of lakes in different climatic phases, as well as to identify the main sources of salts and processes that control the main geochemical parameters of lake water. The hydrogeochemical studies were carried out on the Ivano-Arachlea lakes, performed with a gap of more than 20 years. Chemical and analytical measurements of water samples were performed using generally accepted methods. It is shown that all lakes differ in morphometric characteristics, mineralization, chemical composition and pH value of water. According to Ivanov's classification, the studied lakes are divided into medium lakes with a surface area of 10,1–100,0 km² and very small lakes with a surface area of 0,1–1,0 km². Most reservoirs are shallow (about 1–5 m), with the exception of the lake. Arachlei, the average depth of which is 10,2–13,1 m accord-

ing to Ovchinnikov's classification of water mineralization, three groups of reservoirs are identified: ultra-fresh, fresh and brackish. Ultra-fresh lakes with a mineralization of less than 200 mg/l and a pH of less than 8,2 are the most common in the region. They are mainly represented by the $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-Na}$ chemical composition. Freshwater lakes are less common. They are more saline and alkaline, anionic composition represented more often HCO_3^- and SO_4^{2-} and cation mixed Ca-Mg-Na , changing with the growth of salinity and pH of waters in $\text{HCO}_3\text{-Na-Mg-Ca}$, and at a higher salinity to $\text{SO}_4\text{-Cl-HCO}_3\text{-Na}$. Even rarer are more alkaline brackish lakes. They have an $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Mg-Na-Ca}$ composition that transforms into $\text{SO}_4\text{-Na}$ as the salinity of the water increases. It is shown that small brackish lakes are more susceptible to change and larger ultra – fresh lakes are less susceptible to change. Variations of the main physical and chemical parameters can be traced both in the interannual context and in the off-season. Changes in the content of CO_2 , HCO_3^- , pH and SO_4^{2-} were found in the depth of reservoirs. According to the number of biogenic elements, the lake is allocated. Arakhley Lake with the highest content of total phosphorus and lake. Large Hutel-Nur with a relatively high concentration of nitrogen. In this case, the dominant compound is the nitrate and ammonium forms. Increased concentrations of heavy metals such as manganese, iron, lead, Nickel, molybdenum, and cadmium are allocated to the lakes Maly Hutel-Nur, Bolshoy Undugun, Maly Undugun, Ivan, Irgen, and Shakshinskoe. In contrast to macro-coupling of micro-components with the main hydrochemical parameters of the medium, salinity and pH of water is absent. The main processes that control the hydrogeochemical diversity of lakes, including water interactions with aluminosilicate rock, sulfate reduction, sulfide oxidation, and evaporative concentration, have been established.

Keywords: lakes, chemical type, transformation of chemical composition.

References

- Alekin O.A. *Osnovy gidrokhimii* [Fundamentals of hydrochemistry]. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1970. 443 p. In Russian
- Gas'kova O.L., Strakhovenko, V.D., Ovdina E.A. Composition of brines and mineral zoning of the bottom sediments of soda lakes in the Kulunda steppe (West Siberia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2017. V. 58. Is. 10. pp. 1199–1210.
- Geograficheskiy analiz prirodnikh resursov Irkutskoy oblasti* [Geographic analysis of natural resources of the Irkutsk region]. Irkutsk: Izd-vo SO RAN, 1985. 174 p. In Russian
- Dinu M.I. Geochemical Specifics of the Distribution of Elements between Their Forms in Lakes in the European Part of Russia and Western Siberia // *Geochemistry international*. 2018. V. 56. № 10. pp. 1036–1045
- Zamana L.V., Borzenko S.V. Hydrochemical regime of saline lakes in the Southeastern Transbaikalia // *Geography and Natural Resources*. 2010. V. 31(4). pp. 370–376
- Ivano-Arakhleyskiy zakaznik: prirodno-resursnyy potentsial territorii* [Ivano-Arakhleysky reserve: natural resource potential of the territory] / *Otv. red. V.P. Gorlachev*. Chita: Poisk, 2002. 232 p.
- Ivanov P.V. *Klassifikatsiya ozer mira po velichine i po ikh srednej glubine* [Classification of lakes of the world by size and by their average depth] // *Bulletin of LSU*. 1948. № 20. pp. 29–36. In Russian
- Itigilova M.T.S., Pronin N.M., Yurgenson G.A., Ptitsyn A.B., Kalugin I.A., Darin A.V., Reshetova S.A., Obyazov V.A., Pomazkova N.V., Tsybekmitova G.T.S., Mikheev I.E., Faleychik L.M., Zamana L.V., Subbotina V.N., Koryakina E.A., Kuklin A.P., Matafonov P.V., Tashlykova N.A., Bazarova B.B., Sokolov A.V. *Ivano-Arakhleyskie ozera na rubezhe vekov (sostoyanie i dinamika)* [Ivano-Arakhley lakes at the turn of the Century (state and dynamics)]. Novosibirsk: Publishing house of SB RAS. 2013. 337 p. In Russian
- Leonova G.A., Bogush A.A., Bobrov V.A., Bychinsky V.A., Trofimova L.V., Malikov Yu.I. *Ehkologo-geokhimicheskaya otsenka solyanykh ozer Altajskogo kraya* [Ecological and geochemical assessment of salt lakes of the Altai territory] // *Geography and natural resources*. 2007. № 1. pp. 51–59. In Russian
- Maslennikova A.V., Udachin V.N., Deryagin V.V., Shtenberg M.V. Reconstruction of Turgoyak lake (the Southern Urals) ecosystem changes in Holocene // *Lithosphere (Russia)*. 2018;(6), pp. 914–927. In Russian <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-6-914-927>
- Moiseenko T.I., Gashkina N.A., Dinu M.I., Kremleva T.A., Khoroshavin V.Y. Aquatic geochemistry of small lakes: effects of environment changes // *Journal of Geochemical Exploration*. 2013. V. 13. pp. 1031.
- Novikov Yu.V., Lastochkina K.O., Boldina Z.N. *Metody issledovaniya kachestva vody vodoemov* [Methods of study water quality of reservoirs] / ed. by A.P. Checkoway. Moscow: Medicine. 1990. 400 p. In Russian
- Obyazov V.A. *Izmenenie temperatury vozdukh i vlvazhnennosti territorii Zabajkal'ya i prigranichnykh rajonov Kitaya* [Changes in air temperature and humidity in the territory of Transbaikalia and border areas of China] // *Environmental cooperation of the Chita region (Russia) and the Autonomous region of Inner Mongolia (China) in cross-border environmental areas: Mat. Conf. Chita, 2007*. Pp. 247–250. In Russian
- Peryazeva E.G., Plyusnin A.M., Garmaeva S.Z., Budaev R.Ts., Zhambalova D.I. Features of the formation of chemical composition of lake waters along the eastern shores of Baikal // *Geography and Natural Resources*. 2016. № 5. pp. 49–59. In Russian DOI: 10.21782/GiPR0206-1619-2016-5(49-59)
- Posokhov E.V. *Obshhaya gidrogeokhimiya* [General hydrogeochemistry]. Leningrad : Nedra, 1975. 208 p. In Russian
- Ptitsyn A.B., Chu G., Dar'in A.V., Zamana L.V., Kalugin I.A., Reshetova S.A. The rate of sedimentation in Lake Arakhlei (Central Transbaikalia), from radiogeochimical and palynological data // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. V. 55(3), pp. 369–375.
- Pyanov A.I., Pavlov D.S., Bragin N.V., Strizhova T.A., Mikheev I.E. *Rezultaty issledovaniya prostranstvennogo raspredeleniya ryb v ozerakh Arakhlej i Kenon (Chitinskaya oblast')* [Results of the study of the spatial distribution of fish in the lakes arakhlei and Canon (Chita region)] // *Questions of ichthyology*. 1995. V. 35(5). pp. 678–686. In Russian
- Savichev O.G., Guseva N.V., Abdullaev B.D. Water balance of the Shira – Itkul lake system (Khakassia) // *Tomsk State University Journal*. 2015. № 391. pp. 214–219. In Russian
- Tsybekmitova G.T.S., Faleychik L.M., Mikheev I.E. *Antropogennaya nagruzka na vodosbornyj bassejn Ivano-Arakhleyskikh ozer (Vostochnoe Zabajkal'e)* [Anthropogenic load on the catchment basin of the Ivano-arakhleysk lakes (Eastern Transbaikalia)] // *Water: chemistry and ecology*. 2013. V. 2 (56). pp. 3–11. In Russian
- Shvartsev S.L., Kolpakova M.N., Isupov V.P., Vladimirov A.G., Ariunbileg S. Geochemistry and chemical evolution of saline lakes of Western Mongolia // *Geochemistry International*. 2014. V. 52(5). pp. 388–403. DOI: 10.1134/S0016702914030070

Borzenko S.V., Kolpakova M.N., Shvartsev S.L., Isupov V.P. Biogeochemical conversion of sulfur species in saline lakes of steppe Altai // *Journal of Oceanology and Limnology*. 2018. V. 36 (3). pp. 676–686.

Borzenko S.V., Shvartsev S.L. Chemical composition of salt lakes in East Transbaikalia (Russia) // *Applied Geochemistry*. 2019. V. 103 pp. 72–84.

Borzenko S.V., Shvartsev S.L. Chemical composition of salt lakes in East Transbaikalia (Russia) // *Applied Geochemistry*. 2019. V. 103. pp. 72–84, <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.02.014>.

Zhang Fei, Jin Zhangdong, Yu Jimin, Zhou Yunkai, Zhou Ling. Hydrogeochemical processes between surface and groundwaters on the northeastern Chinese Loess Plateau: Implications for water chemistry and environmental evolutions in semi-arid regions // *Journal of Geochemical Exploration*. 2015. № 159. pp. 115–128.

Gibbs R.J. Mechanisms controlling world water chemistry // *Science*. 1970. 170, pp. 1088–1090.

ISO 5725-6:1994 Accuracy (trueness and precision) of measurement methods and results Part 6: Use in practice of accuracy values, 2002. 58 p.

ISO/IEC Guide 98-3:2008 Uncertainty of measurement – Part 3: Guide to the expression of uncertainty in measurement (GUM:1995), 2008. 120 p.

Moiseenko T.I., Gashkina N.A., Dinu M.I., Kremleva T.A., Khoroshavin V.Y. Aquatic geochemistry of small lakes: effects of environment changes // *Journal of Geochemical Exploration*. 2013. V. 13. p. 1031.

Author's:

Borzenko Svetlana V., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia. E-mail: svb_64@mail.ru

Zamana Leonid V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geoecology and Hydrogeochemistry, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Chita, Russia.

E-mail: l.v.zamana@mail.ru

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

УДК 577.3

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТА И ПОГОДЫ НА САМОЧУВСТВИЕ И ЗДОРОВЬЕ ЛЮДЕЙ. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Т.А. Зенченко^{1,2}, Т.К. Бреус¹



¹Институт космических исследований РАН, Москва, Россия

²Институт теоретической и экспериментальной биофизики РАН, Пущино, Московская область, Россия

Приводится анализ и оценка работ по уже установленным особенностям метеоэффекта, таким как нелинейность, немонотонность, временная изменчивость, относительность амплитуды, наличие временного лага и др. Обосновывается необходимость, наряду с традиционным популяционным подходом, более широкого применения индивидуального метода оценки метеочувствительности. Подобный анализ необходим для последующего синтеза первичных результатов и построения глобальной рабочей модели системы «человек – атмосфера».

Ключевые слова: биометеорология, метеочувствительность, популяционная статистика, индивидуальный подход, артериальное давление, сердечно-сосудистая система.

Введение

Биометеорология – наука о реакции организма человека на действие факторов погоды – насчитывает много столетий. Еще в Древней Греции Гиппократ впервые отметил сезонное чередование обострений различных недугов. В своих книгах об эпидемических заболеваниях описание каждой болезни он начинает с влияния на нее метеорологических условий.

В середине XX в. Д. Ассман [Ассман, 1966] сформулировал основную проблему биоклиматологии того времени: между многочисленными метеорологическими явлениями и определенными биологическими реакциями обнаруживаются статистически достоверные временные связи, но истинные действующие факторы и механизмы их влияния на организм до сих пор еще не выяснены, поскольку многочисленные факты не укладываются ни в одну из умозрительных схем.

За прошедшие с момента появления этой книги 60 лет существенно улучшились скорость и возможности получения самой свежей информации о результатах коллег, значительно расширился математический аппарат для многопараметрического анализа больших объемов данных, выросли вычислительные мощности и возможности компьютерного моделирования.

Однако при всех перечисленных качественных прорывах задача построения глобальной рабочей модели метеочувствительности остается далекой от решения. Основной проблемой является значительная вариабельность эффекта: даже при видимой близости

начальных условий задачи и применяемых методов анализа результаты разных групп исследователей оказываются зачастую качественно различными.

В 70-е гг. XX в. перечень внешних факторов, традиционно рассматриваемых как биотропные, был расширен: к числу атмосферных добавились факторы космической погоды, что еще более усложнило изучаемую систему. В дальнейшем было показано [Бреус и др., 2010, 2016; Ожередов и др., 2010; Зенченко, 2012; Gurfinkel et al., 2012], что изучение отдельных эффектов солнечной и геомагнитной активности (без учета метеоэффектов) методологически некорректно, поскольку влияние этих двух групп факторов имеет мишенью одни и те же системы организма и оказывает сочетанное действие. Однако в данной работе мы поставили целью проанализировать исследования, посвященные влиянию только метеорологических факторов, но оставили за границами рассмотрения исследования, посвященные действию факторов космической погоды.

Такую постановку задачи можно допустить из-за различий частотного профиля реакции организма человека на действие атмосферных и гелиогеофизических факторов. В работах [Бреус и др., 2010, 2016; Ожередов и др., 2010; Зенченко, 2012; Gurfinkel et al., 2012] было показано, что метеоэффект является «медленным» относительно магнитоэффекта: в первом случае мы наблюдаем синхронизацию волн длительностью от нескольких дней до двух недель, а во втором – резкие пикообразные всплески в течение 1–2 сут. Следовательно, вклад этих двух групп внешних факторов оказывается несимметричным, и воздействие метеофакторов на организм может рас-

смаиваться без учета влияния магнитоэффекта, но не наоборот.

Таким образом, целью данной работы было проанализировать и систематизировать известные на настоящий момент причины, влияющие на выраженность метеоэффекта, а также обосновать возможные изменения методологического подхода, позволяющие, на наш взгляд, в перспективе преодолеть системный кризис, существующий в биометеорологии.

1. Популяционные статистические исследования

1.1. Основные направления исследования метеоэффекта

Сформулируем основные известные на настоящий момент характеристики метеоэффекта по данным публикаций в основном за последние 20 лет.

Метеотропность (чувствительность организма к погодным факторам) рассматривается в биометеорологии как универсальное свойство всех без исключения биосистем, включающее в себя различные их состояния: от нормы – через напряжение (адаптацию) до патологии и смерти [Андропова и др., 1982].

В настоящее время в биометеорологии существует три основных подхода к сбору и анализу медико-биологических данных: популяционные исследования, лабораторные клинические исследования и индивидуальный мониторинг. У каждого из этих подходов есть свои преимущества и недостатки.

Все работы в области исследования метеоэффекта можно разделить на четыре направления по сочетанию двух критериев: типу метеотропной реакции (адаптационная реакция с возвратом к норме или срыв адаптации) и степени экстремальности действующих внешних факторов (сверхвысокие значения или близкие к среднестатистическим). К экстремальным значениям метеопараметров принято относить очень высокие или очень низкие значения, как правило, 1 или 5 % от общего распределения значений, характерных для данного региона (волны жары и холода). Остальная часть выборки наблюдаемых значений, за исключением экстремальных, рассматривается как фоновые, привычные для организма.

Подавляющее число работ и в прошлом, и в настоящее время относится к исследованию метеопатологического эффекта, т.е. срыву адаптации, обусловленного как экстремальными, так и фоновыми вариациями атмосферных факторов, поскольку социальная значимость таких исследований очевидна. В подавляющем большинстве работ материалами для анализа служат данные о показателях смертности и заболеваемости в определенных популяциях.

Также значительное внимание уделяется изучению процессов адаптации здоровых лиц к экстре-

мальным условиям высокогорья или полярных зимовок, а также воздействию волн жары или холода на население в целом (например, [Patrikeeva, Basova, 2018] и другие работы). Здесь материалами для анализа являются результаты лабораторных клинических измерений физиологических показателей.

В то же время влиянию вариаций неэкстремальных факторов на самочувствие практически здоровых людей уделяется, на наш взгляд, очень мало внимания, поскольку актуальность таких исследований неочевидна. Однако это направление, на наш взгляд, является теоретическим и практическим базисом для первых трех. Поскольку здоровые добровольцы обычно набираются в качестве контрольной группы сравнения в каждом исследовании, неучитываемая метеочувствительность их физиологических показателей может значительно исказить выводы, полученные при исследовании заболеваемости и смертности. В этом направлении исследований данными для анализа служат либо клинические измерения, либо результаты длительного индивидуального мониторинга.

1.2. Экстремальные факторы и госпитализация

В последние два десятилетия теме влияния экстремальных факторов погоды на заболеваемость посвящен ряд обзоров, систематизирующих массивы исследований [Turner et al., 2012; Kenney et al., 2014; Casas et al., 2016], а также множество отдельных исследований в разных климатических зонах [Linares, Díaz, 2008; Lin et al., 2009; Wolf et al., 2009; Bayentin et al., 2010; Magalhães et al., 2011; Williams et al., 2012; Lavigne et al., 2014].

Анализ этих работ позволяет выделить следующие особенности метеоэффекта:

- увеличение числа обращений в больницы провоцируют как экстремально высокие, так и экстремально низкие температуры [Linares, Díaz, 2008; Bayentin et al., 2010, Lavigne et al., 2014];

- непосредственной причиной обращения бывает обострение сердечно-сосудистых осложнений [Kenney et al., 2014; Casas et al., 2016] или респираторных заболеваний [Turner et al., 2012];

- дополнительными факторами риска возникновения метеопатологий служат заболеваемость диабетом 2-го типа и пожилой возраст пациентов, поскольку среди этих групп людей метеопатологический эффект выражен сильнее [Casas et al., 2016];

- метеопатологический эффект характерен для разных климатических зон, в том числе и районов с относительно мягким климатом. Так, зависимость заболеваемости и смертности от экстремальных температур обнаруживается от прохладной Канады [Bayentin et al., 2010; Lavigne et al., 2014] до жарких районов Португалии [Magalhães et al., 2011] и Ав-

стралии [Williams et al., 2012]. Географическая широта местности практически не влияет на оценку риска респираторной и сердечно-сосудистой заболеваемости [Turner et al., 2012];

- температурный порог, выше которого кардинально возрастает частота госпитализаций, совпадает с аналогичным порогом по смертности и с 95-м процентилем максимального дневного ряда температуры для летних месяцев [Linares, Díaz, 2008];

- время задержки между моментом действия метеофактора и вызванным им ростом заболеваемости может различаться и зависит в том числе и от вида заболевания. Например, при высоких температурах (29–36 °С) рост госпитализаций в Нью-Йорке по поводу простуд происходит синхронно с повышением температуры, по поводу сердечно-сосудистых заболеваний отстает в среднем на пять суток [Lin et al., 2009].

Важно отметить, что среди работ по действию экстремальных факторов на здоровье населения все работы посвящены влиянию только одного атмосферного фактора – приземной температуры воздуха, и нет работ по влиянию атмосферного давления. Практически все они посвящены «краям распределения» – очень высоким температурам летом и очень низким – зимой. Удалось найти только одну статью, [Wolf et al., 2009], в которой показана опасность не экстремальных, а аномальных температур, т.е. увеличение риска инфарктов и коронарных смертей при резких понижениях температуры в течение лета, причем эффект был выражен тем сильнее, чем выше была в этот год среднесезонная температура.

1.3. Фоновые вариации погоды и госпитализации

Исследования роли неэкстремальных вариаций атмосферных факторов на показатели госпитализации, заболеваемости и смертности наиболее широко представлены в литературе.

Условно всю выборку статей можно разбить на три группы по критерию исследуемых метеофакторов:

- только температуры воздуха ($T_{\text{атм}}$) и ее производных (максимальная, перепад в течение суток, средняя за сутки) [Berginer et al., 1989; Armstrong, 2006; Basu, 2009; Bhaskaran et al., 2009; Ye et al., 2012; Basu et al., 2012; Hong et al., 2012; Zhang et al., 2018; Zhao & Cheng, 2019; Davis et al., 2020; Madaniyazi et al., 2020];

- только атмосферного давления ($P_{\text{атм}}$) и его изменчивости, но без учета влияния температуры [Dockery et al., 1999; Houck et al., 2005; Azcárate, Mendoza, 2017];

- весь комплекс атмосферных факторов или некоторое их сочетание ($T_{\text{атм}}$, $P_{\text{атм}}$, относительная влажность воздуха (Relative Humidity, RH), сила ветра и их вариации) [Danet et al., 1999; Feigin et al., 2000; Ebi et al., 2004; Kulakov, Nasonova, 2004; Čulić

et al., 2004; Głuszak et al., 2008; Jie et al., 2014; Comelli et al., 2014; Shaposhnikov et al. 2014; Vencloviene et al., 2015; 2018; Ozheredov et al., 2017].

Основные выводы существующих обзорных исследований влияния фоновых вариаций температуры близки к описанным выше выводам для эффектов экстремальных температур:

- как относительно жаркая, так и относительно холодная погода оказывают пагубное влияние на риск возникновения осложнений здоровья [Bhaskaran et al., 2009];

- повышенная температура увеличивает риск смертности в основном от сердечно-сосудистых, респираторных и цереброваскулярных заболеваний [Basu, 2009];

- характеристики эффекта зависят от расы, пола, возраста, места проживания пациента [Ye et al., 2012];

- при попытках сопоставления направления и величины нелинейных эффектов запаздывания авторы работы [Ye et al., 2012] делают вывод, что создать общую картину не удастся в силу расхождений результатов в разных работах.

Таким образом, авторы обзоров утверждают многопараметричность эффекта метеочувствительности, систематизировать которую в настоящее время не удается.

Анализ отдельных исследований позволяет добавить еще ряд важных особенностей, характерных для температурного метеоэффекта:

- географическая универсальность эффекта: Израиль [Berginer et al., 1989], Китай [Jie et al., 2014; Zhao, Cheng, 2019], Калифорния [Ebi et al., 2004; Basu et al., 2012], Англия и Уэльс [Armstrong, 2006; Zhang et al., 2018];

- разнонаправленность эффекта в разных исследованиях. В одних работах сообщается о положительной корреляции между значениями температуры и показателями заболеваемости инфарктами [Schwartz et al., 2004; Ebi et al., 2004], инсультами [Berginer et al., 1989], ишемической болезнью сердца, ишемическим инсультом, сердечной аритмией, гипотонией, диабетом [Basu et al., 2012]. В других работах корреляция отрицательна [Danet et al., 1999; Shaposhnikov et al., 2014, Zhao, Cheng, 2019];

- немонотонность зависимости относительного риска сердечно-сосудистых заболеваний (всех в совокупности) от $T_{\text{атм}}$. В работе [Jie et al., 2014] сообщается, что кривая зависимости заболеваемости имеет не минимум, а максимум, расположенный при 10 °С, т.е. авторы фиксируют снижение риска заболеваемости при очень высоких и низких температурах;

- важность не только самих значений, но и внутри- и межсуточной вариабельности параметра температуры. В работе [Davis et al., 2020] сделан вывод об опасности очень холодных дней, которые сочетаются с высокой внутрисуточной вариабельностью

температуры. Исследование [Zhang et al., 2018] также подтверждает важную роль изменчивости $T_{\text{атм}}$ в динамике смертности (в 10 районах Англии и Уэльса);

– важность относительных величин $T_{\text{атм}}$ в распределениях значений, характерных для данной местности. Так, при сравнении влияния температуры на смертность в шести городах Японии авторы [Ng et al., 2014] делают вывод, что эффекты конкретных городов, основанные на абсолютных изменениях температуры, были более разнородными, чем оценки, основанные на относительных изменениях;

– сезонность выраженности эффекта и его изменчивость во времени на масштабах в несколько лет [Zhang et al., 2018]. Так, доля смертей, обусловленных вариабельностью температуры, в среднем составляет, по оценкам авторов, около 2,5 %, и имеет сезонные колебания от 3,08 % летом до 2,00 % зимой;

– чувствительность к изменениям $T_{\text{атм}}$ биохимических показателей крови, таких как сердечно-сосудистые маркеры и липопротеины [Hong et al., 2012; Madaniyazi et al., 2020]. Hong и соавт. [Hong et al., 2012] утверждают, что изменение знака производной происходит при нулевой температуре: уровень высокочувствительного С-реактивного белка повышался с понижением температуры при минимальных температурах ниже 0 °С, но обнаруживал обратную связь выше. Madaniyazi и соавт. [Madaniyazi et al., 2020] также говорят о нелинейности зависимости профиля липопротеинов, таких как триглицериды, липопротеины низкой и высокой плотности, от температуры. Чувствительность уровня сердечных маркеров к изменениям температуры дает авторам этих работ основания предполагать, что данные биохимические факторы задействованы в формировании метеотропного ответа организма;

– двумерное соотношение температуры и смертности в Лондоне от величины временного лага является нелинейным и сохраняется (но меняет форму) с увеличением задержки как минимум до 14 сут [Armstrong, 2006]. Риск возрастает при нулевом лаге и сохраняется повышенным вплоть до задержки реакции до пяти суток, а также и при температуре от 17 до 29 °С;

– наибольшую метеочувствительность показывают изменения физиологических показателей у пожилых людей как основной группы риска. И хотя в этих работах речь идет еще не о срыве адаптации, как при госпитализациях, но о близком к нему диапазоне напряжения и перенапряжения адаптационных систем организма, границу между которыми обозначить достаточно сложно. Авторы этих исследований сообщают, что при снижении температуры воздуха у пожилых людей наблюдаются значительное повышение показателей артериального давления (АД) [Woodhouse et al., 1993; Alperovitch et al., 2009; Ren et al., 2011; Halonen et al., 2011], а также количе-

ства тромбоцитов и концентрации липопротеинов – холестерина в сыворотке крови низкой плотности [Hong et al., 2012]. В зимний период по сравнению с летом доля пациентов с АД большим 160/90 мм рт. ст. увеличилась в четыре раза [Woodhouse et al., 1993]. Сообщается о связи вариаций температуры с длительностью сердечного показателя QT [Mehta et al., 2014].

Вторая группа статей, сравнительно немногочисленная, показывает существование значимых корреляций между суточными вариациями $P_{\text{атм}}$ и числом госпитализаций по поводу острого инфаркта миокарда (ИМ) и инсульта [Houck et al., 2005], а также изменениями АД, частоты сердечных сокращений (ЧСС) и насыщения крови кислородом у больных и пожилых людей [Dockery et al., 1999; Azcárate, Mendoza, 2017].

К сожалению, в двух описанных выше группах исследований рассматривается возможное влияние только одного из атмосферных факторов, либо температуры, либо атмосферного давления. Поэтому из них невозможно однозначно установить, какой из факторов является основным, поскольку их динамика сильно скоррелирована, а характер корреляции кардинально зависит от географической широты точки наблюдения

Так, в работе [Зенченко и др., 2009] была изучена динамика парной взаимосвязи показателей атмосферного давления, относительной влажности и температуры воздуха на протяжении 1999–2010 гг. для трех климатических регионов (рис. 1). Из рис. 1, *a* видно, что параметры $T_{\text{атм}}$ и $P_{\text{атм}}$ тесно связаны в южных широтах на протяжении всего года и независимы в средних и высоких широтах. В то же время если летом вариации температуры и относительной влажности отрицательно скоррелированы во всех географических точках, то в зимний период в северных широтах эти параметры имеют положительную корреляцию, а в южных районах статистически значимой связи между ними нет (рис. 1, *b*).

В частности, за рамками описанных выше исследований остается вопрос о соотношении вкладов различных атмосферных факторов в метеотропный эффект, о необходимости их комплексного учета, о поиске многомерных областей значений, в которых метеотропный эффект максимален.

Эти вопросы обсуждаются в третьей группе работ, где анализируются возможные медицинские последствия вариаций одновременно нескольких атмосферных факторов либо их комплексов.

Наиболее популярный набор параметров включает обычно $T_{\text{атм}}$, $P_{\text{атм}}$, относительную влажность воздуха, их межсуточную изменчивость и показатели геомагнитной активности [Danet et al., 1999; Feigin et al., 2000; Magalhães et al., 2011; Jie et al., 2014; Comelli et al., 2014; Shaposhnikov et al., 2014]. В некоторых работах исследуется также влияние силы ветра, осадков,

параметров состояния гелиосферы (компоненты межпланетного магнитного поля, космических лучей, солнечного ветра) [Kulakov, Nasonova, 2004; Čulić et

al., 2004; Gluszek et al., 2008; Vencloviene et al., 2015, 2018] или что-то географически специфическое, например, влияние Эль-Ниньо [Ebi et al., 2004].

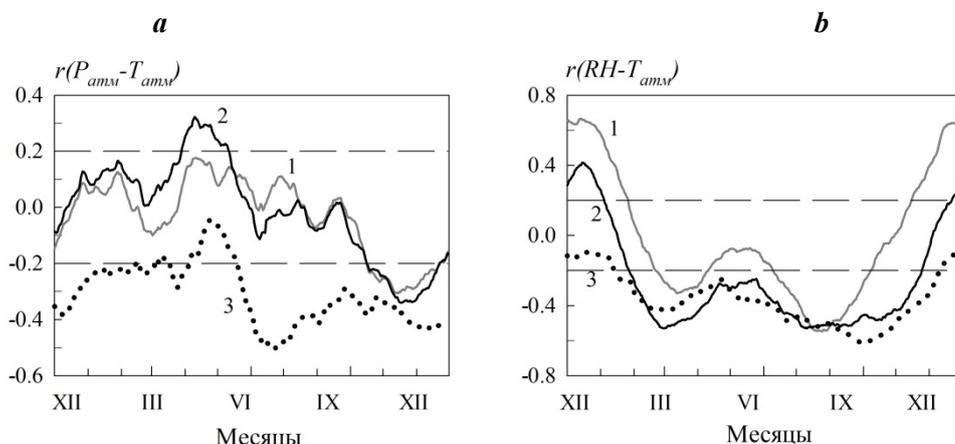


Рис. 1. Усредненная годовая динамика функций корреляции, вычисленных в скользящем окне, для пар показателей P_{atm} - T_{atm} (a) и T_{atm} -RH (b) для Сыктывкара (1), Москвы (2) и Симферополя (3) Пунктирами показаны границы 5% уровня статистической значимости

Fig. 1. Annual dynamics of atmospheric factors correlation – (a) P_{atm} and T_{atm} ; (b) RH and T_{atm} : Syktyvkar (1), Moscow (2) and Simferopol (3)

The dotted lines show the boundaries of the 5% level of statistical significance

Основным медицинским показателем являются данные обращений в больницы по поводу обострения сердечно-сосудистых заболеваний: гипертонической болезни, инфарктов и инсультов. В некоторых работах рассматриваются более специфические нозологии, такие как случаи острой фибрилляции предсердий [Comelli et al., 2014], желудочковой тахикардии [Čulić et al., 2004], мерцательной аритмии [Gluszek et al., 2008].

Большинство исследований формулирует цель работы традиционно: выявить случаи и характеристики статистической зависимости распределения эпидемиологических данных от вариаций атмосферных факторов. Однако при ответе на этот вопрос наблюдаются существенные расхождения полученных результатов.

Например, работы [Danet et al., 1999; Shaposhnikov et al., 2014] можно рассматривать как близкие по исходным данным и ряду входных параметров. Их авторы исследуют заболеваемость в достаточно близких по климату географических районах: на севере Франции (50' с.ш.) и в Москве (56' с.ш.) соответственно. Выводы этих работ согласуются в ключевых положениях: снижение числа инфарктов миокарда с возрастанием температуры (во всем диапазоне исследованных значений T_{atm}) и U-образной (немонотонной) зависимости от значений P_{atm} .

Однако в деталях обнаруживаются различия.

Во-первых, различается положение минимума на кривой зависимости заболеваемости от P_{atm} . В первой работе положение минимума указывается при $P_{atm} = 1016$ мбар, во второй – приблизительно 995 мбар. Однако данное расхождение конкретных величин может быть обусловлено различием среднесезонных распределений атмосферного давления в этих географических локализациях (Лилль – высота над уровнем моря 17–27 м, Москва – около 130 м).

Во-вторых, качественно различается форма зависимости числа ИМ от изменений температуры. Так, в работе [Danet et al., 1999] говорят о линейном снижении, однако необходимо заметить, что на соответствующем рисунке (см. рис. 1), виден излом примерно на 17°C: выше этой температуры значения числа ИМ начинают расти. Линейное снижение получается у авторов только в результате ограниченности степени выбранного уравнения регрессии.

В работе [Shaposhnikov et al., 2014] кривая зависимости числа инфарктов от T_{atm} монотонна, однако имеется отчетливый излом, отмеченный авторами: практически горизонтальная линия при отрицательных температурах и значительное снижение при положительных.

Инсульты в работе [Danet et al., 1999] не рассматривались. В статье [Shaposhnikov et al., 2014] авторы сообщают о линейном характере роста числа инсультов с возрастанием температуры во всем диапазоне исследованных температур, но также о дву-

кратном возрастании риска во время холодных волн. В других работах встречаются выводы о возрастании числа инсультов как при понижении температуры воздуха [Feigin et al., 2000; Magalhães et al., 2011], так и при ее возрастании [Ebi et al., 2004; Feigin et al., 2000; Magalhães et al., 2011; Mostofsky et al., 2014] также отмечают наибольшую опасность именно низких температур для развития инсультов.

Таким образом, при относительной близости ряда входных параметров разных исследований их результаты различаются как количественно, так и в некоторых аспектах – качественно.

В целом же мнение о доминировании роли приземной температуры воздуха как наиболее биотропном факторе преобладают над другими заключениями.

Можно отдельно выделить ряд работ, посвященных метеобусловленности серьезных нарушений сердечного ритма [Comelli et al., 2014] свидетельствует о линейной корреляции числа случаев острой фибрилляции предсердий и температуры воздуха; [Głuszak et al., 2008] при исследовании случаев мерцательной аритмии выделяют значительное влияние холодного фронта и окклюзии типа холодного фронта [Čulić et al., 2004]; в качестве предикторов случаев желудочковой тахикардии называют U-образный паттерн скорости ветра (очень слабый или очень сильный), относительную влажность воздуха, атмосферное давление и эмоциональное расстройство. Таким образом, в этой группе исследований наблюдается многообразие комбинаций метеофакторов, однако с преобладающей ролью $T_{\text{атм}}$.

В ряде работ (пока немногочисленных) ставится более сложная задача: при каких значениях комбинаций атмосферных параметров наиболее выражен эффект влияния факторов космической погоды на уровни заболеваемости и смертности. Текущие значения метеопараметров здесь рассматриваются как параметры, а значения геомагнитных индексов – как входные переменные, подлежащие анализу.

Правомочность такой постановки задачи обсуждалась выше во введении к данной статье и обусловлена различием скоростей ответа организма на вариации атмосферных и геомагнитных факторов. К работам с такой постановкой вопроса относятся [Vencloviene et al., 2015; Ozheredov et al., 2017], в которых показано, что выраженность эффекта магниточувствительности (в данном случае – зависимость показателей АД от геомагнитной активности) зависит от текущих значений атмосферных факторов.

1.4. Выводы и обсуждение

Таким образом, популяционные исследования влияния вариаций атмосферных факторов на заболеваемость, проведенные на больших статистических выборках случаев (до нескольких миллионов) с ис-

пользованием многопараметрических подходов, показали относительность, нелинейность, немонотонность метеоэффекта, существование значительного временного лага в его развитии, а также зависимость степени его проявления от сезона года и от географической локализации места проживания.

Деление выборки пациентов на группы по разным признакам показало, что выраженность метеоэффекта зависит от возраста и пола человека, а также расы, питания, социального статуса, образа жизни (активный или малоподвижный).

Большинство авторов приходит к заключению, что наиболее биотропным фактором является приземная температура воздуха, ее текущие значения и амплитуда вариаций. Однако ежедневные вариации разных метеопараметров сильно скоррелированы, что необходимо учитывать при анализе.

Изучать характеристики метеоэффекта по отношению к «сердечно-сосудистым заболеваниям в целом» методологически неправомерно, поскольку кривые риска развития различных заболеваний в зависимости от метеофакторов имеют кардинально отличающиеся профили.

Можно экспериментально выделить области значений метеопараметров, в которых существенно возрастает чувствительность организма к действию других внешних факторов, например геомагнитной активности.

В развитии метеотропной реакции организма задействованы биохимические показатели крови, внезапное изменение которых может служить как индикатором метеотропной реакции пациента, так и непосредственной причиной резкого ухудшения самочувствия или даже смерти.

Результаты, полученные в разных исследованиях, значительно различаются по особенностям и даже знаку эффекта, величине временного лага развития реакции и ее амплитуде.

При сопоставлении результатов близких по дизайну исследований, проведенных разными научными группами, всегда существует ряд неучтенных причин, которыми можно предположительно объяснить расхождение полученных результатов, если оно обнаруживается. В то же время экспериментально проверить справедливость данных предположений крайне сложно.

Сегодня, учитывая перечисленные выше уже установленные свойства метеоэффекта, а также его вариабельность по нескольким классам параметров, можно сделать вывод, что конечный результат исследования в значительной степени зависит от параметров усреднения эффекта, выбранных его авторами. Так, если с ростом температуры риск развития инфарктов возрастает, а инсультов – снижается, то объединение в исследовании этих двух заболеваний в усредненный класс «сердечно-сосудистых осложнений» может привести к отсутствию зависимости.

Однако существует еще один принципиально важный аспект проблемы метеочувствительности, а именно значительная межиндивидуальная вариабельность. Суть ее в том, что отдельные участники экспериментальной группы, однородной по всем известным критериям включения, на действие одного и того же метеофактора могут реагировать противоположным образом, например часть пациентов – ростом, а другая часть – снижением показателей АД.

О возможном пути преодоления данной проблемы пойдет речь во второй части данной работы.

2. Индивидуальный мониторинг физиологических параметров

2.1. История вопроса

В 1992 г. российские физиологи В.Н. Шеповальников и С.И. Сороко [Шеповальников, Сороко, 1992] описали результаты длительного наблюдения группы полярников в условиях арктических и антарктических зимовок. По-видимому, это было одно из первых исследований, в котором удалось получить и проанализировать длинные временные ряды индивидуальных измерений параметров АД и ЧСС большой, достаточно однородной группы здоровых мужчин среднего возраста.

Результаты, полученные ими на основе одних и тех же данных при общегрупповом и при индивидуальном анализе, показали, что операция усреднения по группе скрывает очень важные особенности эффекта, а иногда и сам эффект.

В наших работах начиная с 2009 г. было показано, что синтез всего многообразия возможных индивидуальных реакций и построение на этой основе общей картины метеоэффекта возможны, если изменить и дополнить традиционный алгоритм анализа данных. Предлагаемый нами новый подход, показавший свою эффективность, состоит из нескольких этапов:

- получение у максимально широкого круга лиц длинных временных рядов значений физиологических показателей, таких как АД и ЧСС, показателей вариабельности сердечного ритма, позволяющих оценить степень активации различных отделов вегетативной нервной системы;

- расчет для каждого человека отдельно численных характеристик его персональной метеотропной реакции на каждый из метеофакторов, таких как амплитуда реакции, ее длительность, временной лаг;

- сохранение полученных численных характеристик в единой базе знаний вместе со входными параметрами: пол, возраст, рост, вес, хронические заболевания, время, место и средние значения метеопараметров проведения наблюдений;

- анализ не усредненного по группе значения амплитуды метеореакции с определенными процентиля-

ми, а самого распределения полученных выборочных значений при каждом наборе входных параметров;

- анализ изменения формы и характеристик этого распределения при изменении всех по очереди входных параметров.

Использование этого алгоритма позволяет не предполагать а-приори, а определить экспериментально, от каких из входных параметров действительно зависит выраженность метеоэффекта, отсортировать их по важности, сформулировать критерии включения и исключения при клинических исследованиях.

2.2. Анализ результатов, полученных на основе индивидуального подхода к оценке метеочувствительности и проблема поиска наиболее биотропного фактора

Ответ на вопрос о том, какой из атмосферных факторов оказывает наиболее сильное влияние, разными исследователями решался и до сих пор решается по-разному.

Ряд авторов наиболее биотропным фактором признает атмосферное давление, направление его изменения или интенсивность его высокочастотных вариаций (микробаромов).

Так, в работе [Delyukov et al., 2001] продемонстрирована статистическая зависимость основных показателей вариабельности сердечного ритма здорового волонтера от уровня геомагнитной активности (ГМА), температуры воздуха, относительной влажности и силы ветра. Но наиболее тесная зависимость была обнаружена с интенсивностью флуктуаций атмосферного давления в интервале от 0,01 до 0,1 Гц (микробаромами).

В работе [Ozheredov et al., 2017] доказано существование определенных областей значений атмосферных факторов, при которых отклик организма на геомагнитные возмущения проявляется наиболее выраженно. Материалами для анализа здесь послужили результаты 7-дневных записей показателей АД и ЧСС у 197 здоровых волонтеров в возрасте от 18 до 27 лет, проживающих в Москве.

Атмосферное давление в этом исследовании, также как и в [Ожередов и др., 2010], оказывается основным фактором влияния и обеспечивает магнитобиотропность для всех рассмотренных физиологических параметров. Из предыдущих работ известно, что основное влияние геомагнитные факторы оказывают на тонус сосудов, как крупных, так и мелких, и специфическая реакция на ГМА аналогична реакции на метеорологические факторы [Зенченко и др., 2009; Бреус и др., 2010; Ожередов и др., 2010; Gurfinkel et al., 2012].

К сожалению, указанные работы являются уникальными в литературе по постановке задачи и ме-

тодам анализа, поэтому сравнить их с близкими по дизайну исследованиями невозможно.

Северные широты. Цикл исследований, объединенный общим подходом к сбору и анализу данных, примененный к результатам наблюдений здоровых жителей разных широт, показал, что для Севера России и средних широт таким наиболее биотропным фактором является температура воздуха.

Так, в работах [Зенченко, Варламова, 2015; Варламова и др., 2017] на основе как индивидуального, так и среднegrupпового анализа делается вывод, что вариации температуры воздуха являются наиболее биотропным фактором, влияющим на изменение АД и ЧСС здоровых волонтеров, жителей северных широт. В данном случае влияют как сезонные вариации, так и волны длительностью в несколько суток.

В результатах, полученных в [Зенченко, Варламова, 2015], можно выделить три отчетливо различающихся уровня зависимости гемодинамических показателей от внешних факторов (рис. 2). Самый высокий уровень (70–80 % случаев) характерен для показателей систолического (САД) и диастолического (ДАД) с $T_{\text{атм}}$ и функционально связанными с ним парциальным содержанием кислорода в воздухе $P(\text{O}_2)$. Второй уровень – 30–50 % характерен для зависимости показателей ЧСС от $T_{\text{атм}}$ и $P(\text{O}_2)$, а также всех трех гемодинамических показателей от уровня геомагнитной активности, выражаемой Кр-индексом. К третьему уровню, практически означавшему отсутствие статистической связи, можно отнести зависимость САД, ДАД и ЧСС от $P_{\text{атм}}$, dP и dT .

Важно отметить, что в период наблюдений усредненные по сезонам значения атмосферных показателей находились в границах многолетней нормы для данного региона. В то же время уровень ГМА был близок к максимуму данного солнечного цикла.

Вывод о доминирующей роли вариаций температуры в изменениях показателей АД и вариабельности сердечного ритма у здоровых мужчин молодого и среднего возраста в условиях Севера сделан также в работе [Markov et al., 2015]. Во всех проведенных нами исследованиях здоровых волонтеров Севера, мужчин и женщин разного возраста [Зенченко и др., 2011; Markov et al., 2015, Зенченко, Варламова, 2015] во всех статистически значимых случаях знак корреляции между изменениями АД и $T_{\text{атм}}$ был отрицательным (от 60 до 85 % волонтеров каждой группы).

Средние широты. Аналогичные исследования метеочувствительности показателей АД и ЧСС, а также показателей микроциркуляции крови в периферических сосудах [Зенченко и др., 2009, 2013], проведенные по аналогичной методике, но для жителей средних широт (г. Москвы) в разные годы наблюдений, дали аналогичный вывод.

Оказалось, что для климатического пояса Москвы наиболее биотропным для здоровых людей атмосферным фактором являются вариации температуры воздуха. Понижение температуры приводило к повышению как тонуса магистральных сосудов (рост АД), так и мелких сосудов субкапиллярного плетения, и, как следствие, к снижению показателей микроциркуляции крови в мелких сосудах.

Однако знак реакции на температуру в средних широтах, в отличие от Севера, варьировал в разных исследованиях. Например, в работе [Зенченко и др., 2011] описана ситуация, когда в двух группах волонтеров г. Москвы, однородных по всем параметрам, кроме года наблюдения, были получены противоположные преобладающие знаки корреляции между АД и $T_{\text{атм}}$.

Так, при разбиении более чем трехлетнего ежедневного ряда измерений АД и ЧСС здорового волонтера на 14 неперекрывающихся отрезков, соответствующих календарным сезонам года, было получено, что для 11 из 14 временных интервалов существует статистически значимая ($p < 0,05$), всегда отрицательная, корреляция показателей АД с $T_{\text{атм}}$ [Зенченко и др., 2013].

Однако в другом длительном эксперименте (рис. 3) было обнаружено, что у одного и того же волонтера (мужчина, 67 лет, житель г. Москва) три года подряд в течение летних месяцев с умеренными среднесезонными температурами (2007–2009 гг.) корреляции показателей САД с $T_{\text{атм}}$ были отрицательными, однако в течение экстремально жаркого лета 2010 г. знак корреляции поменялся на противоположный.

Южные широты. Качественно по-другому выглядит картина реакции здоровых людей на метеофакторы в условиях южных широт (г. Симферополь). Здесь проводился целый ряд исследований [Зенченко и др., 2008; Поскотинова, Григорьев, 2008] результаты которых показывают, что наибольший процент случаев зависимости наблюдается от параметра ГМА, а из атмосферных факторов – от атмосферного давления. При этом внутри каждой из групп наблюдались оба знака реакции на $T_{\text{атм}}$.

Таким образом, если обобщить результаты индивидуального анализа здоровых волонтеров различных широт, проведенного по рядам наблюдений длиной порядка 100 точек каждый, получаем, что:

– в высоких и средних широтах доминирующим фактором, влияющим на 60–90 % населения, оказывается температура воздуха; в южных широтах – атмосферное давление;

– знак корреляции с $T_{\text{атм}}$ в северных широтах наблюдался всегда отрицательный, в средних и южных широтах встречались оба знака.

2.3. Выявление типов реакции

Эту разнонаправленность наблюдаемых реакций удалось объяснить [Зенченко и др., 2013] в результате анализа формы зависимости показателей АД от $T_{\text{атм}}$ в широком диапазоне температур на основании многолетних рядов индивидуальных наблюдений. Оказа-

лось, что эта зависимость является нелинейной и в некоторых случаях немонотонной, однако воспроизводится в основных чертах у разных волонтеров.

На основании многолетних ежедневных наблюдений семи волонтеров были выделены два отчетливых типа реакции показателей АД и ЧСС на изменение $T_{\text{атм}}$ (рис. 4).

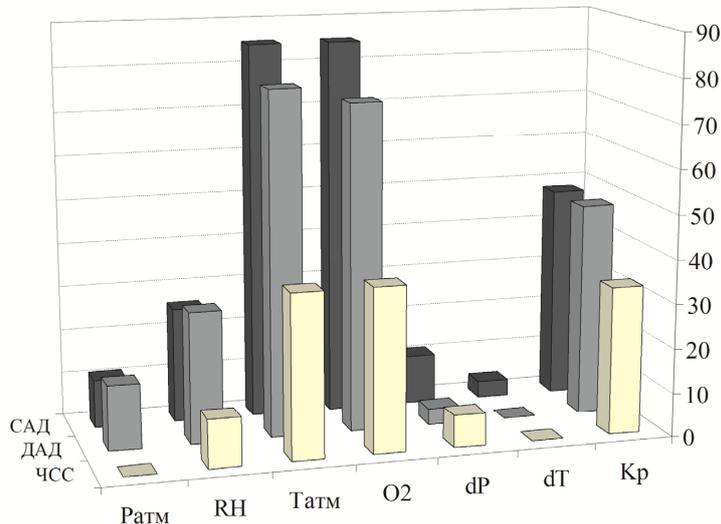


Рис. 2. Распределение случаев значимой корреляции физиологических показателей с метеорологическими и геомагнитными параметрами для группы волонтеров Сыктывкара

По оси абсцисс перечислены параметры окружающей среды, по оси ординат – исследованные физиологические показатели. Высота столбика по оси аппликата указывает, у какого процента волонтеров наблюдалась значимая ($p < 0,05$) непараметрическая корреляция между данными показателями

Fig. 2. Percentage of significant correlation cases of BP with meteorological and geomagnetic parameters for a group of Syktyvkar volunteers (27 people)

The bar height along Z – direction indicates the percentage of volunteers that showed a significant ($p < 0,05$) nonparametric correlation between these indicators

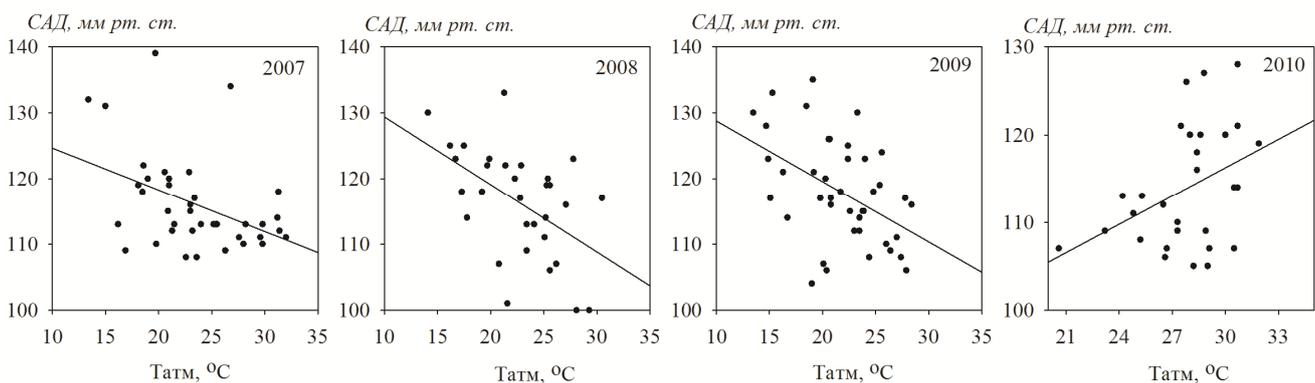


Рис. 3. Примеры зависимости значений САД от температуры воздуха, измеренные у одного волонтера (мужчина, 67 лет, житель г. Москва) в течение четырех последовательных летних сезонов

Все представленные зависимости статистически значимы ($p < 0,05$)

Fig. 3. Examples of distributions of SBP values from outdoor temperature, measured in one volunteer (male, 67 years old, resident of Moscow) for four consecutive summer seasons

All presented dependences are statistically significant ($p < 0,05$)

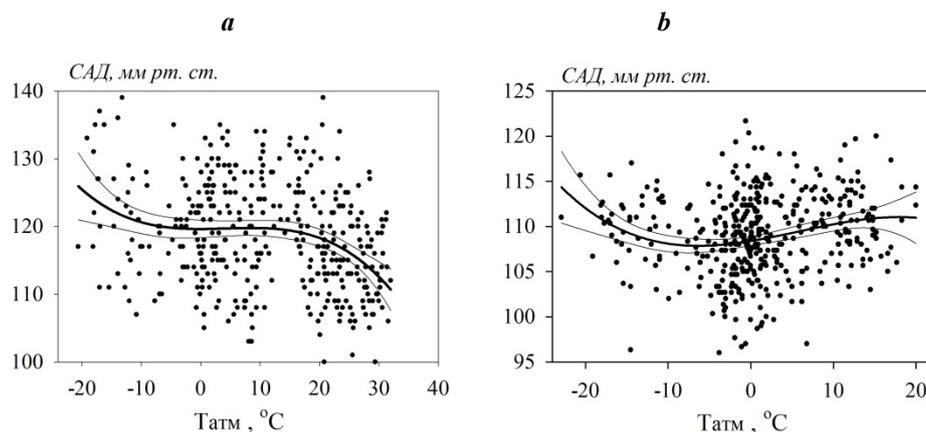


Рис. 4. Примеры типичных зависимостей первого (а) и второго (б) типов реакции показателей САД от значений $T_{\text{атм}}$

Приведены линии регрессии полиномом третьего порядка (с 95 %-ми доверительными интервалами)

Fig. 4. Examples of the first (a) and second (b) types of systolic BP reaction on T_{atm}

Regression lines are shown as a third-order polynomial (with 95 % confidence intervals)

Первый тип (рис. 4, а) – снижение уровня систолического (и в меньшей степени – диастолического) АД по мере роста температуры воздуха, монотонное, но неравномерное по скорости. Наиболее отчетливо снижение АД выражено на концах интервала, при $-25\text{ }^{\circ}\text{C} < T_{\text{атм}} < -5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $15\text{ }^{\circ}\text{C} < T_{\text{атм}} < 32\text{ }^{\circ}\text{C}$, а при средних температурах зависимость почти отсутствует.

Второй тип реакции (рис. 4, б) – немонотонная двухфазная зависимость показателей АД от $T_{\text{атм}}$. В диапазоне $T_{\text{атм}} < -5\text{ }^{\circ}\text{C}$ она совпадает с первым типом (чем ниже температура, тем выше АД), а при $-5\text{ }^{\circ}\text{C} < T_{\text{атм}} < 32\text{ }^{\circ}\text{C}$ характеризуется положительной корреляцией показателей САД, ДАД и ЧСС с $T_{\text{атм}}$.

Если при отрицательных температурах с усилением интенсивности морозов всегда наблюдался рост АД, то при положительных температурах для одних волонтеров была характерна положительная корреляция, для других – отрицательная. Интересно отметить, что для обоих типов реакции у всех волонтеров, для которых были получены многолетние ряды наблюдений, точкой смены режима реакции оказалась температура, близкая к $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Понимание того факта, что знак реакции может быть различным не только у разных людей, но и одного человека в разных диапазонах температур, позволило объяснить разнонаправленность результатов индивидуального анализа, полученных в предыдущих работах на более коротких отрезках наблюдений.

Обнаружено, что у волонтеров в работах [Gurfinkel et al., 2012; Зенченко, Варламова, 2015] наблюдался первый тип зависимости, аналогичный рис. 4, а.

Учет температурного диапазона в период наблюдений позволил объяснить разнонаправленность ре-

акций АД на температуру воздуха у 17 молодых волонтеров г. Симферополя [Зенченко и др., 2008], у 33 пациентов в диагнозом артериальная гипертензия 1-й и 2-й степени, жителей Москвы, а также объяснить наблюдаемые у некоторых из них «ускользания гипотензивного эффекта» [Зенченко и др., 2007]. Важно подчеркнуть, что во всех этих случаях измерений положительные коэффициенты корреляции наблюдали либо при нулевых, либо при положительных температурах, так что все полученные ранее зависимости АД от $T_{\text{атм}}$ укладывались в гипотезу о двух типах реакции, в том числе и по границам температурных диапазонов.

Таким образом, результаты, полученные на основании цикла из десяти работ, указывают на то, что реакция показателей АД на изменение температуры воздуха зависит в первую очередь не от места проживания человека, а от текущих значений параметров погоды.

Для точного ответа на вопрос о зависимости характеристик метеотропного эффекта от возраста и пола человека пока не достаточно собранных данных. В настоящий момент изучена реакция всего 390 человек, в возрасте от 18 до 67 лет. Можно только утверждать, что эффекту метеочувствительности подвержены как мужчины, так и женщины, и что по показателю доли метеочувствительных людей не обнаружено возрастных исключений или преимуществ ни в одной из групп.

2.4. Возможные механизмы реакции

В обзорах, посвященных действию экстремальных температур, перечислены возможные механиз-

мы развития физиологической реакции, приводящей в итоге к сердечно-сосудистым катастрофам именно в результате перегрева организма [Kenney et al., 2014].

В то же время многочисленные работы, процитированные выше, говорят о существовании реакции организма на вариации наружной температуры при значениях, далеких от экстремальных. Это утверждение вызывает скепсис и возражение ряда исследователей, поскольку обычно измерение показателей АД происходит в помещении, а изменения наружной и комнатной температуры коррелируют слабо. В этой ситуации появляется необходимость поиска механизмов реакции организма, отличных от прямого перегрева или переохлаждения.

Использование индивидуального подхода позволило не только доказать широко распространенную метеочувствительность здоровых лиц и выделить типы реакции, но и построить подробную схему возможных последовательных физиологических процессов, развивающихся в организме при определенных диапазонах температуры воздуха и приводящих к наблюдаемым сдвигам АД [Зенченко и др., 2013]. Причем, если возможные физиологические и биохимические механизмы длительного воздействия экстремально низких значений температуры воздуха на организм здоровых людей подробно исследованы на протяжении многих лет [см., например, обзор Patrakeeva, Basova, 2018], то диапазон умеренных температур и возможной реакции на него показателей АД ранее не исследовался.

Первый тип реакции (рис. 4, а) скорее всего, обусловлен сочетанием разных физиологических механизмов, обеспечивающих развитие компенсаторно-приспособительной реакции в разных температурных диапазонах. Так, при $15\text{ }^{\circ}\text{C} < T_{\text{атм}} < 32\text{ }^{\circ}\text{C}$ реакция организма может быть вызвана активацией центральных гипоталамических структур, снижением тонуса вен и артерий кожи и снижением объема циркулирующей жидкости.

При $-25\text{ }^{\circ}\text{C} < T_{\text{атм}} < -5\text{ }^{\circ}\text{C}$, для обоих типов реакции феноменологическая картина совпадает, и, по-видимому, в этой области доминирует эффект, связанный с активацией работы щитовидной железы при усилении морозов.

Второй тип реакции (рис. 4, б) при $-5\text{ }^{\circ}\text{C} < T_{\text{атм}} < 32\text{ }^{\circ}\text{C}$ по всему комплексу признаков совпадает с развитием компенсаторно-приспособительной реакции на недостаток содержания кислорода в воздухе (внешняя гипоксия). Зависимость от парциального содержания кислорода наблюдается именно в области пониженных значений $P(\text{O}_2)$.

Существует только два атмосферных параметра, значения которых тесно скоррелированы в помещении и на улице: атмосферное давление и парциальное содержание кислорода в воздухе. Однако, как

видно из приведенных в данной работе примеров, зависимость от $P_{\text{атм}}$ обнаруживается в относительно небольшом проценте исследований.

Возможная роль вариаций атмосферного кислорода как непосредственно действующего фактора обсуждалась начиная с 1980-х гг. [Овчарова, 1981]. Парциальное содержание кислорода в воздухе жестко связано со значениями температуры при $T_{\text{атм}} > 0$, поэтому при положительных умеренных температурах действие $T_{\text{атм}}$ может быть обусловлено снижением концентрации кислорода.

Подтверждение биотропной роли парциального содержания кислорода было получено в работе [Кузнецова и др., 2019]. У лабораторных животных контрольной группы, никогда не контактировавших с атмосферой вне помещения, в эксперименте периодически наблюдались многократно повышенные значения биохимических показателей. Было получено, что все такие значения располагались в окрестности нуля температуры и парциального содержания кислорода воздуха 298–304 мг/л, т.е. в диапазоне повышенной генерации активных форм атмосферного кислорода.

Таким образом, в работе было получено подтверждение двух важных аспектов проблемы метеочувствительности человека к изменениям именно приземной температуры воздуха. Во-первых, было доказано существование данного эффекта для лабораторных животных, никогда не контактировавших напрямую с уличной температурой. Во-вторых, в результате удачного выбора изучаемых биологических параметров, чувствительных к процессам окисления, удалось показать, что значимую роль в механизме развития данного типа метеореакции играет именно атмосферный кислород.

Заключение

Популяционные исследования, проведенные на больших статистических выборках случаев заболеваемости, показали доминирующую роль приземной температуры воздуха как в области экстремальных, так и в области фоновых значений. Также была показана относительность, нелинейность, немонотонность метеоэффекта, существование значительного временного лага в его развитии, а также зависимость степени его проявления от сезона года и географической локализации места проживания.

Выраженность популяционного метеоэффекта зависит от возраста и пола человека, возможно, расы, питания, социального статуса, образа жизни (активный или малоподвижный), а также от конкретной сопутствующей нозологии. Практически любые заболевания, характерные для людей старшего возраста, увеличивают риск смерти при наступлении волн жары или холода.

Биохимические показатели в популяционных исследованиях, такие как сердечно-сосудистые маркеры и липопротеины, не только показывают чувствительность к изменениям температуры воздуха, но и позволяют построить возможную модель развития реакции организма на уровне физиологии. Внезапное изменение этих показателей может служить индикатором метеотропной реакции пациента и непосредственной причиной резкого ухудшения самочувствия или даже смерти.

В то же время популяционный подход обладает рядом методологических ограничений, которые можно в значительной степени преодолеть в рамках добавления к нему индивидуального подхода.

В первую очередь, это выявление метеозффекта в тех случаях, где он оказывается замаскированным в результате применения операции усреднения по группе, времени наблюдения или по температурному диапазону. Например, как было показано в рамках индивидуального подхода, в северных широтах направление изменения показателей АД под действием вариаций температуры воздуха практически всегда одинаково, в южных – разнонаправленное. При условии применения исключительно популяционного подхода при некоторых условиях может быть сделан вывод об отсутствии метеозффекта в низких широтах в диапазоне умеренных температур. Аналогичная маскировка эфффекта может происходить при выборе слишком широкого диапазона изменения температур, внутри которого зависимость немонотонна. Учет особенностей метеозффекта, полученных в рамках индивидуального подхода, позволяет избежать потери информации.

Во-вторых, индивидуальный подход может помочь в решении проблемы объяснения конкретных

причин вариабельности эфффекта. Очень часто при сходстве входных условий популяционного анализа в разных исследованиях получаются различные результаты. Обычно существует перечень факторов, физических, медико-анамнестических или математических, которые потенциально могут быть причиной таких различий, однако для точного объяснения информации бывает недостаточно. В этой ситуации наличие обширной базы результатов индивидуального анализа позволяет не предполагать априори, а определить экспериментально, от каких из входных параметров, помимо общепринятых (пола, возраста и т.д.), действительно зависит выраженность метеозффекта, отсортировать их по важности, сформулировать критерии включения и исключения при клинических исследованиях. Как было показано в данной работе, в частности, такими факторами являются географическая широта места наблюдения и текущие значения температуры воздуха.

Однако использование только индивидуального подхода малоэфффективно, поскольку в настоящее время он не позволяет достичь необходимого популяционного охвата и получить столь обширные базы данных и столь статистически надежные выводы, как популяционный подход.

Таким образом, расширение методов исследования метеозффекта за счет включения метода индивидуального анализа позволяет значительно увеличить степень детализации информации об особенностях метеозффекта, преодолеть ряд ограничений, свойственных популяционному подходу, и таким образом дополнить общую картину, получаемую в массовых популяционных исследованиях заболеваемости, обусловленной метеозфакторами.

ЛИТЕРАТУРА

- Андропова Т.И., Деряпа Н.Р., Соломатин А.П.** Гелиометеотропные реакции здорового и больного человека. Л. : Медицина, 1982. 247 с.
- Ассман Д.** Чувствительность человека к погоде. Л. : Гидрометеозиздат, 1966. 245 с.
- Бреус Т.К., Гурфинкель Ю.И., Зенченко Т.А., Ожередов В.А.** Сравнительный анализ чувствительности различных показателей сосудистого тонуса к метеорологическим и геомагнитным факторам // Геофизические процессы и биосфера. 2010. Т. 9, № 2. С. 23–36. DOI: 10.1134/S0001433810080050
- Бреус Т.К., Бинги В.Н., Петрукович А.А.** Магнитный фактор солнечно-земных связей и его влияние на человека: физические проблемы и перспективы // Успехи физических наук. 2016. Т. 186, № 5. С. 568–576.
- Варламова Н.Г., Зенченко Т.А., Бойко Е.Р.** Годовая динамика артериального давления и метеочувствительность у женщин // Терапевтический архив. 2017. Т. 12. С. 56–63. DOI: 10.17116/terarkh2017891256-63
- Зенченко Т.А., Цагарейшвили Е.В., Ощепкова Е.В., Рогоза А.Н., Бреус Т.К.** К вопросам влияния геомагнитной и метеорологической активности на больных артериальной гипертензией // Клиническая медицина. 2007. № 1. С. 31–35.
- Зенченко Т.А., Цандеков П.А., Григорьев П.Е., Мёрзлый А.М., Зенченко К.И., Хорсева Н.И., Григал П.П.** Исследование характера связей физиологических и психофизиологических показателей организма с метеорологическими и геомагнитными факторами // Геофизические процессы и биосфера. 2008. № 3. С. 25–36.
- Зенченко Т.А., Рехтина А.Г., Хорсева Н.И., Заславская Р.М., Бреус Т.К.** Сравнительный анализ чувствительности различных показателей гемодинамики здоровых людей к действию атмосферных факторов в условиях средних широт // Геофизические процессы и биосфера. 2009. Т. 8, № 4. С. 61–76.
- Зенченко Т.А., Мёрзлый А.М., Солонин Ю.Г.** Сравнение случаев индивидуальной метеочувствительности человека в экстремальных условиях зимы северных и средних широт // Экология человека. 2011. № 11. С. 3–13.
- Зенченко Т.А.** Метод последовательных приближений в задаче исследования механизма индивидуальных гелиометеотропных реакций // Сборник материалов международной конференции «Влияние космической погоды на здоровье человека в космосе и на Земле». М., 2012. С. 633–648.

Зенченко Т.А., Скавуляк А.Н., Хорсева Н.И., Бреус Т.К. Характеристики индивидуальных реакций сердечно-сосудистой системы здоровых людей на изменение метеорологических факторов в широком диапазоне температур // Геофизические процессы и биосфера. 2013. № 1. С. 22–43.

Зенченко Т.А., Варламова Н.Г. Характеристики реакции показателей гемодинамики здоровых людей на изменения метеорологических и геомагнитных факторов в условиях Севера // Геофизические процессы и биосфера. 2015. Т. 14, № 2. С. 50–66.

Кузнецова Е.А., Сирота Н.П., Зенченко Т.А. Изменение уровней повреждений ДНК клеток мышей в зависимости от атмосферных факторов // Биофизика. 2019. Т. 64, № 3. С. 457–467. DOI: 10.1134/S0006302919030050

Овчарова В.Ф. Определение содержания кислорода в атмосферном воздухе на основе метеорологических параметров (давления, температуры, влажности) с целью прогнозирования гипоксического эффекта атмосферы // Вопросы курортологии, физиотерапии и лечебной физкультуры. 1981. № 2. С. 29–34.

Ожередов В.А., Бреус Т.К., Гурфинкель Ю.И., Ревич Б.А., Митрофанова Т.А. Влияние космической и земной погоды на развитие острых кардиологических патологий // Биофизика. 2010. Т. 55, № 1. С. 133–144.

Поскотнинова Л.В., Григорьев П.Е. Зависимость типологических особенностей вегетативных реакций здоровых лиц от фоновых показателей // Экология человека. 2008. № 5. С. 3–8.

Шеповальников В.Н., Сороко С.И. Метеочувствительность человека / отв. ред. В.А. Яковлев. Бишкек : Илим, 1992. 247 с.

Alperovitch A., Lacombe J.M., Hanon O., Dartigues J.F., Ritchie K., Ducimetière P., Tzourio C. Relationship between blood pressure and outdoor temperature in a large sample of elderly individuals: The Three-City study // Arch. Intern. Med. 2009. 169. P. 75–80. DOI: 10.1001/archinternmed.2008.512

Armstrong B. Models for the relationship between ambient temperature and daily mortality // Epidemiology. 2006. No 17 (6). P. 624–631. DOI: 10.1097/01.ede.0000239732.50999.8f

Azcárate T., Mendoza B. Influence of geomagnetic activity and atmospheric pressure in hypertensive adults // Int. J. Biometeorol. 2017. No 61. P. 1585–1592. DOI: 10.1007/s00484-017-1337-x

Basu R. High ambient temperature and mortality: a review of epidemiologic studies from 2001 to 2008 // Environ Health. 2009. No 8. P. 40.

Basu R., Pearson D., Malig B., Broadwin R., Green R. The effect of high ambient temperature on emergency room visits // Epidemiology. 2012. No 23. P. 813–820. DOI: 10.1097/EDE.0b013e31826b7f97.

Bayentin L., El Adlouni S., Ouarda T.B., Gosselin P., Doyon B., Chebana F. Spatial variability of climate effects on ischemic heart disease hospitalization rates for the period 1989–2006 in Quebec, Canada // Int. J. Health Geogr. 2010. No 9. P. 5. DOI: 10.1186/1476-072X-9-5

Berginer V.M., Goldsmith J., Batz U., Vardi H., Shapiro Y. Clustering of strokes in association with meteorologic factors in the Negev desert of Israel: 1981–1983 // Stroke. 1989. No 20. P. 65–69. DOI: 10.1161/01.STR.20.1.65

Bhaskaran K., Hajat S., Haines A., Herrett E., Wilkinson P., Smeeth L. Effects of ambient temperature on the incidence of myocardial infarction // Heart. 2009. No 95. P. 1760–1769. DOI: 10.1136/hrt.2009.175000

Casas A.L.F., Santos G.M.D., Chiochetti N.B., de Andrade M. Effects of Temperature Variation on the Human Cardiovascular System: A Systematic Review // Climate Change and Health. Climate Change Management. Cham, Switzerland : Springer, 2016.

Comelli I., Ferro J., Lippi G., Comelli D., Sartori E., Cervellin G. Incidence of acute-onset atrial fibrillation correlates with air temperature. Results of a nine-year survey // J. Epidemiol. Glob. Health. 2014. No 4. P. 151–157. DOI: 10.1016/j.jegh.2013.12.003

Čulič V., Eterovič D., Mirič D., Giunio L., Lukin A., Fabijanič D. Triggering of ventricular tachycardia by meteorologic and emotional stress: protective effect of b-blockers and anxiolytics in men and elderly // Am. J. Epidemiol. 2004. No 160. P. 1047–1058. DOI: 10.1093/aje/kwh335

Danet S., Richard F., Montaye M., Beauchant S., Lemaire B., Graux C., Cottel D., Marécaux N., Amouyel P. Unhealthy effects of atmospheric temperature and pressure on the occurrence of myocardial infarction and coronary deaths. A 10-Year Survey: The Lille-World Health Organization MONICA Project (Monitoring trends and determinants in cardiovascular disease) // Circulation. 1999. No 100. e1–e7. DOI: 10.1161/01.CIR.100.1.e1

Davis R.E., Hondula D.M., Sharif H. Examining the diurnal temperature range enigma: why is human health related to the daily change in temperature? // Int. J. Biometeorol. 2020. No 64. P. 397–407. DOI: 10.1007/s00484-019-01825-8

Delyukov A., Gorgo Y., Cornélissen G. et al. Natural environmental associations in a 50-day human electrocardiogram // Int. J. Biometeorol. 2001. No 45 (2). P. 90–99. DOI: 10.1007/s004840100086

Dockery D.W., Pope C.A. 3rd, Kanner R.E., Villegas M.G., Schwartz J. Daily changes in oxygen saturation and pulse rate associated with particulate air pollution and barometric pressure // Res. Rep. Health Eff. Inst. 1999. No 83. P. 1–19. PMID: 10192116

Ebi K.L., Exuzides K.A., Lau E., Kelsh M., Barnston A. Weather changes associated with hospitalizations for cardiovascular diseases and stroke in California, 1983–1998 // Int. J. Biometeorol. 2004. No 49. P. 48–58. DOI: 10.1007/s00484-004-0207-5

Feigin V.L., Nikitin Y.P., Bots M.L., Vinogradova T.E., Grobbee D.E. A population-based study of the associations of stroke occurrence with weather parameters in Siberia, Russia (1982–92) // Eur. J. Neurol. 2000. No 7. P. 171–178. DOI: 10.1046/j.1468-1331.2000.00016.x

Gluszk A., Kocoń S., Zuk K., Aljabali P., Gluza A., Siwek K. Episodes of atrial fibrillation and meteorological conditions // Kardiol Pol. 2008. No 66. P. 958–963.

Gurfinkel Y.I., Breus T.K., Zenchenko T.A., Ozheredov V.A. Investigation of the effect of ambient temperature and geomagnetic activity on the vascular parameters of healthy volunteers // Open J. Biophys. 2012. No 2. P. 46–55. DOI: 10.4236/ojbiphy.2012.22007

Halonen J.I., Zanobetti A., Sparrow D., Vokonas P.S., Schwartz J. Relationship between outdoor temperature and blood pressure // Occup. Environ. Med. 2011. No 68. P. 296–301. DOI: 10.1136/oem.2010.056507

Hong Y.C., Kim H., Oh S.Y., Lim Y.H., Kim S.Y., Yoon H.J. et al Association of cold ambient temperature and cardiovascular markers // Sci. Total Environ. 2012. No 435–436. P. 74–79. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2012.02.070

Houck P., Lethen J., Riggs M., Gantt S., Dehmer G. Relation of atmospheric pressure changes and the occurrences of acute myocardial infarction and stroke // Am. J. Cardiol. 2005. No 96. P. 45–51. DOI: 10.1016/j.amjcard.2005.02.042

Jie Y., Houjin H., Mengxue Y., Wei Q., Jie X. A time series analysis of meteorological factors and hospital outpatient admissions for cardiovascular disease in the Northern district of Guizhou Province, China // Braz. J. Med. Biol. Res. 2014. No 47 (8). P. 689–696. DOI: 10.1590/1414-431X2014424

- Kenney W.L., Craighead D.H., Alexander L.M.** Heat waves, aging, and human cardiovascular health // *Med. Sci Sports Exerc.* 2014. No 46 (10). P. 1891–1899. DOI: 10.1249/MSS.0000000000000325
- Kulakov I.V., Nasonova E.V.** The specific features of circadian blood pressure variations in patients with hypertensive disease in different types of weather // *Klin. Med.* 2004. No 82. P. 24–27. PMID: 15468719
- Lavigne E., Gasparrini A., Wang X., Yagouti A., Fleury M.D., Cakmak S.** Extreme ambient temperatures and cardiorespiratory emergency room visits: assessing risk by comorbid health conditions in a time series study // *Environ Health.* 2014. No 13. P. 5. DOI: 10.1186/1476-069X-13-5
- Lin S., Luo M., Walker R.J., Liu X., Hwang S.A., Chinery R.** Extreme high temperatures and hospital admissions for respiratory and cardiovascular diseases // *Epidemiology.* 2009. No 20. P. 738–746. DOI: 10.1097/EDE.0b013e3181ad5522
- Linares C., Diaz J.** Impact of high temperatures on hospital admissions: comparative analysis with previous studies about mortality (Madrid) // *The European Journal of Public Health.* 2008. No 18 (3). P. 317–322. DOI: 10.1093/eurpub/ckm108
- Madaniyazi L., Guo Y., Williams G. et al.** The nonlinear association between outdoor temperature and cholesterol levels, with modifying effect of individual characteristics and behaviors // *Int. J. Biometeorol.* 2020. No 64. P. 367–375. DOI: 10.1007/s00484-019-01816-9
- Magalhães R., Silva M.C., Corrêia M., Bailey T.** Are stroke occurrence and outcome related to weather parameters? Results from a population-based study in Northern Portugal // *Cerebrovasc Dis.* 2011. No 32. P. 542–551. DOI: 10.1159/000331473
- Markov A.L., Zenchenko T.A., Solonin Y.G., Boiko E.R.** Susceptibility Of The Body Functions To Atmospheric And Geomagnetic Factors In Healthy Men Living In Northern Russia // *Human Physiology.* 2015. No 41 (7). P. 785–788. DOI: 10.1134/S0362119715070130
- Mehta A.J., Kloog I., Zanobetti A., Coull B.A., Sparrow D., Vokonas P., Schwartz J.** Associations between changes in city and address specific temperature and QT interval: the VA normative aging study // *PLoS ONE* 2014. No 9 (9). P. 1–9. DOI: 10.1371/journal.pone.0106258
- Mostofsky E., Wilker E.H., Schwartz J., Zanobetti A., Gold D.R., Wellenius G.A., et al.** Short-term changes in ambient temperature and risk of ischemic stroke // *Cerebrovasc Dis Extra.* 2014. No 4. P. 9–18. DOI: 10.1159/000357352
- Ng C.F., Ueda K., Takeuchi A., Nitta H., Konishi S., Bagrowicz R., Watanabe C., Takami A.** Sociogeographic variation in the effects of heat and cold on daily mortality in Japan // *J. Epidemiol.* 2014. No 24. P. 15–24. DOI: 10.2188/jea.JE20130051
- Ozheredov V.A., Chibisov S.M., Blagonravov M.L., Khodorovich N.A., Demurov E.A., Goryachev V.A., Kharlitskaya E.V., Eremina I.S., Meladze Z.A.** Influence of Geomagnetic Activity And Earth Weather Changes On Heart Rate And Blood Pressure In Young And Healthy Population // *International Journal of Biometeorology.* 2017. No 61 (5). P. 921–929. DOI: 10.1007/s00484-016-1272-2
- Patrakeeva V.P., Basova E.E.** Effects of Low Temperatures on the Formation of Adaptive Reactions: A Review // *International Journal of Biomedicine.* 2018. No 8 (2). P. 95–101. DOI: 10.21103/Article8(2)_RA1
- Ren C., O'Neill M.S., Park S.K., Sparrow D., Vokonas P., Schwartz J.** Ambient temperature, air pollution, and heart rate variability in an aging population // *Am J Epidemiol.* 2011. No 173 (9). P. 1013–1021. DOI: 10.1093/aje/kwq477
- Shaposhnikov D., Revich B., Gurfinkel Y., Naumova E.** The influence of meteorological and geomagnetic factors on acute myocardial infarction and brain stroke in Moscow, Russia // *Int. J. Biometeorol.* 2014. No 58. P. 799. DOI: 10.1007/s00484-013-0660-0
- Schwartz J., Samet J.M., Patz J.A.** Hospital admissions for heart disease: the effects of temperature and humidity // *Epidemiology.* 2004. No 15. P. 755–761. DOI: 10.1097/01.ede.0000134875.15919.0f
- Turner L.R., Barnett A.G., Connell D., Tong S.** Ambient temperature and cardiorespiratory morbidity: a systematic review and meta-analysis // *Epidemiology.* 2012. No 23 (4). P. 594–606.
- Vencloviene J., Babarskiene R.M., Dobožinskas P., Sakalyte G., Lopatiene K., Mikelionis N.** Effects of Weather and Helio-physical Conditions on Emergency Ambulance Calls for Elevated Arterial Blood Pressure // *Int. J. Environ. Res. Public Health.* 2015. No 12. P. 2622–2638. DOI: 10.3390/ijerph120302622
- Vencloviene J., Braziene A. and Dobožinskas P.** Short-Term Changes in Weather and Space Weather Conditions and Emergency Ambulance Calls for Elevated Arterial Blood Pressure // *Atmosphere.* 2018. No 9. P. 114. doi: 10.3390/atmos9030114
- Williams S., Nitschke M., Weinstein P., Pisaniello D.L., Parton K.A., Bi P.** The impact of summer temperatures and heatwaves on mortality and morbidity in Perth, Australia 1994–2008 // *Environ Int.* 2012. No 40. P. 33–38. DOI: 10.1016/j.envint.2011.11.011
- Wolf K., Schneider A., Breitner S., von Klot S., Meisinger C., Cyrys J. et al.** Air temperature and the occurrence of myocardial infarction in Augsburg, Germany // *Circulation.* 2009. No 120. P. 735–742. DOI: 10.1161/CIRCULATIONAHA.108.815860.
- Woodhouse P.R., Khaw K.T., Plummer M.** Seasonal variation of blood pressure and its relationship to ambient temperature in an elderly population // *J. Hypertens.* 1993. No 11. P. 1267–1274.
- Ye X., Wolff R., Yu.W., Vaneckova P., Pan X., Tong S.** Ambient temperature and morbidity: a review of epidemiological evidence // *Environ Health Perspect.* 2012. No 120. P. 19–28. DOI: 10.1289/ehp.1003198
- Zhang Y., Yu Y., Peng M., Meng R., Hu K., Yu C.** Temporal and seasonal variations of mortality burden associated with hourly temperature variability: a nationwide investigation in England and Wales // *Environ Int.* 2018. No 115. P. 325–333. DOI: 10.1016/j.envint.2018.03.036
- Zhao H-Y., Cheng J-M.** Associations between ambient temperature and acute myocardial infarction // *Open Med.* 2019. No 14. P. 14–21. DOI: 10.1515/med-2019-0003

Авторы:

Зенченко Татьяна Александровна, доктор биологических наук, старший научный сотрудник, лаборатория физической биохимии, Институт теоретической и экспериментальной биофизики РАН, Пушкино, Московская область, Россия; старший научный сотрудник, отдел № 54, Институт космических исследований РАН, Москва, Россия.

E-mail: zench@mail.ru

Бреус Тамара Константиновна, доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник, отдел № 53, Институт космических исследований РАН, Москва, Россия.

E-mail: breus36@mail.ru

Т.А. Zenchenko^{1,2}, Т.К. Breus¹¹*Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*²*Institute of Theoretical and Experimental Biophysics, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow region, Russia***POTENTIAL IMPACTS OF WEATHER AND CLIMATE SLOW VARIATIONS ON HUMAN HEALTH AND WELLNESS. CURRENT PERSPECTIVES**

An analysis of modern population studies of the effect of variations in atmospheric factors on people's health and morbidity in different regions of the world is carried out. This analysis showed the relativity, non-linearity, non-monotonicity of the meteorological effect, the existence of a significant time lag in its development, as well as the dependence of the degree of its manifestation from the season of the year and the geographical location of the place of residence. The severity of the meteorological effect depends on the person's age and gender, possibly race, nutrition, social status, lifestyle.

Most of the works recognize atmospheric temperature, its current values and the amplitude of variations as the most biotropic factor.

It is not correct to talk about the nature of the meteorological effect in relation to "cardiovascular diseases" in general, since the profiles of the relative risk of developing diseases fundamentally depend on specific concomitant nosology.

However, there is another problem: the difference in individual sensitivity to meteorological factors, as a result of which participants in a single group of patients can react differently to the action of the same factor, up to the difference in the sign of the bioeffect.

We also summed up the results of publications on an individual approach to the analysis of healthy volunteers of different latitudes, conducted over 15 years, which showed that:

- in high and middle latitudes, the dominant factor affecting 60–90 % of the population is atmospheric temperature; in southern latitudes – the temperature and atmospheric pressure;
- the sign of correlation with temperature in the northern latitudes was always negative, in the middle and southern latitudes - both signs were found;
- the sign of correlation of blood pressure with temperature in one person may vary in the ranges above and below zero degrees;
- it is shown that one of the atmospheric biotropic factors may be the partial oxygen content in the air;
- two different-direction types of individual response of blood pressure indicators to changes in air temperature were obtained in the region above zero degrees.

The existence of these two types explains why the probability of detecting a statistically significant meteorological effect for healthy people by the average group blood pressure values is practically zero everywhere except in sufficiently northern latitudes.

So the population-based approach has a number of methodological limitations that can be largely overcome by adding an individual approach to it.

Keywords: *biometeorology, meteorological sensitivity, population statistics, individual approach, blood pressure, cardiovascular system.*

References

- Andronova T.I., Deryapa N.R., Solomatin A.P. *Geliometeotropnyye reaktsii zdorovogo i bol'nogo cheloveka* [Heliometeotropic reactions of a healthy and sick person]. Leningrad: Medicine, 1982. 247 p. In Russian
- Assman D. *Chuvstvitel'nost' cheloveka k pogod* [Human sensitivity to weather]. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966. 247 p. In Russian
- Breus T.K., Gurfinkel Y.I., Zenchenko T.A., Ozheredov V.A. Comparative analysis of different vascular tone sensitivity parameters to meteorological and geomagnetic factors // *Izvestiya, Atmos Ocean Phys.* 2010. 46(8). pp. 965–972 <https://doi.org/10.1134/S0001433810080050>
- Breus T.K., Bingi V.N., Petrukovich A.A. The magnetic factor of solar-terrestrial connections and its effect on humans; physical problems and prospects // *Physics-Uspokhi*, 2016. 186(5). pp. 568–576.
- Varlamova N.G., Zenchenko T.A., Boyko E.R. Annual blood pressure dynamics and weather sensitivity in women // *Therapeutic Archive*. 2017. 89(12). pp. 56–63. DOI: 10.17116/TERARKH2017891256-63
- Zenchenko T.A., Tsagareishvili E.V., Oshchepkova E.V., Rogoza A.N., Breus T.K. *K voprosam vliyaniya geomagnitnoy i meteorologicheskoy aktivnosti na bol'nykh arterial'noy gipertoniyey* [To the questions of the influence of geomagnetic and meteorological activity on patients with arterial hypertension] // *Clinical Medicine*. 2007. No. 1, pp. 31–35. In Russian
- Zenchenko T.A., Tsandekov P.A., Grigoriev P.E., Merzlyi A.M., Zenchenko K.I., Khorseva N.I., Grigal P.P. *Issledovaniye kharaktera svyazey fiziologicheskikh i psikhofiziologicheskikh pokazateley organizma s meteorologicheskimi i geomagnitnymi faktorami* [Pattern of relations between physiological and psychophysiological parameters of human organism and geomagnetic and meteorological factors] // *Geophysical Processes and Biosphere*, 2008. V. 7. N 3. pp. 25–36. In Russian
- Zenchenko T.A., Rekhtina A.G., Khorseva N.I., Zaslavskaya R.M., Breus T.K. Comparative Analysis of Sensitivity of Different Hemodynamics Indices Of Healthy People To Atmospheric Factors At Middle Latitudes. *Geophysical Processes and Biosphere*, 2009. T. 8. №4. pp. 61–76. In Russian
- Zenchenko T.A., Merzly A.M., Solonin Yu.G. *Sravneniye sluchayev individual'noy meteochuvstvitel'nosti cheloveka v ekstremal'nykh usloviyakh zimy severnykh i srednikh shirot* [Comparison of individual weather sensitivity of a person in extreme winter conditions of northern and middle latitudes] // *Human Ecology*. 2011. № 11. pp. 3–13. In Russian
- <http://www.iki.rssi.ru/books/2013breus2.pdf> (Zenchenko T.A. *Metod posledovatel'nykh priblizheniy v zadache issledovaniya mekhanizma individual'nykh geliometeotropnykh reaktsiy* [Method of successive approximations in the task of studying the mechanism of individual heliometeotropic reactions]. // *Proceedings of the international conference "The influence of space weather on human health in space and on Earth"*. Moscow. 2012, June 4–7, pp. 633–648. <http://www.iki.rssi.ru/books/2013breus2.pdf>. In Russian
- Zenchenko T.A., Skavulyak A.N., Khorseva N.I., Breus T.K. Characteristics of individual reactions of the cardiovascular system of healthy people to changes in meteorological factors in a wide temperature range. // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2013. 49(8). pp. 784–798. DOI: 10.1134/S0001433813080094

- Zenchenko T.A., Varlamova N.G. Hemodynamic Response Characteristics Of Healthy People To Changes In Meteorological And Geomagnetic Factors In The North // *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2015. 51(8).pp. 858–870. DOI: 10.1134/S0001433815080071
- Kuznetsova E.A., Sirota N.P., Zenchenko T.A. Changes in the Level of DNA in Mouse Cell Induced by Atmospheric Factors // *Biophysics*. 2019. 64(3). pp. 349–357 DOI: 10.1134/S0006350919030114
- Ovcharova V.F. *Opređeleniye sodержaniya kisloroda v atmosfernom vozdukh na osnove meteorologicheskikh parametrov (davleniya, temperatury, vlazhnosti) s tsel'yu prognozirovaniya gipoksicheskogo efekta atmosfery* [Determination of oxygen content in the air based on meteorological parameters (pressure, temperature, humidity) in order to predict the hypoxic effect of the atmosphere] // *Questions of balneology, physiotherapy and physiotherapy*. 1981. N. 2. pp. 29–34. In Russian
- Ozheredov V.A., Breus T.K., Gurfinkel Y.I., Revich D.A., Mitrofanova T.A. Influence of some weather factors and geomagnetic activity on the development of severe cardiological pathologies // *Biophysics*. 2010. 55(1). pp. 110–119. <https://doi.org/10.1134/S0006350910010185>
- Poskotinova L.V., Grigoriev P.E. *Zavisimost' tipologicheskikh osobennostey vegetativnykh reaktsiy zdorovykh lits ot fonovykh pokazateley* [The Dependence Of Typological Autonomic Features Reactions Of Healthy Persons On Background Helio-Meteofactors] // *Human Ecology*. 2008. N 5. pp. 3–8. In Russian
- Shepova'n'nikov V.N., Soroko S.I. *Meteochuvstvitel'nost' cheloveka / otv. red. V. A.Yakovlev; AN Respubliki Kyrgyzstan, In't fiziologii i eksperimental'noi patologii vysokogor'ya*. Bishkek: Ilim, 1992. 247 p. In Russian
- Alperovitch A., Lacombe J.M., Hanon O., Dartigues J.F., Ritchie K., Ducimetière P., Tzourio C. Relationship between blood pressure and outdoor temperature in a large sample of elderly individuals: The Three-City study // *Arch. Intern. Med*. 2009. 169. pp. 75–80. DOI: 10.1001/archinternmed.2008.512
- Armstrong B. Models for the relationship between ambient temperature and daily mortality // *Epidemiology*. 2006. 17(6). pp. 624–631. DOI: 10.1097/01.ede.0000239732.50999.8f
- Azcárate T., Mendoza B. Influence of geomagnetic activity and atmospheric pressure in hypertensive adults // *Int J Biometeorol*. 2017. 61. P. 1585–1592. DOI 10.1007/s00484-017-1337-x
- Basu R. High ambient temperature and mortality: a review of epidemiologic studies from 2001 to 2008 // *Environ Health*. 2009. 8. pp. 40
- Basu R., Pearson D., Malig B., Broadwin R., Green R. The effect of high ambient temperature on emergency room visits // *Epidemiology*. 2012. 23. pp. 813–820. doi:10.1097/EDE.0b013e31826b7f97.
- Bayentin L., El Adlouni S., Ouarda T.B., Gosselin P., Doyon B., Chebana F. Spatial variability of climate effects on ischemic heart disease hospitalization rates for the period 1989–2006 in Quebec, Canada // *Int J Health Geogr*. 2010. 9. pp. 5 <https://doi.org/10.1186/1476-072X-9-5>
- Berginer V.M., Goldsmith J., Batz U., Vardi H., Shapiro Y. Clustering of strokes in association with meteorologic factors in the Negev desert of Israel: 1981–1983 // *Stroke*. 1989. 20. pp. 65–69 <https://doi.org/10.1161/01.STR.20.1.65>
- Bhaskaran K., Hajat S., Haines A., Herrett E., Wilkinson P., Smeeth L. Effects of ambient temperature on the incidence of myocardial infarction // *Heart*. 2009. 95. pp. 1760–1769 <http://dx.doi.org/10.1136/hrt.2009.175000>
- Casas A.L.F., Santos G.M.D., Chiocheti N.B., de Andrade M. Effects of Temperature Variation on the Human Cardiovascular System: A Systematic Review // In *Climate Change and Health*. Climate Change Management; Leal Filho, W., Azeiteiro, U., Alves, F., Eds.; 2016. Springer: Cham, Switzerland
- Comelli I., Ferro J., Lippi G., Comelli D., Sartori E., Cervellin G. Incidence of acute-onset atrial fibrillation correlates with air temperature. Results of a nine-year survey // *J Epidemiol Glob Health*. 2014. 4. pp. 151–157 <https://doi.org/10.1016/j.jegh.2013.12.003>
- Čulič V., Eterovič D., Mirič D., Giunio L., Lukin A., Fabijanič D. Triggering of ventricular tachycardia by meteorologic and emotional stress: protective effect of b-blockers and anxiolytics in men and elderly // *Am J Epidemiol*. 2004. 160. pp. 1047–1058 <https://doi.org/10.1093/aje/kwh335>
- Danet S., Richard F., Montaye M., Beauchant S., Lemaire B., Graux C., Cottel D., Marécaux N., Amouyel P. Unhealthy effects of atmospheric temperature and pressure on the occurrence of myocardial infarction and coronary deaths. A 10-Year Survey: The Lille-World Health Organization MONICA Project (Monitoring trends and determinants in cardiovascular disease) // *Circulation*. 1999. 100. e1–e7. doi:10.1161/01.CIR.100.1.e1
- Davis R.E., Hondula D.M., Sharif H. Examining the diurnal temperature range enigma: why is human health related to the daily change in temperature? // *Int J Biometeorol*. 2020. 64. pp. 397–407 <https://doi.org/10.1007/s00484-019-01825-8>
- Delyukov A., Gorgo Y., Cornélissen G. [et.al.] Natural environmental associations in a 50-day human electrocardiogram // *Int J Biometeorol*. 2001. 45(2). pp. 90–99 <https://doi.org/10.1007/s004840100086>
- Dockery D.W., Pope C.A. 3rd, Kanner R.E., Villegas M.G., Schwartz J. Daily changes in oxygen saturation and pulse rate associated with particulate air pollution and barometric pressure // *Res. Rep. Health Eff. Inst*. 1999. 83. pp. 1–19. PMID: 10192116
- Ebi K.L., Exuzides K.A., Lau E., Kelsh M., Barnston A. Weather changes associated with hospitalizations for cardiovascular diseases and stroke in California, 1983–1998 // *Int J Biometeorol*. 2004. 49. pp. 48–58 <https://doi.org/10.1007/s00484-004-0207-5>
- Feigin V.L., Nikitin Y.P., Bots M.L., Vinogradova T.E., Grobbee D.E. A population-based study of the associations of stroke occurrence with weather parameters in Siberia, Russia (1982–92) // *Eur J Neurol*. 2000. 7. pp. 171–178. <https://doi.org/10.1046/j.1468-1331.2000.00016.x>
- Gluszek A., Kocoń S., Zuk K., Aljabali P., Gluza A., Siwek K. Episodes of atrial fibrillation and meteorological conditions // *Kardiol Pol*. 2008. 66. pp. 958–963 <https://www.mp.pl/kardiologiapolska/issue/article/10318>
- Gurfinkel Y.I., Breus T.K., Zenchenko T.A., Ozheredov V.A. Investigation of the effect of ambient temperature and geomagnetic activity on the vascular parameters of healthy volunteers // *Open J Biophys*. 2012. 2. pp. 46–55. doi:10.4236/ojbiphys.2012.22007
- Halonen J.I., Zanobetti A., Sparrow D., Vokonas P.S., Schwartz J. Relationship between outdoor temperature and blood pressure // *Occup. Environ. Med*. 2011. 68. pp. 296–301. DOI: 10.1136/oem.2010.056507
- Hong Y.C., Kim H., Oh S.Y., Lim Y.H., Kim S.Y., Yoon H.J. et al Association of cold ambient temperature and cardiovascular markers // *Sci Total Environ*. 2012. 435–436. pp. 74–79. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.02.070>
- Houck P., Lethen J., Riggs M., Gantt S., Dehmer G. Relation of atmospheric pressure changes and the occurrences of acute myocardial infarction and stroke // *Am J Cardiol*. 2005. 96. pp. 45–51. doi:10.1016/j.amjcard.2005.02.042

- Jie Y., Houjin H., Mengxue Y., Wei Q., Jie X. A time series analysis of meteorological factors and hospital outpatient admissions for cardiovascular disease in the Northern district of Guizhou Province, China // *Braz J Med Biol Res.* 2014. 47(8). pp. 689–696. DOI: 10.1590/1414-431X2014424
- Kenney W.L., Craighead D.H., Alexander L.M. Heat waves, aging, and human cardiovascular health // *Med Sci Sports Exerc.* 2014. 46(10). pp. 1891–1899. doi: 10.1249/MSS.0000000000000325
- Kulakov I.V., Nasonova E.V. The specific features of circadian blood pressure variations in patients with hypertensive disease in different types of weather // *Klin. Med.* 2004. 82. pp. 24–27. PMID: 15468719
- Lavigne E., Gasparrini A., Wang X., Yagouti A., Fleury M.D., Cakmak S. Extreme ambient temperatures and cardiorespiratory emergency room visits: assessing risk by comorbid health conditions in a time series study // *Environ Health.* 2014. 13. pp. 5. <https://doi.org/10.1186/1476-069X-13-5>
- Lin S., Luo M., Walker R.J., Liu X., Hwang S.A., Chinery R. Extreme high temperatures and hospital admissions for respiratory and cardiovascular diseases // *Epidemiology.* 2009. 20. pp. 738–746. doi: 10.1097/EDE.0b013e3181ad5522
- Linares C., Díaz J. Impact of high temperatures on hospital admissions: comparative analysis with previous studies about mortality (Madrid) // *The European Journal of Public Health.* 2008. 18(3). pp. 317–322. <https://doi.org/10.1093/eurpub/ckm108>
- Madaniyazi L., Guo Y., Williams G. et al. The nonlinear association between outdoor temperature and cholesterol levels, with modifying effect of individual characteristics and behaviors // *Int J Biometeorol.* 2020. 64. pp. 367–375. <https://doi.org/10.1007/s00484-019-01816-9>
- Magalhães R., Silva M.C., Corrêa M., Bailey T. Are stroke occurrence and outcome related to weather parameters? Results from a population-based study in Northern Portugal // *Cerebrovasc Dis.* 2011. 32. pp. 542–551 <https://doi.org/10.1159/000331473>
- Markov A.L., Zenchenko T.A., Solonin Y.G., Boiko E.R. Susceptibility Of The Body Functions To Atmospheric And Geomagnetic Factors In Healthy Men Living In Northern Russia. // *Human Physiology.* 2015. 41(7). pp. 785-788. DOI: 10.1134/S0362119715070130
- Mehta A.J., Kloog I., Zanobetti A., Coull B.A., Sparrow D., Vokonas P., Schwartz J. Associations between changes in city and address specific temperature and QT interval: the VA normative aging study // *PLoS ONE* 2014. 9(9). pp. 1–9. doi: 10.1371/journal.pone.0106258
- Mostofsky E., Wilker E.H., Schwartz J., Zanobetti A., Gold D.R., Wellenius G.A., et al. Short-term changes in ambient temperature and risk of ischemic stroke // *Cerebrovasc Dis Extra.* 2014. 4. pp. 9–18. doi: 10.1159/000357352
- Ng C.F., Ueda K., Takeuchi A., Nitta H., Konishi S., Bagrowicz R., et al. Sociogeographic variation in the effects of heat and cold on daily mortality in Japan // *J Epidemiol.* 2014. 24. pp. 15–24. doi: 10.2188/jea.JE20130051
- Ozheredov V.A., Chibisov S.M., Blagonravov M.L., Khodorovich N.A., Demurov E.A., Goryachev V.A., Kharlitskaya E.V., Eremina I.S., Meladze Z.A. Influence of Geomagnetic Activity And Earth Weather Changes On Heart Rate And Blood Pressure In Young And Healthy Population // *International Journal of Biometeorology.* 2017. 61(5). pp. 921-929. DOI: 10.1007/s00484-016-1272-2
- Patrakeeva V.P., Basova E.E. Effects of Low Temperatures on the Formation of Adaptive Reactions: A Review // *International Journal of Biomedicine.* 2018. 8(2). pp. 95–101. DOI: 10.21103/Article8(2)_RA1
- Ren C., O'Neill M.S., Park S.K., Sparrow D., Vokonas P., Schwartz J. Ambient temperature, air pollution, and heart rate variability in an aging population // *Am J Epidemiol.* 2011. 173(9). pp. 1013–1021. DOI: 10.1093/aje/kwq477
- Shaposhnikov D., Revich B., Gurfinkel Y., Naumova E. The influence of meteorological and geomagnetic factors on acute myocardial infarction and brain stroke in Moscow, Russia // *Int J Biometeorol.* 2014. 58. pp. 799. doi:10.1007/s00484-013-0660-0
- Schwartz J., Samet J.M., Patz J.A. Hospital admissions for heart disease: the effects of temperature and humidity // *Epidemiology.* 2004. 15. pp. 755–761. doi: 10.1097/01.ede.0000134875.15919.0f
- Turner L.R., Barnett A.G., Connell D., Tong S. Ambient temperature and cardiorespiratory morbidity: a systematic review and meta-analysis // *Epidemiology.* 2012. 23(4). pp. 594–606 www.jstor.org/stable/23214303
- Vencloviene J., Babarskiene R.M., Dobožinskas P., Sakalyte G., Lopatiene K., Mikeliolis N. Effects of Weather and Heliophysical Conditions on Emergency Ambulance Calls for Elevated Arterial Blood Pressure // *Int. J. Environ. Res. Public Health.* 2015. 12. pp. 2622–2638; doi:10.3390/ijerph120302622
- Vencloviene J., Braziene A. and Dobožinskas P. Short-Term Changes in Weather and Space Weather Conditions and Emergency Ambulance Calls for Elevated Arterial Blood Pressure // *Atmosphere.* 2018. 9. pp. 114. doi:10.3390/atmos9030114
- Williams S., Nitschke M., Weinstein P., Pisaniello D.L., Parton K.A., Bi P. The impact of summer temperatures and heatwaves on mortality and morbidity in Perth, Australia 1994–2008 // *Environ Int.* 2012. 40. pp. 33–38. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2011.11.011>
- Wolf K., Schneider A., Breitner S., von Klot S., Meisinger C., Cyrys J., et al. Air temperature and the occurrence of myocardial infarction in Augsburg, Germany // *Circulation.* 2009. 120. pp. 735–742. doi:10.1161/CIRCULATIONAHA.108.815860.
- Woodhouse P.R., Khaw K.T., Plummer M. Seasonal variation of blood pressure and its relationship to ambient temperature in an elderly population // *J. Hypertens.* 1993. 11. pp. 1267–1274. PMID: 8301109
- Ye X., Wolff R., Yu W., Vaneckova P., Pan X., Tong S. Ambient temperature and morbidity: a review of epidemiological evidence // *Environ Health Perspect.* 2012. 120. pp. 19–28. <https://doi.org/10.1289/ehp.1003198>
- Zhang Y., Yu Y., Peng M., Meng R., Hu K., Yu C. Temporal and seasonal variations of mortality burden associated with hourly temperature variability: a nationwide investigation in England and Wales // *Environ Int.* 2018. 115. pp. 325–333. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2018.03.036>
- Zhao H.-Y., Cheng J.-M. Associations between ambient temperature and acute myocardial infarction // *Open Med.* 2019. 14. pp. 14–21. <https://doi.org/10.1515/med-2019-0003>

Authors:

Zenchenko Tatyana A., Dr. Sci. (Biology), Senior Researcher, Institute of Theoretical and Experimental Biophysics, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow Region, Russia; Senior Researcher, Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia.

E-mail: zench@mail.ru

Breus Tamara K., Dr. Sci. (Phys.-Math.), Chief Researcher, Space Research Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia.

E-mail: breus36@mail.ru

УДК 551.583.16

АНАЛИЗ ПРОЯВЛЕНИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНОСТИ КЛИМАТА С СЕРЕДИНЫ XX в. НА ТЕРРИТОРИИ ГОРНОГО АЛТАЯ

И.В. Кужевская¹, О.Е. Нечепуренко¹, В.В. Чурсин¹, Х. Мацуяма²

¹ Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

² Токийский столичный университет, Токио, Япония



Исследование экстремальности в Горном Алтае актуально в связи с наличием опорных объектов по изучению почвенно-покровного обледенения, особенностей гидроэнергетики на малых реках и потенциала для селеобразования. Выбраны 24 индекса экстремальности ВМО. В исследуемом регионе происходит увеличение повторяемости в году теплых дней и ночей и снижение – холодных. Сумма сильных осадков в году составляет до 26% от годовой суммы осадков. Продолжительность периода с суммой осадков за каждые сутки не более 1 мм составляет до 14 сут, с максимальной повторяемостью в апреле.

Ключевые слова: индексы экстремальности, осадки, температура воздуха, изменчивость климатических параметров, тренд.

Развитие комплексных исследований в регионе Горного Алтая имеет ряд научных обоснований. К первому относится интерес гляциогидрометеорологического научного сообщества к изучению ледников в районе бассейна р. Актру, что обусловлено выгодным географическим положением и наличием длительного ряда непосредственных наблюдений по основным гляциогидроклиматическим параметрам [Нарожный, 2001]. По этой причине ледники Актру относят к опорным объектам Сибири по исследованию почвенно-покровного обледенения как индикатора изменения климата [Галахов и др., 1987]. В горноледниковом бассейне Актру была создана исследовательская площадка, которая включена в крупномасштабный международный сетевой инфраструктурный проект в рамках крупнейшей Программы Европейского союза «Горизонт–2020» «ИНТЕРАКТ-II: международная сеть для наземных исследований и мониторинга в Арктике» (<https://eu-interact.org/field-sites/aktru-research-station/>).

Все вышесказанное формирует базу для анализа тенденций динамики ледников в условиях глубоко континентальных районов (Алтай, Салаир, Кузнецкий Алатау) и оценки формирования циркуляционных особенностей регионов юго-востока Западной Сибири. Отметим, что изменения атмосферной циркуляции отражаются в режиме атмосферных осадков [Адаменко, Гутак, 2017] и оказывают отчетливое влияние на возникновение экстремальных погодных явлений [Ленская, Быков, 2008; Немировская, Климов, 2014; Шумихина, 2017]. В данном регионе, как правило, наибольшие экономические последствия связаны с наводнениями и паводками в результате сильных дождей, которые оказывают неблагоприятную нагрузку на малые ГЭС на реках Горного Ал-

тая. В частности, весной и в начале лета 2014 г. от паводка пострадала малая ГЭС «Кайру».

Другим проявлением экстремальности является аномально жаркая погода, что приводит к дефициту кормов в результате стихийных пожаров на пастбищах и всем вытекающим негативным последствиям для основной специализации агропромышленного комплекса (животноводства) Республики Алтай.

Экстремальные события также влияют и на сектор туризма, являющегося основным источником дохода для региона Горный Алтай. Замечено (https://www.alpconv.org/fileadmin/user_upload/Convention/EN/Protocol_Tourism_EN.pdf), что горные территории страдают от повышения температуры сильнее, чем другие регионы.

Таким образом, целью исследования является изучение проявлений тенденции увеличения повторяемости и интенсивности гидрометеорологических аномалий в Горном Алтае на фоне происходящих глобальных климатических изменений.

Индексы экстремальности климата

Для изучения постоянной перспективы наблюдаемых изменений климата и экстремальных погодных явлений, группа экспертов по обнаружению изменения климата и показателям ВМО (ETCCDI) определила основной набор описательных экстремальных индексов. Индексы описывают особые характеристики экстремальных значений, включая амплитуду, частоту и продолжительность [Halimatou et al., 2017]. Основной набор включает в себя 27 показателей экстремальности для осадков и температуры. Согласно МГЭИК, под экстремальными климатическими явлениями понимают «возникновение значе-

ния погодной или климатической переменной выше (или ниже) порогового значения вблизи верхних (или нижних) границ диапазона наблюдаемых значений переменной» [Обобщающий доклад..., 2007]. Экстремальные климатические явления могут относиться либо к экстремальным значениям отдельных атмосферных переменных, либо к погодным и климатическим явлениям, которые имеют отрицательное воздействие на природную среду [Seneviratne et al., 2012]. Настоящее исследование отнесено к первой категории, в котором рассмотрены отдельные атмосферные переменные, а именно температура и осадки. Заметим, что экстремальные явления погоды связаны с малыми вероятностями, но обладают большей изменчивостью [Кошкин, Кочугова, 2011]. Начиная с 2007 г. аналитические материалы с использованием этих индексов включаются в отчеты МГЭИК. Более глубокое понимание того, как следует учитывать изменяющийся климат при определении и оценке экстремальных явлений, представлено в Руководящих положениях по анализу экстремальных явлений в условиях изменяющегося климата [Guidelines on analysis of extremes..., 2009].

Следует обратить внимание, что индивидуальные показатели экстремальности часто не позволяют предсказать воздействие сразу нескольких факторов на природу и общество [Heim, 2015; Christidis, Stott, 2016]. В этом случае предлагается использовать составные показатели экстремальности, т.е. одновременное или последовательное возникновение многих экстремумов разного рода в одной или нескольких локациях [Hao et al., 2018]. Для этого применяются разные подходы к статистической обработке и моделированию составных показателей в гидроклиматологии, включая эмпирический подход, многомерные распределения, регрессионный анализ квантилей, модели цепей Маркова и др. [Волкова и др., 2012; Sedlmeier et al., 2017; Hao et al., 2018]. С этой точки зрения представляет интерес анализ паводков смешанного происхождения [Benestad et al., 2007; Wahl et al., 2015, 2016; Ikeuchi et al., 2017; Bevacqua et al., 2019], оценка и прогнозирование смешанных экстремальных событий [Biasutti et al., 2016; Leng et al., 2016], региональный подход к анализу экстремумов [Ren et al., 2018].

Материалы и методы исследования

Материалами для формирования баз данных и расчета индексов экстремальности послужили суточные данные по температуре воздуха и атмосферным осадкам из архива ВНИИГМИ-МЦД (<http://aisori-m.meteo.ru/waisori/>) на станциях Горного Алтая (рис. 1): Усть-Кокса ($50,16^\circ$ с.ш., $85,37^\circ$ в.д.) и Кара-Тюрек ($50,03^\circ$ с.ш., $86,45^\circ$ в.д.). Выбор станций

обусловлен пересекающейся зоной интереса изучения температурно-влажностного режима и параллельными исследованиями в области моделирования водного цикла на участке р. Катунь и ее притока р. Кучерла. Показатели экстремальности рассчитывались за период с 1950 по 2018 г. на основе авторского алгоритма на html-языке FoxPro 6.0. Проверка результатов расчетов проводилась с использованием пакета RCLimindex 3.2.0 [Zhang, Yang, 2004].

Для исследования проявлений экстремальности были выбраны 15 показателей для температурного режима и девять – для осадков (табл. 1), предложенных объединенной рабочей группой ВМО по обнаружению изменения климата – STARDEX Diagnostic Extremes Indices (<http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/>). Выбранные индексы пригодны для изучения характеристики климата в средних широтах [Козлова, 2014].

Составленные базы данных с гидрометеорологической информацией и выбранные статистические принципы обработки данных и расчета климатических характеристик соответствуют руководящим документам [ВМО-№ 100, 2014; ВМО-№ 49, 2015].

Результаты и обсуждение

В целом тенденции региональных гидрометеорологических аномалий представлены в Оценочных докладах об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации [Второй оценочный доклад Росгидромета, 2014], а также в докладе IPCC [Climate change, 2014].

Температура. Индексы экстремальности температурного режима выявили общую тенденцию к потеплению с устойчивым трендом к снижению повторяемости холодных дней и ночей в году (рис. 2, *a, b*). Наблюдаются согласованные изменения и для критериев TN90p и TX90p по территории: увеличение повторяемости теплых дней и ночей в году замечено в последнюю декаду (рис. 2, *c, d*).

В целом положительная тенденция в отношении суточной максимальной и минимальной температуры воздуха, обнаруженная в этом исследовании, отмечена на обеих станциях. Все индексы экстремальной температуры демонстрируют явные тенденции к ее росту в течение рассматриваемого периода (табл. 2).

Тенденции TXx, TNx, TXn и TNn показывают, что самые сильные теплые события увеличились, а самые сильные холодные – уменьшились. Экстремальные изменения температуры в ночное время проявляются больше, чем в дневное. Подобное заключение сделано и для Алтайских гор в Синьцзян-Уйгурском автономном округе (КНР) [Zhou et al., 2016].

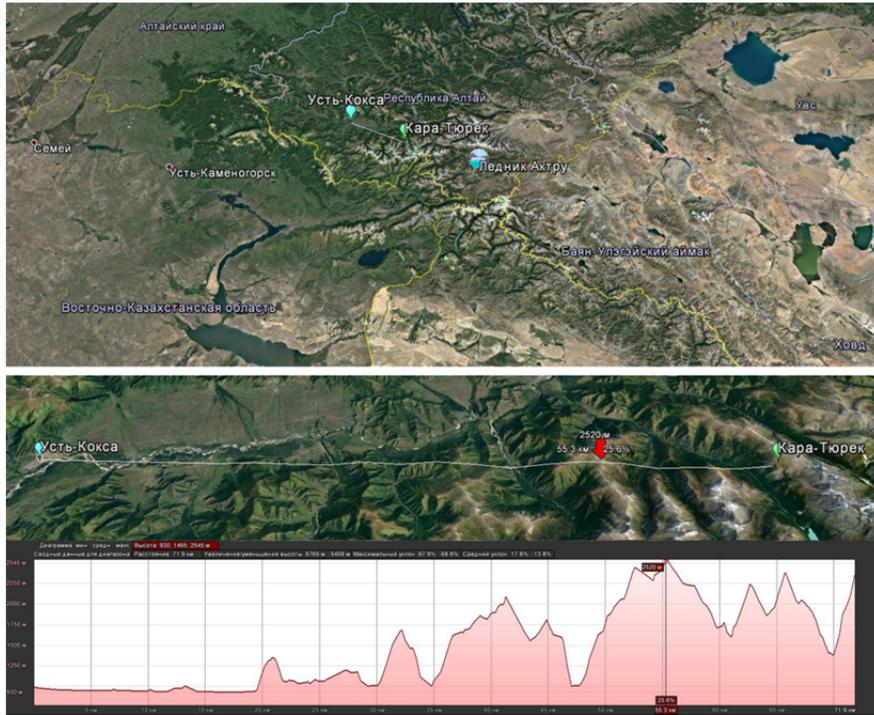


Рис. 1. Расположение станций Усть-Кокса и Кара-Тюрек с гистограммой высот над у.м.

Fig. 1. The location of Ust'-Koksa and Kara-Tyurek weather stations asl

Таблица 1

Индексы экстремальности для режима температуры и осадков

Table 1

Temperature and precipitation extreme indices

Индекс	Описание	Единица измерения
TN10p	Повторяемость холодных ночей в году	% дней
TX10p	Повторяемость холодных дней в году	% дней
TX90p	Повторяемость теплых дней в году	% дней
TN90p	Повторяемость теплых ночей в году	% дней
TNn	Годовой минимум температуры воздуха	°С
TXn	Минимальное значение зимнего максимума температуры воздуха	°С
TNx	Максимальное значение летнего минимума температуры воздуха	°С
TXx	Годовой максимум температуры воздуха	°С
GSL	Длина вегетационного периода	дни
ID	Суммарное число дней со льдом	дни
SU	Суммарное число жарких дней	дни
FD	Суммарное число дней с морозом	дни
R1d	Максимальная сумма осадков за сутки	мм
R5d	Максимальная пентадная сумма осадков	мм
SDII	Суточный индекс интенсивности осадков	мм/сут
R10mm	Число суток с осадками ≥ 10 мм/сут	дни
R20mm	Число суток с осадками ≥ 20 мм/сут	дни
CDD	Максимальная продолжительность сухих периодов	дни
CWD	Максимальная продолжительность влажных периодов	дни
R95p	Сумма сильных осадков	мм
PRCPTOT	Количество осадков	мм

Продолжительность вегетационного периода (GSL) меняется незначительно. Для расположенной в Уймонской степи станции Усть-Кокса продолжительность вегетационного периода в среднем равна 170 дням (табл. 3). В этом регионе существует достаточно длинный безморозный период в течение зимы, в среднем 134 дня в году. В отношении индексов FD, SU и ID, важных для сельского хозяйства и растениеводства, значимых изменений не выявлено. Среднее

число дней с льдом для ст. Усть-Кокса не превышает 129. В среднем в горах Алтая наблюдается до 40 жарких дней в году. Характер направленности изменения тренда исследуемых индексов согласуется с результатами в работе [Zhou et al., 2016].

Таким образом, в рассматриваемом регионе складываются благоприятные агротехнические условия, а также для развития природно-рекреационного потенциала территории.

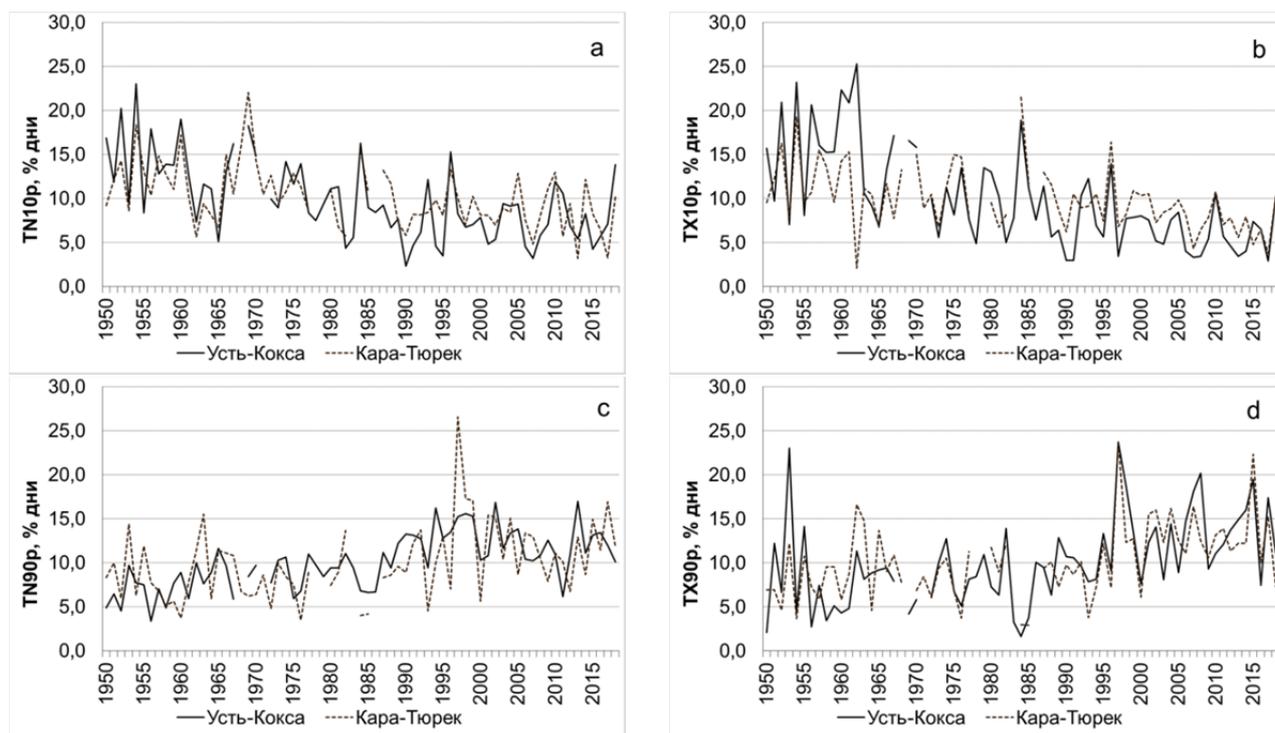


Рис. 2. Повторяемость холодных дней в году TX10p (a), холодных ночей в году TN10p (b), теплых ночей в году TN90p (c) и теплых дней в году TX90p (d)

Fig. 2. The repeatability of cold days in the year TX10p (a), cold nights in the year TN10p (b), warm nights in the year TN90p (c) and warm days in the year TX90p (d)

Таблица 2

Значения тренда температурных индексов (°C/10 лет)

Table 2

Trends of temperature indices over the Altay (°C per 10 years)

Станция	Усть-Кокса		Кара-Тюрек	
	Тренд	P-уровень	Тренд	P-уровень
TN10p	-0,13	0,00	-0,08	0,00
TX10p	-0,18	0,00	-0,08	0,00
TX90p	0,12	0,00	0,09	0,00
TN90p	0,10	0,00	0,01	0,00
TNn	0,78	0,00	0,38	0,04
TXn	1,01	0,00	0,02	0,21
TNx	0,15	0,06	0,17	0,13
TXx	0,25	0,04	0,09	0,50

Таблица 3

Статистические характеристики индексов GSL, FD, SU и ID

Table 3

Statistical characteristics of GSL, FD, SU and ID

Станция	Характеристика	Индекс			
		GSL	FD	SU	ID
Усть-Кокса	Среднее, дни	169	214	37	129
	СКО, дни	14	8	15	11
	Тренд, %	0,35	-0,20	0,27	-0,19
	P-уровень	0,02	0,00	0,00	0,01
Кара-Тюрек	Среднее, дни	76	271	–	199
	СКО, дни	27	11	–	13
	Тренд, %	0,26	-0,19	–	-0,2
	P-уровень	0,24	0,01	–	0,01

Осадки. Атмосферные осадки характеризуются высокой степенью кластеризации в пространстве и во времени и не формируют классического скалярного поля [Золина, Булыгина, 2016] как другие характеристики атмосферы (температура, давление). Проявлением этой кластеризации являются пространственная неоднородность выпадения ливневых осадков вообще и экстремальных осадков с интенсивностями в десятки раз превосходящими уровень средних значений в частности.

Для исследуемого региона ранее было получено [Волкова, Огурцов, 2015; Огурцов и др., 2016] некоторое увеличение числа дней с осадками более 5 мм при отрицательной среднесуточной температуре воздуха на большей части территории Западной Сибири. По данным авторов [Огурцов и др., 2016] Южная часть Западной Сибири характеризуется ростом на 1–2 дня числа дней с осадками различной интенсивности, а изменения в динамике индексов экстремальности осадков в среднем от периода к периоду в большинстве случаев незначимы, что может быть связано отчасти с редкой наблюдательной сетью.

На рис. 3 представлен годовой ход числа случаев максимальной пентадной суммы осадков по десятилетиям. Наиболее часто условия, которые обуславливают выпадение сильных осадков за последовательные пять суток, формируются в июле. Если анализировать перераспределение этой повторяемости по десятилетиям, то можно отметить относительную стабильность в годовом ходе проявления условий формирования пентад сильных осадков. В целом временной ход индекса $r5d$ имеет вид колебаний около среднего без выраженной тенденции. Нужно отметить, что в 70–75 % случаев при формировании максимального в году количества осадков, выпавших за последовательные пять суток, участвуют

значения максимального количества осадков в году, выпавших за сутки, временной ряд которых также не имеет четко выраженной тенденции.

Анализ сильных осадков продолжают индексы, выражающие количество дней в году с суточной суммой осадков не менее 10 мм – $R10mm$ и 20 мм – $R20mm$. Временной ход этих индексов осадков не имеет тенденции. Отношение годовой суммы осадков к числу дней с осадками, суммы которых за сутки превысили ≥ 1 мм в году, выражает интенсивность осадков (индекс SDII). Значения интенсивности осадков более 5 мм/сут характерны для станций Усть-Кокса и Кара-Тюрек. Временной ход интенсивности осадков также не имеет тенденции, различаясь по территории средними значениями (табл. 4).

Рассчитанные значения индексов $r5d$, $r1d$, SDII, $R10mm$, $R20mm$ и $R95p$ одновременно обеих станций были выбраны как признаковое пространство для кластеризации по методике итерационных алгоритмов *k-mean*. Действие алгоритма таково, что он стремится минимизировать среднеквадратичное отклонение внутри каждого кластера, что дает наибольшую математическую плотность – общность временных изменений. Алгоритм построен на принципе разбиения множества элементов векторного пространства на заранее известное число кластеров k . На начальном этапе принимали в качестве центров самые отдаленные друг от друга объекты (в этом исследовании – годы). На каждой итерации заново вычисляется математический центр масс для каждого кластера, полученного на предыдущем шаге, затем векторы разбиваются на кластеры вновь в соответствии с тем, какой из новых центров оказался ближе по выбранной метрике. Алгоритм завершается в случае, если на очередной итерации не происходит изменения в составе кластеров.

Месяц	Годы						
	1950-1959	1960-1969	1970-1979	1980-1989	1990-1999	2000-2009	2010-2018
Кара-Тюрек							
январь							
февраль							
март							
апрель			1	1	1		
май		1		1	2		
июнь	3	1	3	3	2	2	2
июль	5	4	1	2	2	5	2
август	2	3	2	3	2	2	3
сентябрь		1			1	1	1
октябрь			1				
ноябрь							1
декабрь							
Усть-Кокса							
январь							
февраль							
март		1					
апрель							
май			4	3	1	2	3
июнь	3		2	2	3	3	1
июль	5	4	1	2	3	1	
август	1	4	1	2	2	4	2
сентябрь			2	1	1		2
октябрь		1	1				1
ноябрь	1						
декабрь							

Рис. 3. Число случаев событий r5d по десятилетиям

Fig. 3. Events of r5d index over decades

Таблица 4

Значения тренда индексов экстремальности для осадков, мм/10 лет

Table 4

Trends of precipitation indices over the Altay, mm per 10 years

Станция	Усть-Кокса		Кара-Тюрек	
	Среднее	СКО	Среднее	СКО
r5d	50,1	13,0	52,7	15,6
r1d	28,9	9,3	27,2	8,0
SDII	5,75	0,68	5,22	0,60
R10mm	12,3	4,3	12,6	5,0
R20mm	2,5	1,8	2,1	1,9
CDD	6	2	7	2
CWD	18	5	13	6
R95p	122,4	59,5	148,7	74,3
PRCPTOT	463,6	93,5	557,5	138,5

На рис. 4 представлены средние значения признаков пространства классов для каждой станции. Класс с наибольшей плотностью объектов имеет номер 3 и содержит годы со значениями всех признаков, близких к средним многолетним. Значения признаков, сгруппированные в классе 4, характеризуются наибольшими отклонениями от среднего и представляют класс «аномалий», во временном ряду

проявляясь периодически. В класс с номером 2 попали все значения, охарактеризовать которые можно как «ниже среднего». Нужно заметить, что во временном ряду их наибольшая повторяемость отмечается до 1980 г. В класс с номером 1 сгруппировались годы со значениями признаков пространства «выше среднего», такие значения отмечаются во временном ряду лишь с 1979 г.

С 1996 г. возрастает межгодовая изменчивость значений в признаковом поле, изменяя свое положение от «ниже среднего» до «выше среднего» и «аномалия», минуя положение среднего, замеченное во временных отрезках 1995–2000 и 2006–2013 гг.

Временной ход годовой суммы атмосферных осадков (PRCPTOT) представлен на рис. 5. Нужно отметить, что вклад сильных осадков (r95p) в PRCPTOT в отдельные годы может превышать 50 %; до 10% составляет вклад осадков, выпавших за последовательные 5 сут (r5d). Вклад максимального в году количества осадков, выпавших за последовательные пять суток, для всей территории составляет около 10% и осадки, выпавшие за 1 сут, в среднем, не превышают 6%. Полное совпадение абсолютных максимальных значений индексов r95p и PRCPTOT отмечено для станции Кара-Тюрек зарегистрировано в 1999 г. В целом степень взаимосвязи участия сильных осадков в формировании годовой суммы осад-

ков высока – коэффициент корреляции Пирсона превышает 0,7 для всех станций.

Одним важным показателем экстремальности режима осадков являются периоды с осадками и без осадков, определяемыми индексами CWD и CDD соответственно. Для анализа были рассчитаны индексы за период с апреля по октябрь (рис. 6, 7). Временной ход максимального числа последовательных сухих или влажных дней в году не имеет никаких тенденций, характеризуется устойчивостью средних значений. Наиболее продолжительные влажные периоды вероятны для высокогорной южной станции Кара-Тюрек. Среднее значение и вариабельность максимального числа последовательных сухих дней в году уменьшаются. Для Горного Алтая распределение повторяемости влажных дней имеет максимум в апреле–мае и минимум в октябре. Максимальная повторяемость сухих дней в теплом периоде приходится на апрель для всех станций, повторно увеличиваясь в сентябре.

	Усть-Кокса	Кара-Тюрек	Усть-Кокса	Кара-Тюрек	Усть-Кокса	Кара-Тюрек	Усть-Кокса	Кара-Тюрек
sdii	6.5	5.1	5.7	5.2	5.3	4.7	5.9	6.2
r10mm	17.0	12.3	11.3	13.1	9.4	8.3	13.1	20.1
r20mm	4.6	1.5	1.9	2.2	1.8	0.8	2.0	4.9
r1d	35.7	26.1	28.0	28.8	25.1	21.2	27.5	32.6
r5d	64.4	46.5	47.1	52.1	44.7	44.5	50.7	73.5
r95p	208.9	117.6	93.1	157.5	92.7	76.4	129.5	277.3



Рис. 4. Среднее значение признакового поля для каждого класса

Fig. 4. The average value of the feature space for each group

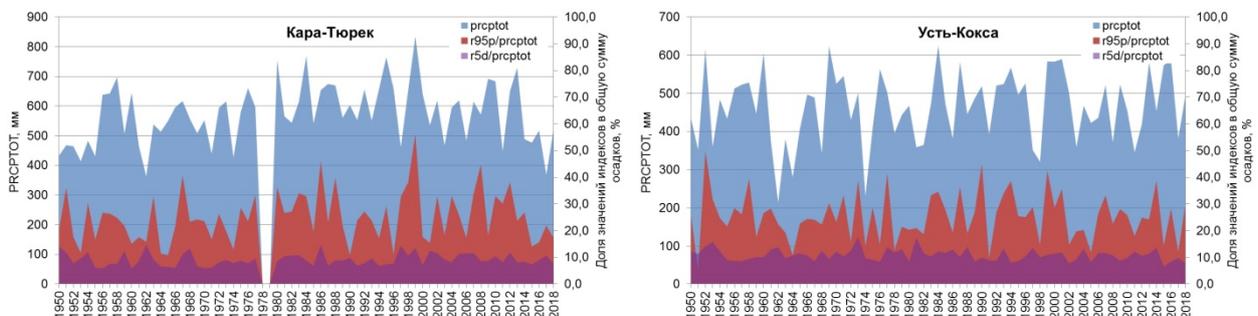


Рис. 5. Вклад значений сильных осадков (r95d) и пентадных осадков (r5d) в годовую сумму осадков (PRCPTOT)

Fig. 5. Share of r95d (very wet day) and r5d (maximum five-day precipitation total) to total wet-day precipitation (PRCPTOT)

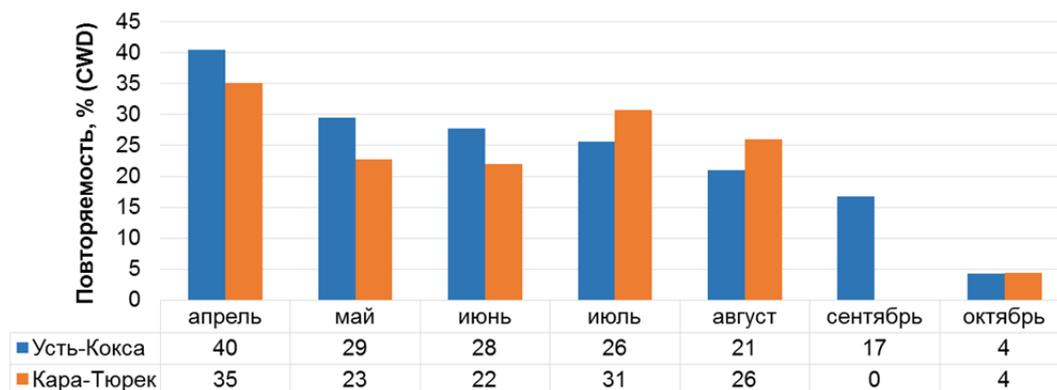


Рис. 6. Повторяемость последовательных влажных дней в теплом периоде

Fig. 6. A repeatability of maximum length of a wet spell (CWD) or maximum number of consecutive days with at least 1 mm of precipitation for April-October

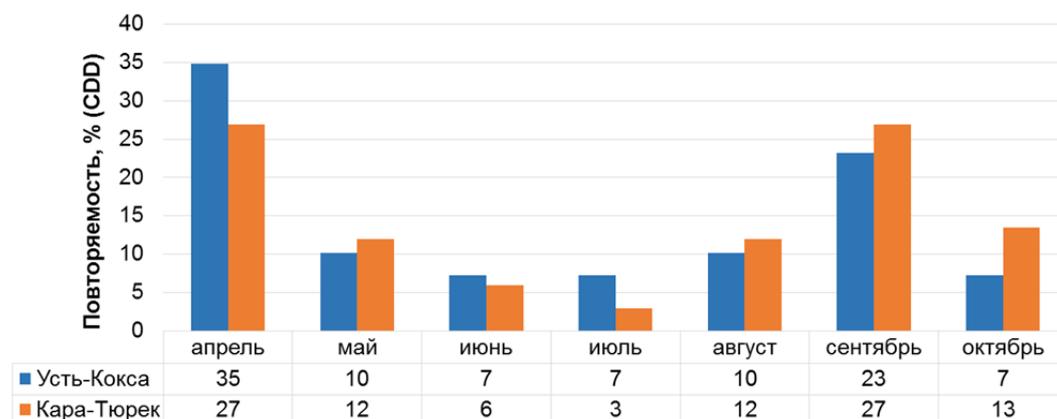


Рис. 7. Повторяемость последовательных сухих дней в теплом периоде

Fig. 7. A repeatability of maximum length of a dry spell (CDD) or maximum number of consecutive days with less than 1 mm of precipitation for April-October

Резюмируя, заметим, что наиболее вероятными влажными месяцами для формирования длительного влажного периода с осадками более 1 мм в сутки являются апрель и июль. На апрель и сентябрь приходится большая вероятность как сухих месяцев, в течение которых установится продолжительный период с отсутствием осадков (менее 1 мм в сутки). Следовательно, в апреле отмечается наиболее нестабильная ситуация в режиме атмосферных осадков.

Заключение

В исследуемом регионе происходит увеличение повторяемости теплых дней и ночей и снижение повторяемости холодных дней и ночей в году соответственно. Замечена положительная тенденция суточной максимальной и минимальной температуры воздуха. Индексы экстремальной температуры (TXx, TNx, TXn и TNn) демонстрируют явные тенденции к росту значений экстремальной температуры в течение

рассматриваемого периода. Самые сильные теплые события увеличились, а самые сильные холодные события уменьшились. Экстремальные изменения температуры в ночное время отмечаются больше, чем днем.

Наибольшая повторяемость максимального годового количества осадков, выпавших за последовательные пять суток, приходится на июль. В 70–75 % случаев в эти последовательные пять суток отмечается день, за который выпадает максимальная суточная сумма осадков в году, в остальных случаях эти события разнесены во времени. Сумма сильных осадков в году составляет значительную долю от годовой суммы осадков, которая на юге составляет до 26 %. Продолжительность периода последовательных влажных суток (сумма осадков за каждые сутки не менее 1 мм) с апреля по октябрь невелика и составляет около 6 сут. Повторяемость такого события имеет максимум в августе–сентябре и в июне–июле соответственно. Продолжительность периода

последовательных сухих суток (сумма осадков за каждые сутки не более 1 мм) может длиться до 14 сут, с максимальной повторяемостью в апреле. В пределах исследуемого региона наблюдается одинаковая предрасположенность к формированию в начале теплого периода как влажных, так и засушливых условий. Подобная нестабильность способствует проявлению экстремальности погодных явлений.

Заметим, что изменения годовых максимумов и минимумов температуры (ТХх и ТНп), накопленных за пять дней осадков (r5d), и количества последовательных сухих дней (CDD) в экстремальных осадках говорят о сдвиге в сторону потепления холодных и горячих экстремальных температур с широко распространенными изменениями экстремальных осадков [Fischer et al., 2013].

В настоящем исследовании рассмотрены только крайние значения в годовом масштабе времени, что ограничивает интерпретацию некоторых из показате-

телей для прогнозируемых изменений [Sillmann et al., 2013]. Более подробный анализ может оценить крайности в сезонном ходе, хотя это требует доступа и обработки суточных данных CMIP5. В выходе модели CMIP5 RCP8.5 происходит фаза переходного потепления климата при поверхностной температуре 1,5 и 2,0 °С, и эти результаты отличны от тех прогнозных сценариев, где было достигнуто состояние равновесия [Sanderson et al., 2017]. Сравнение результатов, полученных из различных состояний равновесия, поможет установить достоверность результатов, полученных в этом исследовании. Использование моделей воздействия на климат, которые объединяют прогнозы климата, населения, экономики и социально-экономического положения, будут качественными с точки зрения применимости к лучшим политическим рекомендациям [Schiermeier, 2012].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ФЦП RFMEFI61419X0002.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко М.М., Гутак Я.М.** Новый подход к дифференциации малых ледников и многолетних снежников на основе длительности непрерывного существования гляциально-нивального объекта (на примере гор Кузнецкого Алатау) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 33–40.
- Волкова М.А., Огурцов Л.А.** Пространственно-временная структура экстремальных годовых значений температуры воздуха и атмосферных осадков на севере Западной Сибири // Арктика. XXI век. 2015. № 1 (2). С. 56–61.
- Волкова М.А., Чередыко Н.Н., Кусков А.И.** Температурные риски и оценка вероятности их возникновения на территории Алтайского края и республики Алтай // Вестник Томского государственного университета. 2012. № 355. С. 148–153.
- Второй** оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. С. 1004.
- Галахов В.П., Нарожнев Ю.К., Никитин С.А. и др.** Ледники Актру (Алтай). Л.: Гидрометеоздат, 1987. 119 с.
- Золина О.Г., Булыгина О.Н.** Современная климатическая изменчивость характеристик экстремальных осадков в России // Фундаментальная и прикладная климатология. 2016. Т. 1. С. 84–103.
- Козлова Д.С.** Экстремальные климатические явления в температурном режиме и режиме осадков на территории г. Барнаула // Педагогическое образование на Алтае. 2014. № 2. С. 6–8.
- Кошкин Д.А., Кочугова Е.А.** Индикация изменения климата в терминах индексов экстремальности температуры воздуха и их связь с изменениями атмосферной циркуляции на территории Предбайкалья // Ученые записки. Электронный научный журнал Курского государственного университета. 2011. № 17. С. 271–278.
- Ленская О.Ю., Быков Д.В.** Анализ изменчивости месячных сумм осадков с использованием индексов атмосферной циркуляции // Вестник Челябинского государственного университета. 2008. № 17. С. 53–62.
- Обобщающий доклад.** Вклад рабочих групп I, II, III в Четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата / под ред. Р.К. Пачури, А. Райзингер. Женева: МГЭИК, 2007. С. 104.
- Нарожный Ю.К.** Внешний массообмен ледников Актру: методика наблюдений, тенденции изменения и климатическая обусловленность // Вестник Томского государственного университета. 2001. № 274. С. 13–21.
- Немировская Л.Г., Климов О.В.** Некоторые результаты исследований изменчивости и экстремальности регионального климата (на примере изучения определенных характеристик увлажнения) для юго-востока Западной Сибири // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2014. Т. 4, № 2. С. 112–116.
- Огурцов Л.А., Чередыко Н.Н., Волкова М.А., Журавлев Г.Г.** Динамика показателей экстремальности климата на территории Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29, № 8. С. 633–639.
- ВМО-№ 100.** Руководство по климатологической практике. Женева, 2014. 158 с.
- ВМО-№ 49.** Технический регламент. Сборник основных документов № 2. Т. I: Общие метеорологические стандарты и рекомендуемая практика. Женева, 2015. 71 с.
- Шумихина А.В.** Динамика режима осадков в Удмуртской Республике и их связь с индексами атмосферной циркуляции // Географический вестник=Geographical bulletin. 2017. № 1 (40). С. 73–85.
- Benestad R.E., Haugen J.E.** On complex extremes: Flood hazards and combined high spring-time precipitation and temperature in Norway // Clim. Chang. 2007. V. 85. P. 381–406.
- Bevacqua E., Maraun D., Voudoukas M. I., Voukouvalas E., Vrac M., Mentaschi L., Widmann M.** Higher probability of compound flooding from precipitation and storm surge in Europe under anthropogenic climate change // Science Advances. 2019. V. 5, № 9. P. 1–7.
- Biasutti M., Seager R., Kirschbaum D.B.** Landslides in West Coast metropolitan areas: the role of extreme weather events // Weather and Climate Extremes. 2016. V. 14. P. 67–79.

- Zhou B., Xu Y., Wu J., Dong S., Shi Y.** Changes in temperature and precipitation extreme indices over China: analysis of a high-resolution grid dataset // *Int. J. Climatol.* 2016. V. 36. P. 1051–1066.
- Christidis N., Stott P.A.** Attribution analyses of temperature extremes using a set of 16 indices // *Weather and Climate Extremes.* 2016. V. 14. P. 24–35.
- Climate change 2014: Impacts, adaptation, and vulnerability. Part B: Regional aspects.** Cambridge ; New York : Cambridge University press, 2014. P. 1322.
- Fischer E.M., Beyerle U., Knutti R.** Robust spatially aggregated projections of climate extremes // *Nature Climate Change.* 2013. V. 3, № 12. P. 1033–1038.
- Guidelines on analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation** // Geneva. 2009. WCDMP-№ 72, WMO/TD-№ 1500.
- Halimatou T., Traore K., Kyei-Baffour N.** Assessment of changing trends of daily precipitation and temperature extremes in Bamako and Ségou in Mali from 1961–2014 // *Weather and Climate Extremes.* 2017. V. 18. P. 8–16.
- Hao Z., Singh V.P., Hao F.** Compound extremes in hydroclimatology: a review. *Water*, 2018. 718 p.
- Heim R.R.** An overview of weather and climate extremes – products and trends // *Weather Clim. Extrem.* 2015. V. 10. P. 1–9.
- Ikeuchi H., Hirabayashi Yu., Yamazaki D., Muis S., Ward P.J., Winsemius H.C., Verlaan M., Kanae S.** Compound simulation of fluvial floods and storm surges in a global coupled river-coast flood model: model development and its application to 2007 Cyclone Sidr in Bangladesh // *J. Adv. Model. Earth Syst.* 2017. V. 9. P. 1847–1862.
- Leng G., Tang A., Huang S., Zhanga X., Cao J.** Assessments of joint hydrological extreme risks in a warming climate in China // *Int. J. Climatol.* 2016. V. 36. P. 1632–1642.
- Ren F. M., Trewin B., Brunet M., Dushmanta P., Walter A., Baddour O., Korber M.A.** Research progress review on regional extreme events // *Advances in Climate Change Research.* 2018. V. 9, № 3. P. 161–169.
- Sanderson B. M., Xu Y., Tebaldi C., Wehner M., Neill B., Jahn A., Pendergrass A.G., Lehner F. et al.** Community Climate Simulations to assess avoided impacts in 1.5°C and 2°C futures // *Earth System Dynamics Discussions.* 2017. V. 8. P. 827–847.
- Schiermeier Q.** Models hone picture of climate impacts // *Nature.* 2012. V. 482, № 7385. P. 286.
- Sedlmeier K., Feldmann H., Schädl G.** Compound summer temperature and precipitation extremes over central Europe // *Theoretical and Applied Climatology.* 2017. V. 131. P. 1–9.
- Seneviratne S. I., Nicholls N., Easterling D., Goodess C. M., Kanae S., Kossin J., Luo Y., Marengo J. et al.** Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. In *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation.* Cambridge ; New York : Cambridge University Press, 2012. P. 109–230.
- Sillmann J., Kharin V. V., Zhang X., Zwiers F.W., Bronaugh D.** Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 1. Model evaluation in the present climate // *Journal of Geophysical Research Atmospheres.* 2013. V. 118, № 4. P. 1716–1733.
- Wahl T., Jain S., Bender J. et al.** Increasing risk of compound flooding from storm surge and rainfall for major US cities // *Nature Clim. Change.* 2015. V. 5. P. 1093–1097.
- Wahl T., Plant N.G., Long J.W.** Probabilistic assessment of erosion and flooding risk in the northern Gulf of Mexico // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2016. V. 121. P. 3029–3043.
- Zhang X., Yang F.** RCLimDex (1.0) user manual, Climate Research Branch, Environment Canada. 2004. 23 p.

Авторы:

Кужевская Ирина Валерьевна, кандидат географических наук, доцент, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: ivk@ggf.tsu.ru

Нечепуренко Ольга Евгеньевна, инженер, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: o.e.nechepurenko@gmail.com

Чурсин Владислав Вячеславович, аспирант, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: skriptum@mail.ru

Хироши Мацуяма, профессор, департамент географии, факультет наук об окружающей среде Столичного университета Токио, Токио, Япония.

E-mail: matuyama@tmu.ac.jp

Geosphere Research, 2020, 3, 97–108. DOI: 10.17223/25421379/16/8

I.V. Kuzhevskaja¹, O.E. Nechepurenko¹, V.V. Chursin¹, H. Matsuyama²

¹National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

²Tokyo Metropolitan University, Tokyo, Japan

ANALYSIS OF CLIMATIC EXTREMITY SINCE THE 1950s IN THE MOUNTAIN ALTAI TERRITORY

The research of climatic extremeness in the Altai Mountains is relevant in connection with the presence of supporting objects for the study of soil-cover icing, the features of small water-power engineering and the existence of potential mudflow-prone areas.

The study area is bounded 49–50 °N, 84–87 °E, where reference weather stations WMO 36442 Kara-Turek and WMO 36229 Ust'-Koksa are located. We selected 24 extreme indices developed by the Expert Team on Climate Change Detection, Monitoring and Indices (ETCCDMI) under the WMO: 15 for temperatures – TN10p, TX10p, TX90p, TN90p, TNn, TXn, TNx, TXx, GSL, ID, SU, FD, and 9 for precipitations – R1d, r5d, SDII, R10mm, R20mm, CDD, CWD, R95p, and PRCPTOT. Extremeness indicators were computed for 1950–2018 based on the author's algorithm. Verification of the calculation results was carried out using the RCLimDex 3.2.0 package

Indices related to air temperature show strong tendency to change. There has been an increase in the frequency of warm days and nights and a decrease in cool days and nights. Extreme changes in temperature are mostly stronger at night than during the day. On the other hand, for a group of indices valuable for agriculture and crop production, no significant changes have been received. Also, an annual count of days when daily precipitation is more than 10 mm and 20 mm (R10mm, R20mm), and simple daily intensity index (SDII) have no trend.

Regarding the maximum 5-day precipitation total (r5d), the highest repeatability relates to July. In 70–75 % of cases, during the 5 consecutive days, there is a day on which the highest daily precipitation falls in a year; in other cases, these events are separated in time. The amount of heavy rainfall in a year is up to 26 % of the annual rainfall. Consecutive wet days index (period where the daily precipitation amount is more than 1 mm for at least consecutive 5 days) is small from April to October and about 6 days. The repeatability of such index has maximum in June–July and August–September. The length of the period with a total precipitation of not more than 1 mm per day is up to 14 days, with a maximum frequency in April. Within the area under study, at the beginning of the warm period the same predisposition to the formation of both wet and dry conditions has been noted. Such instability favors the display of extreme weather events.

The computed values of r5d, r1d, SDII, R10mm, R20mm and R95p indices for both stations were determined as a feature space for clustering according to k-means iterative algorithm. As the objects, the years have been chosen. The division are separated into four groups, then stability was assessed through the Q factor “minimum variance in the group”, pointed to “below average”, “normal”, “above average” and “anomaly”. Since 1996, the inter-annual variability of values in the feature field has been increasing, changing its position from “below average” to “above average” and “anomaly”, and bypassing the “normal” seen in 1995–2000 and 2006–2013.

The substantial extreme indicators in the precipitation regime are the periods with/without precipitation, defined by CWD and CDD (wet and dry spell) indices, respectively. The most probable wet months for the formation of a durable wet period with precipitation of more than 1 mm per day are April and July. In April and September there is a high probability of both dry and wet months. Consequently, the most unstable situation in the precipitation regime is related to in April.

Keywords: extreme indices, precipitation, air temperature, climate variability, tendency.

References

- Adamenko M.M., Gutak Ya.M. *Novyy podkhod k differentsiatsii malykh lednikov i mnogoletnikh snezhnikov na osnove dlitel'nosti nepreryvnogo sushchestvovaniya glyatsial'no-nival'nogo ob'ekta (na primere gor Kuznetskogo Alatau)* [A new approach to separation small glaciers from perennial snowfields which is based on the data about duration of the continuous existence of glacial and firm objects (on the example of the Kuznetsky Alatau mountains)] // *Geosphere Research*. 2017. V. 3. pp. 33–40. In Russian
- Volkova M.A., Ogurtsov L.A. *Prostranstvenno-vremennaya struktura ekstremal'nykh godovykh znacheniy temperatury vozdukh i atmosferykh osadkov na severe Zapadnoy Sibiri* [Spatio-temporal structure of extreme annual values of air temperature and precipitation in the northern part of Western Siberia] // *Arctic XXI Century*. 2015. № 1 (2). pp. 56–61. In Russian
- Volkova M.A., Cheredko N.N., Kuskov A.I. *Temperaturnye riski i otsenka veroyatnosti ikh vzniknoveniya na territorii Altayskogo kraia i respubliki Altay* [Temperature risk and estimated probability of its occurrence in the Altai region and the Republic of Altai] // *Tomsk State University Journal*. 2012. № 355. pp. 148–153. In Russian
- Second Roshydromet assessment report on climate change and its consequences in Russian Federation. Moscow: Roshydromet. 2014. 56 p.
- Galakhov V.P., Narozhnev Yu.K., Nikitin S.A. et al. *Ledniki Aktru (Altai): monografiya*. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987. 119 p. In Russian
- Zolina O.G., Bulygina O.N. *Sovremennaya klimaticheskaya izmenchivost' kharakteristik ekstremal'nykh osadkov v Rossii* [Current climatic variability of extreme precipitation in Russia] // *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*. 2016. V. 1. pp. 84–103. In Russian
- Kozlova D.S. *Ekstremal'nye klimaticheskie yavleniya v temperaturnom rezhime i rezhime osadkov na territorii g. Barnaula* // *Pedagogicheskoe obrazovanie na Altae*. 2014. № 2. pp. 6–8. In Russian
- Koshkin D.A., Kochugova E.A. *Indikatsiya izmeneniya klimata v terminah indeksov ekstremal'nosti temperatury vozduha i ikh svyaz' s izmeneniyami atmosferykh cirkulyatsiy na territorii Predbajkal'ya* // *Uchenye zapiski. Elektronnyy nauchnyy zhurnal Kurskogo gosudarstvennogo universiteta*. 2011. № 17. pp. 271–278. In Russian
- Lenskaya O.Yu., Bykov D.V. *Analiz izmenchivosti mesyachnykh sum osadkov s ispolzovaniem indeksov atmosferykh cirkulyatsiy* [Analysis of variability of monthly precipitation using atmospheric circulation indices] // *Bulletin of Chelyabinsk State Pedagogical University*. 2007. № 6. pp. 66–79. In Russian
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 104 p.
- Narozhny Yu.K. *Vneshnij massoobmen lednikov Aktru: metodika nablyudenij, tendentsii izmeneniya i klimaticheskaya obuslovlennost'* // *Tomsk State University Journal*. 2001. № 274. pp. 13–21. In Russian
- Nemirovskaya L.G., Klimov O.V. *Nekotorye rezul'taty issledovaniya izmenchivosti i ekstremal'nosti regional'nogo klimata (na primere izucheniya opredelennykh kharakteristik vlazhneniya) dlya yugo-vostoka Zapadnoy Sibiri* [Some results on regional climate variability and extremality (the case of certain moisture characteristics) for southeastern West Siberia] // *Interekspo Geo-Sibir'*. 2014. V. 4, № 2. pp. 112–116. In Russian
- Ogurtsov L.A., Cheredko N.N., Volkova M.A., Zhuravlev G.G. *Dinamika pokazateley ekstremal'nosti klimata na territorii Zapadnoy Sibiri* [Dynamics of climate extremes in Western Siberia] // *Atmospheric and oceanic optics*. 2016. V. 29, № 8. pp. 633–639. In Russian
- Guide to Climatological Practice (WMO-100). 2014. 154 p.
- Technical Regulations of WMO № 49, Volume I – General meteorological standards and recommended Practices (Secretariat of WMO, Geneva). 2019. 77 p.
- Shumihina A.V. *Dinamika rezhima osadkov v Udmurtskoy Respublike i ikh svyaz' s indeksami atmosferykh tsirkulyatsiy* [Precipitation pattern dynamics in the Udmurt Republic and its connection with atmospheric circulation index] // *Geographical bulletin*. 2017. № 1 (40). pp. 73–85. In Russian

- Benestad R.E., Haugen J.E. On complex extremes: Flood hazards and combined high spring–time precipitation and temperature in Norway // *Clim. Chang.* 2007. V. 85. pp. 381–406.
- Bevacqua E., Maraun D., Voudoukas M. I., Voukouvalas E., Vrac M., Mentaschi L., Widmann M. Higher probability of compound flooding from precipitation and storm surge in Europe under anthropogenic climate change // *Science Advances*. 2019. V. 5, № 9. pp. 1–7.
- Biasutti M., Seager R., Kirschbaum D.B. Landslides in West Coast metropolitan areas: the role of extreme weather events // *Weather and Climate Extremes*. 2016. V. 14. pp. 67–79.
- Zhou B., Xu Y., Wu J., Dong S., Shi Y. Changes in temperature and precipitation extreme indices over China: analysis of a high-resolution grid dataset // *Int. J. Climatol.* 2016. V. 36. pp. 1051–1066.
- Christidis N., Stott P.A. Attribution analyses of temperature extremes using a set of 16 indices // *Weather and Climate Extremes*. 2016. V. 14. pp. 24–35
- Climate change 2014: Impacts, adaptation, and vulnerability. Part B: Regional aspects // Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University press. 2014. p. 1322.
- Fischer E.M., Beyerle U., Knutti R. Robust spatially aggregated projections of climate extremes // *Nature Climate Change*. 2013. V. 3, № 12. pp. 1033–1038.
- Guidelines on analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation // Geneva. 2009. WCDMP-№ 72, WMO/TD-№ 1500.
- Halimatou T., Traore K., Kyei-Baffour N. Assessment of changing trends of daily precipitation and temperature extremes in Bamako and Ségou in Mali from 1961–2014 // *Weather and Climate Extremes*. 2017. V. 18. pp. 8–16.
- Hao Z., Singh V.P., Hao F. Compound extremes in hydroclimatology: a review. *Water*. 2018. 718 p.
- Heim R.R. An overview of weather and climate extremes – products and trends // *Weather Clim. Extrem.* 2015. V. 10. pp. 1–9.
- Ikeuchi H., Hirabayashi Yu., Yamazaki D., Muis S., Ward P.J., Winsemius H.C., Verlaan M., Kanae S. Compound simulation of fluvial floods and storm surges in a global coupled river-coast flood model: model development and its application to 2007 Cyclone Sidr in Bangladesh // *J. Adv. Model. Earth Syst.* 2017. V. 9. pp. 1847–1862
- Leng G., Tang A., Huang S., Zhanga X., Cao J. Assessments of joint hydrological extreme risks in a warming climate in China // *Int. J. Climatol.* 2016. V. 36. pp. 1632–1642.
- Ren F. M., Trewin B., Brunet M., Dushmanta P., Walter A., Baddour O., Korber M.A. Research progress review on regional extreme events // *Advances in Climate Change Research*. 2018. V. 9, № 3. pp. 161–169.
- Sanderson B. M., Xu Y., Tebaldi C., Wehner M., Neill B., Jahn A., Pendergrass A.G., Lehner F., et al. Community Climate Simulations to assess avoided impacts in 1.5°C and 2°C futures // *Earth System Dynamics Discussions*. 2017. V. 8. pp. 827–847.
- Schiermeier Q. Models hone picture of climate impacts // *Nature*. 2012. V. 482, № 7385. pp. 286.
- Sedlmeier K., Feldmann H., Schädlér G. Compound summer temperature and precipitation extremes over central Europe // *Theoretical and Applied Climatology*. 2017. V. 131. pp. 1–9.
- Seneviratne S. I., Nicholls N., Easterling D., Goodess C. M., Kanae S., Kossin J., Luo Y., Marengo J., et al. Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. In *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation* // Cambridge, UK, and New York, NY, USA: Cambridge University Press. 2012. pp. 109–230.
- Sillmann J., Kharin V. V., Zhang X., Zwiers F.W., Bronaugh D. Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 1. Model evaluation in the present climate // *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 2013. V. 118, № 4. pp. 1716–1733.
- Wahl T., Jain S., Bender J. et al. Increasing risk of compound flooding from storm surge and rainfall for major US cities // *Nature Clim Change*. 2015. V. 5. pp. 1093–1097.
- Wahl T., Plant N.G., Long J.W. Probabilistic assessment of erosion and flooding risk in the northern Gulf of Mexico // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2016. V. 121. pp. 3029–3043.
- Zhang X., Yang F. RClimDex (1.0) user manual, Climate Research Branch, Environment Canada. 2004. 23 p.

Author's:

Kuzhevskaja Irina V., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Meteorology and Climatology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: ivk@ggf.tsu.ru

Nechepurenko Olga E., Assistant, Department of Meteorology and Climatology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: o.e.nechepurenko@gmail.com

Chursin Vladislav V., Graduate student, Department of Meteorology and Climatology, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: skriptym@mail.ru

Hiroshi Matsuyama, Professor, Department of Geography, Tokyo Metropolitan University, Tokyo, Japan.

E-mail: matuyama@tmu.ac.jp

УДК 551.324 + 551.501.776

БИОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ РЕКРЕАЦИОННОГО ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД



В.В. Севастьянов, Е.С. Сапьян, Л.Б. Филандышева

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Горное рекреационное природопользование является важным научным и практическим направлением деятельности различных государств. Рассмотрены закономерности распределения классов погоды момента с высотой местности в условиях Алтае-Саянской горной страны в летний период. Предложена методика биоклиматической оценки горных территорий для рекреационной деятельности в условиях крайне редкой сети метеорологических станций.

Ключевые слова: биоклиматический потенциал, классы погоды, Алтай, Саяны, климатические показатели, рекреационные ресурсы.

Введение

В настоящее время активно развивается специфическое горное рекреационное природопользование, направленное на активный отдых, восстановление здоровья и сил людей. Это научное и практическое направление реализуется в различных государствах, на территориях которых располагаются горные регионы. В соответствии с определением, изложенном в Европейской хартии горных регионов и утвержденным Советом Европы, «горные регионы – это местности, где высота, рельеф и климат создают особые условия, влияющие на повседневную человеческую деятельность» [Селиверстов, 2002].

Более 40 % территории России составляют горные территории с высотой более 1 000 м над уровнем моря. Основные горные регионы России (Хибины, Кавказ, Урал, Алтай, Саяны, Кузнецкий Алатау, хребты Прибайкалья и Забайкалья, Дальнего Востока и др.) постепенно осваиваются туристско-рекреационной и спортивной сферами деятельности.

Алтае-Саянская горная область является одной из наиболее перспективных областей для развития рекреационного природопользования. При этом степень изученности эколого-климатических характеристик в горных районах недостаточная. Это связано, прежде всего, с малым количеством метеорологических станций в горах. Большинство станций находится в широких долинах и котловинах, поэтому основная часть горных территорий, особенно верхние уровни, оказываются совершенно неосвещенными в метеорологическом отношении, хотя необходимость в этом становится все более очевидной по многим причинам, включая туризм и рекреацию, развитие которых требует проведения оценки биоклиматического потенциала территории.

В ряде работ, посвященных исследованию закономерностей изменения биоклиматических условий в горах, использовались комплексные метеорологические показатели – классы погоды момента (КПМ). Эта классификация погоды наиболее полно отвечает требованиям, предъявляемым к биоклиматической оценке территорий [Русанов, 1973, 2004; Исаев, 2001; Сухова, Русанов, 2004; Трубина и др., 2010].

Изученные комплексные биоклиматические показатели позволяют с большой долей вероятности прогнозировать влияние горных климатов на тепловое состояние человека, на условия климатотерапии и климатопрофилактики, а также на рациональную организацию режима труда, быта и отдыха населения. Без такой биоклиматической основы, по нашему мнению, невозможно решение сложных эколого-климатических и социальных проблем.

Цель и задачи исследования

Целью исследования является необходимость выявления основных закономерностей изменения с высотой в горах биоклиматических показателей, связанных с теплообменом организма человека при различных видах деятельности. Эти показатели являются очень важными как для целей рекреации, так и для эффективной хозяйственной деятельности.

Для достижения цели необходимо было решить следующие задачи: 1) определить систему погодно-климатических показателей, наиболее полно отражающих влияние погоды на человека в горных условиях; 2) разработать способы определения специализированных биоклиматических показателей в условиях редкой сети метеорологических станций, а также методы представления этих данных в удобной форме для практического использования; 3) оценить изменение комплексного воздействия погоды и кли-

мата на организм человека в связи со сменой климатических условий в горах на основе многофакторного подхода и выбора оптимальных современных информационных методов.

Используемый материал и методика исследования

В качестве основных исходных материалов были использованы данные о структуре климата в погодах момента в горах Южной Сибири [Биоклиматический атлас..., 1977]. Для составления этого атласа взяты метеорологические наблюдения на 177 метеорологических станциях обширной территории Сибири и Дальнего Востока за период 1936–1960 гг. Ежедневные метеорологические данные были обработаны по специальной методике [Русанов, 1973]. По обработанным материалам были составлены таблицы повторяемости температуры воздуха в определенных градациях при различных сочетаниях влажности воздуха, скорости ветра и облачности. С помощью этих таблиц были выделены классы погоды момента, подсчитаны их повторяемости и построены климатограммы для всех станций.

Для характеристики биоклиматических условий Алтае-Саянской горной области были использованы данные на 23 метеорологических станциях. Все выбранные станции расположены между 50–55° с.ш. Сюда вошли как предгорные станции, так и расположенные в горах (табл. 1). Большинство метеорологических станций находятся в низкогорной части региона. Самой высокогорной является станция Кара-Тюрек, расположенная на отроге Катунского хребта, ее абсолютная высота равна 2 600 м.

Дополнительно были использованы материалы из справочников по климату СССР [Справочник по климату..., 1965–1970] и Научно-прикладным справочникам [Научно-прикладной справочник..., 1990–1993], данные из архивов ВНИИГМИ-МЦД (1936–2015), а также научные статьи и монографии [Русанов, 1973, 2004; Башалханова и др., 1989; Сухова, 2009; Луковская, Севастьянов, 2011].

Для практического использования характеристик биоклиматических показателей в пределах Алтае-Саянской горной области, где отсутствуют метеостанции, применены косвенные методы оценки по-

вторяемости различных классов и групп погоды. Для установления закономерностей изменения биоклиматических условий в горах использованы комплексные метеорологические показатели КПМ за 13 ч, которые характеризуют дневные погодные условия, когда пребывание людей на открытом воздухе наиболее вероятно.

Разработанная В.И. Русановым [1973] классификация погоды наиболее полно отвечает требованиям, предъявляемым к биоклиматической оценке территорий. Эти показатели отражают тепловое состояние человека и условия его теплообмена с окружающей средой. Экспертные оценки отмечают, что классы погоды момента можно считать наиболее оптимальными и физически обоснованными для комплексной оценки влияния погоды и климата на здоровье человека [Трубина и др., 2004, 2010].

Каждый класс погоды момента оценивает тепловое состояние человека и определяется строго ограниченными интервалами температуры и влажности воздуха, скорости ветра и нижней облачности (табл. 2).

Все классы погоды ограничены пятиградусными интервалами температуры воздуха. Характеристики относительной влажности воздуха разделены на четыре градации: 0–29, 30–59, 60–79 и ≥ 80 %. По скорости ветра на высоте флюгера выделено пять градаций: 0–1, 2–3, 4–7, 8–15 и ≥ 15 м/с. Количество облачности нижнего яруса разделено на две градации: 0–5 и 6–10 баллов (ясно и облачно соответственно). Деление метеорологических величин на соответствующие градации обосновано их физиологическим воздействием на человека [Русанов, 1973, 2004]. В табл. 2 приведены характеристики КПМ для теплого времени года с положительными температурами. Всего выделено семь классов погоды.

Особенностью летнего сезона в высокогорных районах является наличие в летние месяцы отдельных дней с отрицательными температурами воздуха в дневное время. Повторяемость таких дней с июня по август составляет от 13 до 17 %. Все эти случаи относятся условно к КПМ VI класса (резко холодно).

В табл. 3 приведены характеристики классов погоды момента с учетом напряжения систем терморегуляции (СНСТ), преобладающего теплоощущения человека и условия климатотерапии.

Таблица 1
Распределение количества горных метеорологических станций на различных высотных уровнях

Table 1

The number of mountain meteorological stations at different altitude levels

Показатель	Высота, м				Всего
	< 500	500–1 000	1000–1 500	> 1 500	
Количество метеорологических станций	9	6	4	4	23

Таблица 2

Классы погоды момента и группы погод при положительных температурах воздуха

Table 2

The moment weather classes and weather groups at air temperatures above zero

Нижняя облачность, баллы	Относительная влажность, %	Скорость ветра, м/с	Температура воздуха, °С							
			выше 35	30,0–34,9	25,0–29,9	20,0–24,9	15,0–19,9	10,0–14,9	5,0–9,9	0,0–4,9
0–5 (ясно)	0–29	0–1	I	I	II	III	III	IV	V	VI
		2–3	I	I	II	III	IV	V	VI	VI
		4–7	I	II	III	IV	IV	V	VI	VI
		8–15	I	II	III	IV	V	VI	VI	VI
	30–59	0–1	I	I	II	III	III	IV	V	VI
		2–3	I	I	II	III	IV	V	VI	VI
		4–7	I	II	III	IV	IV	V	VI	VI
		8–15	I	II	III	IV	V	VI	VI	VI
	60–79	0–1	VII	I	II	II	III	IV	V	VI
		2–3	VII	I	II	III	IV	V	VI	VI
		4–7	VII	II	III	IV	V	VI	VI	VI
		8–15	VII	II	III	IV	V	VI	VI	VI
	80–100	0–1	VII	VII	VII	VII	III	IV	V	VI
		2–3	VII	VII	VII	III	IV	V	VI	VI
		4–7	VII	VII	VII	IV	V	VI	VI	VI
		8–15	VII	VII	III	IV	V	VI	VI	VI
6–10 (облачно)	0–29	0–1	II	II	III	IV	IV	V	V	VI
		2–3	II	III	III	IV	V	V	VI	VI
		4–7	II	III	IV	IV	V	VI	VI	VI
		8–15	II	III	IV	IV	V	VI	VI	VI
	30–59	0–1	I	II	III	III	IV	V	V	VI
		2–3	I	II	III	IV	V	VI	VI	VI
		4–7	II	III	IV	IV	V	VI	VI	VI
		8–15	II	III	IV	V	V	VI	VI	VI
	60–79	0–1	VII	II	II	III	IV	V	V	VI
		2–3	VII	II	III	IV	V	VI	VI	VI
		4–7	VII	II	III	IV	V	VI	VI	VI
		8–15	VII	III	IV	V	VI	VI	VI	VI
	80–100	0–1	VII	VII	VII	III	IV	V	V	VI
		2–3	VII	VII	III	IV	V	VI	VI	VI
		4–7	VII	II	III	IV	V	VI	VI	VI
		8–15	VII	II	III	IV	V	VI	VI	VI

Примечание. I класс – жарко и сухо; II – тепло; III – комфортно; IV – умеренно холодно; V – холодно; VI – резко холодно; VII – жарко и влажно.

Note. I class – hot and dry; II – warm; III – comfortable; IV – moderately cold; V – cold; VI – sharply cold; VII – hot and humid.

Таблица 3

Степень напряжения системы терморегуляции человека и теплоощущение при разных классах погоды момента при положительной температуре воздуха [Русанов, 1981]

Table 3

The tension of the human thermoregulation system and heat perception at different classes of weather at air temperature above zero [Rusanov, 1981]

Показатель	Классы погоды момента						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
СНСТ	Сильное	Слабое и среднее	Минимальное	Слабое	Среднее	Сильное	Чрезмерное
Условия климатотерапии	Ограничены	Возможны все виды при строгом контроле	Все виды, при облачной погоде исключена гелиотерапия	Все виды в сочетании с физическими упражнениями	Возможно длительное пребывание на воздухе		Ограничены
Теплоощущения	Жарко и сухо	Тепло	Комфортно	Умеренно холодно	Холодно	Резко холодно	Жарко и влажно

Для оценки степени благоприятности климата для туристско-рекреационной деятельности в Алтае-Саянской горной области в качестве исходных были использованы климатограммы КПМ за летний период: июнь–август [Биоклиматический атлас..., 1977]. Оцифрованные исходные данные обрабатывались современными статистическими методами для выявления и моделирования закономерностей распределения КПМ в горных условиях. Проводился корреляционный и регрессионный анализ повторяемости различных КПМ, а также интегрированных групп погоды в зависимости от абсолютной высоты местности.

Результаты и обсуждение

Для пространственно-временной характеристики биоклиматических показателей для целей рекреации в Алтае-Саянской горной стране определены взаимные корреляционные зависимости повторяемостей КПМ от метеорологических величин и от абсолютной высоты местности.

Для биоклиматической характеристики условий в теплый период года выделено семь КПМ. Наиболее тесные корреляционные связи повторяемости некоторых КПМ наблюдаются с температурой воздуха и абсолютной высотой местности. В летний период года физически обоснована тесная зависимость температуры воздуха от высоты местности.

Выбор такого предиктора, как абсолютная высота местности, для оценки повторяемости КПМ позволяет оценить климато-рекреационные ресурсы горных территорий Сибири.

Следует отметить, что случаи дискомфорта жаркой и влажной погоды (КПМ VII) в условиях резко континентального климата Западной Сибири и тем более в горах в рассматриваемый период не отмечались.

Жаркая сухая погода (КПМ I) тоже является дискомфортной и бывает на Алтае и в Саянах относительно редким явлением. Такие погодные условия создаются в июле в предгорных и низкогорных районах (Бийск, Белокуриха, Чемал, Минусинск и др.). Все эти станции располагаются ниже 300–400 м. Повторяемость жарких сухих погод (КПМ I) в среднем не превышает 6–8 %, или 2–3 дня чаще всего в июле.

С увеличением высоты местности в горах наблюдается закономерное уменьшение повторяемости теплой погоды (КПМ II). В самом теплом месяце в июле такой класс погоды отмечается только до высоты 1 000–1 100 м. В низкогорных районах повторяемость КПМ II составляет 20–25 %. Коэффициент корреляции между КПМ II и абсолютной высотой равен 0,77 (табл. 4).

Повторяемость комфортной погоды (КПМ III) тоже быстро уменьшается с высотой. В июле такой класс погоды наблюдается до высоты 1 500–1 600 м. В предгорных районах ее повторяемость составляет 35–40 %. Коэффициент корреляции между КПМ III и высотой местности равен 0,79.

Повторяемость умеренно-холодной погоды (КПМ IV) и холодной погоды (КПМ V) от высоты местности меняется слабо. Коэффициенты корреляции статистически не значимы на уровне значимости $\alpha = 0,05$.

Повторяемость резко холодной погоды (КПМ VI) в июле резко увеличивается с высотой. Коэффициент корреляции между КПМ VI и высотой местности равен 0,83. Такие погоды летом формируются после прохождения холодных арктических атмосферных фронтов на высотах 200–300 м. Повторяемость таких погод с высотой возрастает. Например, их повторяемость в июле на высоте 2 600 м (Кара-Тюрек) достигает 60 %. Повторяемость резко холодной погоды достигает в июле 100% уже на высоте 3 500–3 600 м. В другие летние месяцы резко холодная погода может наблюдаться и на меньших абсолютных высотах.

В качестве примера на рис. 1 приведены графики корреляционной зависимости повторяемости КПМ II, КПМ III и КПМ VI от абсолютной высоты в самом теплом месяце (в июле).

Для трех летних месяцев были рассчитаны коэффициенты парной корреляции между повторяемостью КПМ и абсолютной высотой места. Физическое обоснование таких зависимостей объясняется тем, что в теплый период года повторяемость КПМ теснее всего связана с температурой воздуха [Луковская, Севастьянов, 2011], которая в свою очередь зависит от абсолютной высоты.

Результаты корреляционного и регрессионного анализа повторяемости КПМ и абсолютной высоты местности за все летние месяцы приведены в табл. 4.

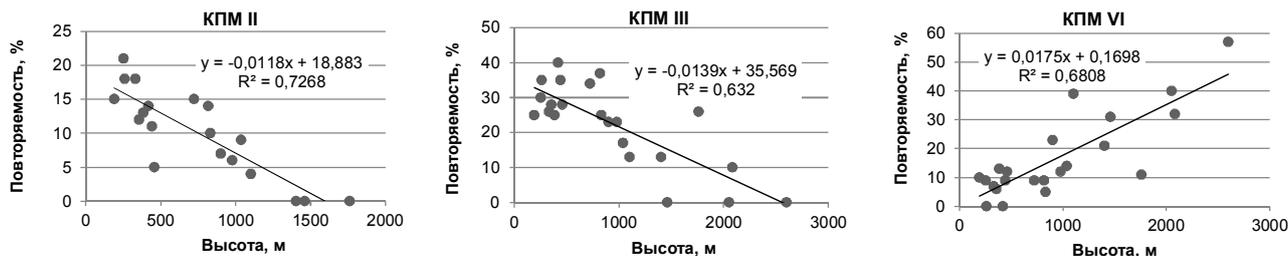


Рис. 1. Корреляционная зависимость повторяемости (%) КПМ II, КПМ III, КПМ VI от абсолютной высоты местности. Алтай, Саяны. Июль

Fig. 1. Correlation dependence of repeatability (%) of KPM II, KPM III, and KPM VI on the absolute height. Altai, Sayans. July

Таблица 4

Уравнения регрессии зависимости повторяемости (%) классов погоды $P_{КПМ II}$, $P_{КПМ III}$, $P_{КПМ VI}$ от абсолютной высоты местности и их статистические характеристики

Table 4

Regression equations of repeatability (%) of weather classes $P_{КПМ II}$, $P_{КПМ III}$, $P_{КПМ VI}$ dependence on the absolute altitude and their statistical characteristics

Месяц	Уравнение регрессии	$R \pm m$	R^2	F	Значимость уравнения при $\alpha = 0,05$
Июнь	$P_{КПМ II} = -0,0057 \cdot h + 11,9$	$-0,82 \pm 0,12$	0,6803	44,7	Значимо
	$P_{КПМ III} = -0,0107 \cdot h + 26,9$	$-0,74 \pm 0,15$	0,5542	26,1	Значимо
	$P_{КПМ VI} = 0,0226 \cdot h + 7,3$	$0,86 \pm 0,11$	0,7445	61,2	Значимо
Июль	$P_{КПМ II} = -0,011 \cdot h + 20,0$	$-0,85 \pm 0,12$	0,7268	35,7	Значимо
	$P_{КПМ III} = -0,014 \cdot h + 36,1$	$-0,79 \pm 0,13$	0,6316	36,0	Значимо
	$P_{КПМ VI} = 0,017 \cdot h + 0,2$	$0,83 \pm 0,12$	0,6808	43,4	Значимо
Август	$P_{КПМ II} = -0,0101 \cdot h + 21,8$	$-0,79 \pm 0,13$	0,6303	35,8	Значимо
	$P_{КПМ III} = -0,0128 \cdot h + 36,7$	$-0,76 \pm 0,14$	0,585	29,6	Значимо
	$P_{КПМ VI} = 0,0136 \cdot h - 4,7$	$0,82 \pm 0,12$	0,6753	43,7	Значимо

Примечание. h – высота, м; R – коэффициент корреляции; m – погрешность коэффициента корреляции; R^2 – коэффициент детерминации; F – критерий Фишера.

Note. h – altitude, m; R – the correlation coefficient, m – correlation coefficient error, R^2 – the coefficient of determination; F – Fisher's criterion.

Теснота корреляционной связи между повторяемостью КПМ и абсолютной высотой во все летние месяцы оказалась достаточно высокой (коэффициент корреляции находится в пределах 0,74–0,86). Значимость парных коэффициентов корреляции между повторяемостью КПМ II, КПМ III и КПМ VI и высотой была оценена сравнением рассчитанных коэффициентов корреляции с табличными критическими значениями по критерию Стьюдента [Исаев, 1988]. Все коэффициенты корреляции статистически значимы при уровне значимости $\alpha = 0,05$.

Коэффициент детерминации R^2 показывает, что до 60–70 % вариаций повторяемостей КПМ объясняется изменением высоты местности, которая в свою очередь в большой степени определяет температурный режим.

Дисперсионный анализ с использованием F-критерия Фишера показал, что полученные уравнения тоже являются значимыми (достоверными) при уровне значимости $\alpha = 0,05$, или 5%.

Для практического использования показателей рекреационного природопользования целесообразно использовать интегральные оценки погоды.

Для интегральной оценки климаторекреационных ресурсов при положительных температурах в летний период вместо семи КПМ используются четыре группы погод: оптимальные (ОП), удовлетворительные (УП), неудовлетворительные (НУП) и крайне неудовлетворительные (КНУП) [Башалханова и др., 1989].

В группу ОП входят КПМ II, КПМ III и КПМ IV. Для них характерны погоды малооблачные, сопровождающиеся минимальным или средним напряжением систем терморегуляции человека.

Оптимальные погоды хорошо переносятся на открытом воздухе здоровыми и больными людьми, позволяют проводить туристические походы, прогулки, климатотерапию. Работы на открытом воздухе ведутся без ограничения.

Удовлетворительные погоды объединяют малооблачные и ясные погоды КПМ V и КПМ VI. Степень функционального напряжения систем терморегуляции средняя и сильная. Эти погоды не вызывают дискомфорта, позволяют проводить туристические походы и работы на открытом воздухе.

Неудовлетворительные погоды включают все облачные погоды от КПМ II до КПМ VI. Влияние значительной облачности для оценки условий отдыха и работы значительно сложнее из-за воздействия на тепловое состояние человека и влияния различных атмосферных явлений, которые приводят к появлению дискомфорта у здоровых людей, а у больных могут вызывать нарушения состояния здоровья (обострение некоторых хронических заболеваний, метеопатии).

Группа крайне неудовлетворительных погод характеризует степень напряжения систем терморегуляции как сильную и чрезмерную. В нее отнесены КПМ I, КПМ VII и КПМ XIII.

В свою очередь предложенные четыре интегрированные группы погоды для целей горного рекреационного природопользования могут быть еще объединены. Так, ОП и УП могут быть объединены в группу благоприятных погод (БП), по крайней мере, для рекреационного природопользования в горах.

К неблагоприятным погодам (НБП) относятся НУП и КНУП.

Таким образом, предложенные интегрированные группы погоды характеризуют степень функционального напряжения систем терморегуляции организма человека, и поэтому лучшим образом отражают их пригодность как для организации лечебно-оздоровительной, так и туристско-рекреационной деятельности. Их соотношение приведено в табл. 5.

Для горных районов, где нет метеорологических станций или не была произведена ранее оценка повторяемостей КПМ, возможно использование косвенных способов определения повторяемостей интегральных групп погод.

Применение косвенных методов, основанных на корреляционных зависимостях повторяемости групп погод от средних месячных значений метеорологических показателей, которые используются для характеристики КПМ, показано в работе [Луковская, Севастьянов, 2011]. Средние месячные значения температуры воздуха, скорости ветра, относительной влажности могут быть получены расчетными способами [Севастьянов, 1998, 2009].

В табл. 6 для примера показана теснота корреляционной связи между повторяемостью дней с ОП и средними месячными метеорологическими величинами и абсолютной высотой местности.

Из корреляционной матрицы следует, что наибольшая теснота связи числа дней с ОП отмечается со средней месячной температурой воздуха.

В теплый период такая же статистически значимая корреляционная зависимость отмечается между средней месячной температурой воздуха и абсолютной высотой местности. Именно абсолютная высота местности и, следовательно, температура воздуха летом являются главным лимитирующим фактором процессов теплообмена при различных группах погоды.

Высокая теснота связи повторяемости групп погоды от абсолютной высоты места (табл. 6) позволяет в летние месяцы использовать ее в качестве предиктора для определения числа дней с разными группами погоды.

При этом отмечается высокая степень корреляционной зависимости между числом дней с ОП и абсолютной высотой местности. Этот факт позволил использовать зависимости групп погоды от высоты местности для анализа их закономерностей в горных районах. Статистический анализ (коэффициент детерминации R^2) показал, что число дней с ОП определяется высотой местности с вероятностью более 66 %. Другие климатические показатели и географические факторы климата влияют значительно в меньшей степени. Корреляционные зависимости числа дней с группами погоды от абсолютной высоты местности показаны на рис. 2.

Уравнения линейной регрессии числа дней с разными группами погоды и их статистические характеристики приведены в табл. 7.

Таблица 5

Интегральная характеристика классов погоды момента в летний период [Башалханова и др., 1989]

Table 5

Integral characteristic of the moment weather classes in the summer period [Bashalkhanova et al., 1989]

Группы погоды		Класс погоды момента
Благоприятные погоды	Оптимальные Удовлетворительные	II, III, IV – все погоды с облачностью 0–5 баллов V, VI – с облачностью 0–5 баллов
Неблагоприятные погоды	Неудовлетворительные Крайне неудовлетворительные	II, III, IV, V, VI – погоды с облачностью 6–10 баллов I, VII, XIII – ясные и облачные погоды

Таблица 6

Парные коэффициенты корреляции между числом дней с оптимальной погодой ($N_{оп}$), температурой воздуха (T , °C), абсолютной высотой местности (h , м), относительной влажностью (F , %), скоростью ветра (V , м/с). Июнь

Table 6

Paired correlation coefficients between the number of days with optimal weather ($N_{оп}$), air temperature (T , °C), the absolute height (h , m), relative humidity (F , %), wind speed (V , m/s). June

	$N_{оп}$	T , °C	F , %	V , м/с
$N_{оп}$	1			
T , °C	0,90	1		
F , %	-0,21	-0,33	1	
V , м/с	-0,38	-0,21	-0,21	1
h , м	-0,80	-0,90	-0,04	0,26

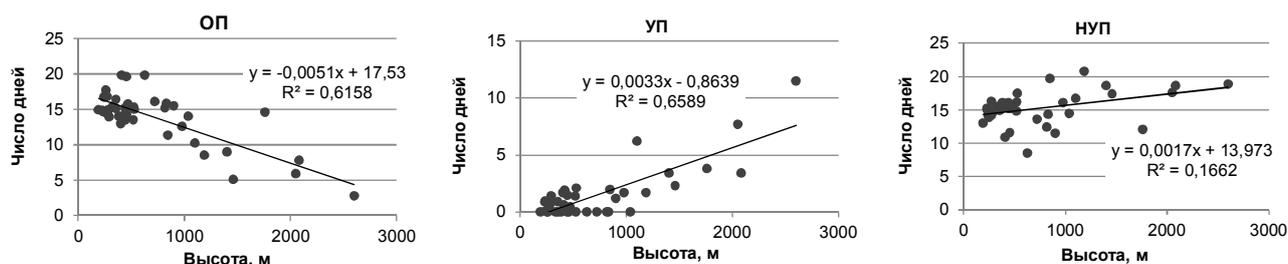


Рис. 2. Зависимость числа дней с оптимальной (ОП), удовлетворительной (УП) и неудовлетворительной погодой (НУП) от высоты местности

Fig. 2. The number of days with optimal, satisfactory and unsatisfactory weather dependence on the terrain height

Таблица 7

Регрессионная зависимость числа дней с интегральными группами погод от абсолютной высоты местности

Table 7

Regression dependence of the number of days with integral weather groups on the absolute altitude of the terrain

Месяц	Группы погоды	Уравнение регрессии	$R \pm m$	R^2	F	Значимость уравнения ($\alpha = 0,05$)
Июнь	Оптимальные	$N_{оп} = -0,0048 \cdot h + 15,75$	$0,81 \pm 0,09$	0,65	76,7	Значимо
	Удовлетворительные	$N_{уп} = 0,0033 \cdot h + 1,515$	$0,75 \pm 0,10$	0,56	55,1	Значимо
	Неудовлетворительные	$N_{нуп} = 0,0015 \cdot h + 12,74$	$0,45 \pm 0,15$	0,20	6,1	Значимо
Июль	Оптимальные	$N_{оп} = -0,0051 \cdot h + 17,53$	$0,79 \pm 0,10$	0,62	56,0	Значимо
	Удовлетворительные	$N_{уп} = 0,0033 \cdot h - 0,8639$	$0,81 \pm 0,09$	0,66	76,2	Значимо
	Неудовлетворительные	$N_{нуп} = 0,0018 \cdot h + 14,34$	$0,44 \pm 0,14$	0,19	12,5	Значимо
Август	Оптимальные	$N_{оп} = -0,0041 \cdot h + 17,1$	$0,66 \pm 0,12$	0,43	27,8	Значимо
	Удовлетворительные	$N_{уп} = 0,0024 \cdot h + 0,03$	$0,72 \pm 0,13$	0,52	42,9	Значимо
	Неудовлетворительные	$N_{нуп} = 0,0017 \cdot h + 14,0$	$0,41 \pm 0,15$	0,17	6,8	Значимо

Примечания. h – высота, м; R – коэффициент корреляции, m – погрешность коэффициента корреляции, R^2 – коэффициент детерминации; F – критерий Фишера.

Note. h – altitude, m; R – the correlation coefficient, m – correlation coefficient error, R^2 – the coefficient of determination; F – Fisher's criterion.

Приведем общие закономерности изменения с высотой числа дней с различными интегральными группами погоды в летние месяцы. Следует отметить, что в разные месяцы изменение числа дней с группами погод на единицу высоты (вертикальных градиентов) остается практически постоянным. В уравнениях регрессии (табл. 7) коэффициент при h показывает, как меняется число дней с группой погоды при изменении высоты на один метр. Знак «минус» показывает, что количество дней с высотой уменьшается, а знак «плюс» показывает их увеличение. Устойчивость коэффициентов уравнений регрессии подчеркивает их высокую степень достоверности. Анализ уравнений регрессии показал, что стандартная погрешность определения числа дней с группами погод не превышает 1–2 дня.

В летний период с июня по август число дней с ОП уменьшается на один день при увеличении высоты местности на 200 м. Коэффициент корреляции составляет 0,80. Повторяемость ОП составляет 15–16 дней на высоте 200–300 м в предгорьях и умень-

шается до 2–3 дней на высоте 2 600–2 800 м. Такие погоды хорошо переносятся на открытом воздухе здоровыми и больными людьми.

К дням с УП относятся случаи с КПМ V и КПМ VI (холодно и резко холодно соответственно) при ясной погоде. В предгорьях такие условия возникают после прохождения холодных атмосферных фронтов. Число дней с УП увеличивается с высотой. Рост числа дней с УП на один день отмечается с увеличением высоты на 300 м. В высокогорных районах дней с теплыми и комфортными погодами практически не бывает. Коэффициент корреляции между числом дней с УП и высотой равен 0,76. В низкогорных районах число таких дней невелико, так как летом воздух после прохождения холодных атмосферных фронтов быстро прогревается. Число дней с УП в низкогорных районах составляет 3–4 случая за месяц, но на больших высотах бывает более 10 дней. УП, как правило, не вызывают дискомфортных теплоощущений у отдыхающих в одежде по сезону. Климатолечение назначается в

сочетании с двигательным режимом. При такой погоде проводятся спортивные мероприятия на воздухе, в том числе ближний и дальний туризм. Степень функционального напряжения систем терморегуляции средняя и сильная.

Число дней с НУП тоже увеличивается с высотой. Однако их зависимость от высоты места выражена слабее. Число пасмурных дней в предгорных районах изменяется от 10 до 18 дней в месяц. На больших высотах число пасмурных дней изменяется в пределах 15–18 дней. Увеличение НУП на один день за месяц отмечается при увеличении высоты местности на 500 м.

Крайне неудовлетворительные погоды – экстремальные погоды, степень напряжения терморегуляции организма человека сильная и чрезмерная. К ним отнесены КПМ I, КПМ VII и КПМ XIII. К КПМ XIII относятся все типы погоды при положительной температуре воздуха и при скорости ветра более 15 м/с. При таких погодных условиях исключается проведение на воздухе всех лечебных процедур и спортивных мероприятий.

Для туристско-рекреационных целей в горных условиях, в отличие от санаторно-курортных, целесообразно выделить две группы погод: БП и НБП (см. табл. 5).

Так, к благоприятным погодам для туристических целей отнесены ОП и УП группы погоды. При путешествиях летом при ясной погоде по мере увеличения высоты в горах естественно понижается температура воздуха, но дополнительная современная экипировка может сохранять среднее или минимальное напряжение системы терморегуляции путешественников.

Неблагоприятные погоды объединяют НУП и КНУП. В пределах Алтае-Саянской горной страны из числа КНУП лишь изредка (1–2 дня) отмечается КПМ I (жарко и сухо) и только в низкогорной зоне. В этом случае наблюдается дискомфорт в любой одежде, и человек испытывает сильную степень напряжения систем терморегуляции. Следует учесть, что жаркие и влажные погоды (КПМ VII) и погоды с сильным ветром (КПМ XIII) в горах летом не наблюдались. Таким образом, днями с неблагоприятными погодными считаются дни НУП с облачной погодой (6–10 баллов).

Особое внимание следует обратить на изменение повторяемости дней с НУП с высотой. Облачная погода кроме воздействия на тепловое состояние человека может создавать комплекс условно рефлекторных и метеотропных реакций. На человека могут оказывать угнетающее действие звуки дождя, грозовых разрядов, сильного ветра, колебания атмосферного давления, изменение напряженности электрического поля и другие явления. НУП приводят к появлению дискомфортных ощущений у здоровых лю-

дей, а у больных могут вызвать метеопатию и обострение хронических заболеваний.

Заметим, что для здоровых, спортивных людей не все погоды с количеством нижней облачности более 5 баллов являются на самом деле неудовлетворительными. Это может быть погода, например, комфортной по тепловому режиму (КПМ III, КПМ IV), с облачностью 6–8 баллов. Неблагоприятное влияние оказывает на человека лишь погода с осадками. Классификация погоды момента не отражает непосредственно тепловое состояние человека в дождливые дни. Примем условно, что дождливые дни с осадками 1 мм и более за сутки являются неблагоприятными для рекреационной деятельности. Проанализируем пространственное распределение повторяемостей таких дней.

В летние месяцы определялась зависимость между числом дней с облачной погодой (НУП) и числом дождливых дней на 24 горных метеорологических станциях (см. табл. 8). Наблюдаются тесные корреляционные связи между количеством дней с осадками не менее 1 мм и повторяемостью НУП (классов с облачной погодой). Примерно такая же теснота аналогичных корреляционных связей отмечена в летние месяцы в других ландшафтных зонах равнинной части Западной Сибири [Русанов, 1973, с. 50].

По приведенным в табл. 8 уравнениям регрессии выполнены расчеты среднего числа дней с осадками в летние месяцы и количества дней без осадков при облачной погоде. Они представлены в табл. 9.

При определении количества дней с НБП для целей рекреации и туризма следует учитывать, что к ним можно относить лишь дни с осадками 1 мм и более. Дни с НУП, но без осадков вполне можно отнести к группе удовлетворительных погод.

Из анализа табл. 10 следует, что с ростом повторяемости дней с НУП увеличивается число дней с осадками. Заметим, что в низкогорных районах до высоты 500–600 м неудовлетворительные погоды (НУП) бывают при КПМ III, КПМ IV, КПМ V, КПМ VI. В горных районах выше 1 500 м НУП бывают в основном при КПМ V и КПМ VI (холодных и резко холодных соответственно).

Таким образом, из числа дней с НУП в разные летние месяцы от 2 до 6 дней еще могут считаться относительно благоприятными для различных видов рекреационной деятельности, кроме приема солнечных ванн.

Можно с большой вероятностью предположить, что в половине случаев осадки выпадают в ночное время. Это можно объяснить тем, что большая нижняя облачность, выпадение осадков в горах связаны с прохождением атмосферных фронтов и не связаны со временем суток. При ночном выпадении осадков днем вполне можно проводить различные мероприятия. Поэтому с уверенностью можно считать, что

число дней с неблагоприятной погодой для рекреационного природопользования еще меньше на 2–3 дня.

В качестве примера в табл. 10 приведены количественные характеристики повторяемости групп погоды в днях на нескольких метеорологических станциях на Алтае. Станция Белокуриха расположена на территории широкоизвестной общероссийской курортно-оздоровительной здравницы в северных предгорьях Алтая. Станция Чемал находится в меридионально ориентированной части долины р. Катунь с мягким благоприятным климатом, благодаря часто повторяющимся фоновым ветрам. Эта местность широко известна и чрезвычайно популярна среди рекреантов не только сибирского региона но и сопредельных территорий. Это один из наиболее посещаемых туристами регион Республики Алтай.

Остальные метеорологические станции расположены в центральной части Республики Алтай. Станция Онгудай находится в Урскульской котловине, станция Кош-Агач – в высокогорной обширной Чуйской котловине в южной части Республики Горный Алтай вблизи монгольской границы. Чуйская котловина известна засушливым климатом, максимальной продолжительностью солнечного сияния и, соответственно, максимальными величинами прихода солнечной радиации.

Станция Кара-Тюрек расположена в отрогах Катунского хребта близ вершины Белуха. Эта станция является самой высокогорной в России.

Из анализа табл. 10 следует, что в предгорных районах наиболее часто повторяются дни с ОП в июле. В горных районах наблюдается тенденция увеличения дней с ОП от июня к августу. Это связано с общей тенденцией уменьшения облачности к концу летнего периода. Повторяемость дней с ОП быстро убывает с высотой местности.

Удовлетворительные погоды бывают не очень часто в низкогорных районах и только при вторжениях арктических воздушных масс. Их повторяемость резко возрастает с высотой местности.

Неудовлетворительная погода в горах, с точки зрения медицинской климатологии, повторяется достаточно часто, примерно в половине дней летнего периода.

Для целей рекреационного природопользования в горах более подходит деление интегральных групп погоды на благоприятные и неблагоприятные. Напомним, что к НБП относятся дни с выпадением осадков общей суммой более 1 мм за сутки. В табл. 11 приведено число дней с БП и НБП по тем же метеорологическим станциям.

Общее за летний сезон число дней с БП в среднем составляет 60–70 дней. В высокогорных районах их количество уменьшается незначительно. Причем в межгорных котловинах (Кош-Агач) число дней с БП больше, чем в низкогорных районах (Белокури-

ха, Чемал) за счет увеличения числа дней с малооблачной погодой.

Эти показатели количественно подтверждают значительные климато-рекреационные ресурсы Алтае-Саянской горной страны.

За последние десятилетия большое внимание было привлечено к глобальному потеплению климата. Не остались без внимания показатели изменения климата и в горных регионах Сибири. В многочисленных публикациях об изменении температуры воздуха в Горном Алтае отмечается, что наиболее значительный рост средней годовой температуры (на 1,5–1,9 °С) наблюдается в межгорных котловинах. При этом темпы роста температуры заметно выше в холодный период года и ниже в летние месяцы [Шерстюков, 2009; Харламова, 2012; Севастьянов, 2019].

Изменение в термическом режиме в сторону потепления сказалось на временных характеристиках (датах начала, конца и продолжительности) таких важных климаторекреационных периодах внутри годового цикла, как холодно-снежная часть годового цикла [Рутковская, 1979], гляциальный период [Ревякин, Плотникова, 1978] и вегетационная часть годового цикла. Холодно-снежная часть годового цикла – это период времени за год со среднесуточными температурами воздуха устойчиво ниже 0 °С. Вегетационная часть годового цикла – это период времени со среднесуточными температурами воздуха 0 °С и выше.

Для станции Кош-Агач был проведен сравнительный анализ динамики временных характеристик указанных структур и основных сезонов (зимнего и летнего) за три периода: 1) с 1936 по 1970 г.; 2) с 1971 по 2006 г.; 3) с 2001 по 2015 г. В результате выяснилось, что дата начала холодно-снежной части годового цикла сместилась на более поздний срок (с 5 октября на 10 октября), а конца – на более ранний (с 17 апреля на 11 апреля). В результате его продолжительность уменьшилась со 196 до 185 дней, соответственно увеличилась продолжительность вегетационной части годового цикла со 170 до 181 дня.

Изменения во временных характеристиках зимнего сезона (периода времени с устойчивыми морозами и устойчивым снежным покровом) от первого к третьему периоду оказались следующими – начало стало наступать на три дня позднее (25 октября), конец – на шесть дней раньше (21 марта), на 10 дней уменьшилась его продолжительность (до 145 дней).

Еще более заметные изменения временных показателей по сравнению с зимним сезоном наблюдаются в летний сезон (период времени со среднесуточными температурами воздуха +10 °С и выше. Так, его продолжительность к третьему периоду увеличилась на 18 дней по сравнению с первым (с 83 до 101 дня), что произошло как за счет более раннего

начала (29 мая против 1 июня), так и более позднего окончания (6 сентября против 25 августа).

Очень важным является вопрос о влиянии современных изменений климата на экологию человека за период после 1960-х гг. по настоящее время. Основные материалы для классификации по классам погоды бы-

ли выполнены за длительный период с относительно устойчивыми характеристиками климата. На примере отдельных горных метеорологических станций в Горном Алтае покажем современную динамику температуры в летний период за 1961–2010 гг. (см. табл. 12).

Таблица 8
Связь между числом дней с осадками 1 мм и более (N) и числом дней с неудовлетворительной погодой (НУП)

Table 8
Relationship between the number of days with precipitation of 1 mm or more (N) and the number of days with unsatisfactory weather

Месяц	Уравнение регрессии	R	R ²	F	Значимость уравнения ($\alpha = 0,05$)
Июнь	$N = 0,98* \text{НУП} - 3,2$	$0,62 \pm 0,17$	0,3866	13,9	Значимо
Июль	$N = 0,86* \text{НУП} - 1,9$	$0,59 \pm 0,17$	0,3434	11,5	Значимо
Август	$N = 0,66* \text{НУП} + 0,9$	$0,60 \pm 0,17$	0,3564	12,2	Значимо

Примечания: N – число дней с осадками 1 мм и более; НУП – среднее число дней с неудовлетворительной погодой; R – коэффициент корреляции; R² – коэффициент детерминации; F – критерий Фишера.

Note: N – the number of days with precipitation of 1 mm or more; NUP – the average number of days with unsatisfactory weather; R – the correlation coefficient; R² – the coefficient of determination; F – Fisher's criterion.

Таблица 9
Соотношение между числом дней с облачной погодой (6–10 баллов) в 13 ч, числом дней с осадками 1 мм и более и дней без осадков. Алтай-Саянская горная страна

Table 9
The ratio between the number of days with cloudy weather (6–10 points) in 13 hours, the number of days with precipitation of 1 mm or more, and days without precipitation. Altai-Sayan mountain country

Число дней с облачной погодой (6–10 баллов) за месяц	Июнь		Июль		Август	
	Число дней с осадками	Число дней без осадков	Число дней с осадками	Число дней без осадков	Число дней с осадками	Число дней без осадков
6	3,3	2,7	3,2	2,8	4,8	1,2
7	3,6	3,4	4,1	2,9	5,5	1,5
8	4,6	3,4	5,0	3,0	6,1	1,9
9	5,6	3,4	5,8	3,2	6,8	2,2
10	6,6	3,4	6,7	3,3	7,5	2,5
11	7,5	3,5	7,5	3,5	8,1	2,9
12	8,5	3,5	8,4	3,6	8,8	3,2
13	9,5	3,5	9,3	3,7	9,4	3,6
14	10,5	3,5	10,1	3,9	10,1	3,9
15	11,4	3,6	11,0	4,0	10,8	4,2
16	12,4	3,6	11,9	4,1	11,4	4,6
17	13,4	3,6	12,7	4,3	12,1	4,9
18	14,4	3,6	13,6	4,4	12,7	5,3
19	15,3	3,7	14,5	4,5	13,4	5,6
20	16,3	3,7	15,3	4,7	14,1	5,9
21	17,3	3,7	16,2	4,8	14,7	6,3
22	18,3	3,7	17,0	5,0	15,4	6,6

Таблица 10

Количество дней с различными группами погоды для медицинских целей в летний период

Table 10

The number of days with different weather groups for medical purposes in the summer period

Станция, высота, м	Июнь			Июль			Август			Сезон (июнь–август)		
	Оптимальные	Удовлетворительные	Неудовлетворительные	Оптимальные	Удовлетворительные	Неудовлетворительные	Оптимальные	Удовлетворительные	Неудовлетворительные	Оптимальные	Удовлетворительные	Неудовлетворительные
Белокуриха, 260	14,1	1,8	14,1	17,7	0,0	13,3	16,7	0,0	14,3	48,5	1,8	41,7
Чемал, 418	11,4	2,1	16,2	14,0	1,9	15,1	15,2	0,0	15,8	40,6	4,3	47,1
Онгудай, 830	13,8	2,1	14,1	15,8	0,0	15,2	16,7	0,0	14,3	46,3	2,1	43,6
Кош-Агач, 1 760	10,3	7,0	12,7	14,6	3,8	12,6	16,4	2,5	12,1	41,3	13,3	37,4
Кара-Тюрек, 2 600	2,3	10,4	17,3	2,8	11,5	16,7	3,1	9,0	18,9	8,2	30,9	52,9

Таблица 11

Количество дней с благоприятными и неблагоприятными группами погоды для рекреационного природопользования в летний период

Table 11

The number of days with favorable and unfavorable weather groups for recreational nature use in the summer period

Станция, высота, м	Июнь		Июль		Август		Сезон (июнь–август)	
	Благоприятные	Неблагоприятные	Благоприятные	Неблагоприятные	Благоприятные	Неблагоприятные	Благоприятные	Неблагоприятные
Белокуриха, 260	21,6	8,4	23,8	7,2	22,9	8,1	68,3	23,7
Чемал, 418	21,1	8,9	23,6	7,4	23,3	7,7	58,0	24,0
Онгудай, 830	23,1	6,9	23,5	7,5	24,4	6,6	71,0	21,0
Кош-Агач, 1 760	25,5	4,5	26,8	4,2	26,9	4,1	79,2	12,8
Кара-Тюрек, 2 600	18,4	11,6	20,7	10,3	19,7	11,3	58,8	33,2

Таблица 12

Коэффициенты наклона линии тренда средних месячных температур воздуха (K, °C/10 лет) и повышение температуры за период 1961–2018 гг. (ΔT, °C)

Table 12

The trend line slope coefficients of average monthly air temperatures (K, °C/10 years) and temperature increase for the period 1961–2018 (ΔT, °C)

Станция, высота, м	Характеристика	Июнь	Июль	Август	Среднее за сезон
Усть-Кан, 1 037	K, °C/10 лет	0,10	0,34	0,28	0,24
	ΔT, °C	0,5	1,7	1,4	1,2
Кош-Агач, 1 760	K, °C/10 лет	0,27	0,38	0,27	0,31
	ΔT, °C	1,4	1,9	1,3	1,5

Темпы повышения температуры воздуха в различных орографических условиях и на разных высотных уровнях изменяются в пределах 0,10–0,38 °C/10 лет. По данным многочисленных публикаций об изменении температуры воздуха в горах [Севастьянов, 1998, 2009, 2019; Харламова, 2012], наиболее значительный рост средней летней температуры воздуха наблюдался в межгорных котловинах на 1,2–1,5 °C.

Повышение температуры воздуха в теплый период года может способствовать повышению доли

комфортных погод. За предшествующий полувековой период в летний период значения средних месячных температур повысились на 1,2 °C. В высокогорной Чуйской котловине (с хорошо выраженным котловинным эффектом) на станции Кош-Агач температура повысилась на 1,5 °C.

Повышение средних месячных температур воздуха на такие значения может привести к увеличению числа дней с ОП не более чем на один день в месяц. Для изменения числа дней с УП на один день необходимо изменение средних температур не менее чем на 3 °C.

Таким образом, влияние современных изменений температурного режима оказывает воздействие на количество дней с разными группами погоды лишь в пределах статистических погрешностей. Поэтому можно отметить, что современные колебания температурного режима пока еще не оказывают существенного воздействия на биоклиматические показатели, влияющие на теплоощущение человека.

Анализ изменений климатического режима и его прогноз на ближайшее будущее показал, что изменение биотермических условий находится в пределах привычных для человека колебаний и не окажет заметного влияния на его здоровье и хозяйственную деятельность.

Выводы

1. В горных регионах физико-географические факторы климата, в частности абсолютная высота и формы рельефа местности, создают особые климатические условия, влияющие на человеческую деятельность. Эффективное использование климатических ресурсов в горных районах Сибири, в частности рекреационное природопользование, должно опираться на современные комплексные эколого-климатические показатели, учитывающие изменения климата с высотой.

2. Для оценки воздействия климата на тепловое состояние человека в горах в качестве основных показателей использованы повторяемости классов погоды момента и интегральные группы погоды. Эти комплексные биоклиматические показатели позволяют наиболее объективно оценивать влияние горных климатов на тепловое состояние человека, рекреационные условия, а также на эффективную организацию режима труда и отдыха населения. Для

характеристики биоклимата в горных районах в условиях крайне редкой сети метеорологических станций использованы косвенные методы с использованием фактора абсолютной высоты местности.

3. По результатам пространственно-временного исследования повторяемости КПМ в пределах Алтае-Саянской горной области получены статистически достоверные эколого-климатические показатели климата на различных высотных уровнях для теплого периода года. Эти характеристики могут быть использованы как для курортно-оздоровительных целей, так и для рекреационного природопользования. Показана средняя многолетняя повторяемость различных КПМ, интегральных групп благоприятных и неблагоприятных погод для различных целей до больших высотных уровней в сравнении с общепризнанными курортно-рекреационными центрами, такими как Белокуриха, Чемал, и другими лечебно-оздоровительными местностями.

4. В местностях с отчетливо выраженными микроклиматическими особенностями (озера, долины с частыми фоновыми явлениями, ледники и др.) целесообразно проводить специализированные микроклиматические наблюдения с привязкой к ближайшим сетевым метеорологическим станциям, расположенным в сходных орографических условиях. Такие наблюдения помогут уточнить местные особенности биоклиматических характеристик горных местностей.

5. Современные изменения климатических условий имеют тенденцию к увеличению степени комфортности биоклиматических характеристик, однако эти изменения в числе дней с благоприятной погодой (по крайней мере) в летний период пока еще не являются статистически значимыми и находятся ниже критерия статистической достоверности.

ЛИТЕРАТУРА

- Башалханова Л.Б., Буфал В.В., Русанов В.И.** Климатические условия освоения котловин Южной Сибири. Новосибирск : Наука СО РАН, 1989. 158 с.
- Биоклиматический атлас Сибири и Дальнего Востока / В.И. Русанов и др.** Томск, 1988. 106 с.
- Исаев А. А.** Статистика в метеорологии и климатологии. М. : Изд-во Моск. ун-та, 1988. 245 с.
- Исаев А.А.** Экологическая климатология. М. : Научный мир, 2001. 458 с.
- Луковская И.А., Севастьянов В.В.** Кузнецко-Салаирская область. Климато-рекреационные ресурсы. Berlin ; Leipzig : LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co.KG, 2011. 200 с.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Ч. 1–6.** СПб. : Гидрометеиздат, 1990–1993. Вып. 18. С. 20–23.
- Ревякин В.С., Плотнокова Л.А.** Структура гляциального периода в горноледниковых бассейнах Алтая // Вопросы географии Сибири. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1978. Вып. 9. С. 48–63.
- Русанов В.И.** Комплексные метеорологические показатели и методы оценки климата для медицинских целей. Томск : Изд-во Том. гос. ун-та, 1981. 88 с.
- Русанов В.И.** Методы исследования климата для медицинских целей // Труды ТНИИКиФ. 1973. Т. XII. 190 с.
- Русанов В.И.** Биоклимат Западно-Сибирской равнины / под общ. ред. М.В. Кабанова. Томск : Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2004. 208 с.
- Рутковская Н.В.** Климатическая характеристика сезонов года Томской области. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1979. 116 с.
- Севастьянов В.В.** Климат высокогорных районов Алтая и Саян. Томск, 1998. 202 с.
- Севастьянов В.В.** Климатические ресурсы Горного Алтая и их прикладное использование. Томск : Изд-во ТГПУ, 2009. 252 с.
- Севастьянов В.В.** Проявление эффекта рельефа в особенностях современных изменений климата в Сибири // Всероссийская конференция Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования, 26–28 нояб. 2019 г., Москва. М. : Физматкнига, 2019. С. 156.

Селиверстов Ю.П. Монтография России // Состояние и развитие горных систем : материалы науч. конф. по монтологии. СПб. : РГО, 2002. С. 3–18.

Справочник по климату СССР : в 34 вып., 5 ч. Л.: Гидрометеоздат, 1965–1970. Вып. 18. С. 20–23.

Сухова М.Г., Русанов В.И. Климаты ландшафтов Горного Алтая и их оценка для жизнедеятельности человека. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2004. 150 с.

Сухова М.Г. Биоклиматические условия жизнедеятельности человека в Алтае-Саянской горной стране. Томск : Изд-во Том. ун-та, 2009. 260 с.

Трубина М.А., Дячко Ж.К., Лубяной А.А. Методы экспертных оценок в отборе биометеорологических показателей для прогнозирования уровня комфортности среды. Современные достижения фундаментальных наук в решении актуальных проблем медицины // Материалы научно-практической конференции с международным участием и школы-семинара для молодых ученых. Москва ; Астрахань : Изд-во АГМА, 2004. С. 251–255.

Трубина М.А., Хассо Л.А., Дячко Ж.К. Методы биоклиматической оценки северо-западного региона России // Ученые записки Российского гос. гидрометеорологического университета. СПб. : Изд-во РГГМУ, 2010. № 13: Научно-теоретический журнал. С. 121–137.

Харламова Н.Ф. Современный климат Алтае-Саян и прогнозные оценки // Климатология и гляциология Сибири : материалы междунар. науч.-практ. конф. Томск : Изд-во ЦНТИ, 2012. С. 295–297.

Шерстюков А.Б. Изменения климата и их последствия в зоне многолетней мерзлоты России. Обнинск : ВНИИГМИ-МЦД, 2009. 127 с.

Авторы:

Севастьянов Владимир Вениаминович, доктор географических наук, профессор, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: vvs187@mail.ru

Сапьян Екатерина Сергеевна, лаборант, кафедра краеведения и туризма, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: katerinass@vtomske.ru

Филандышева Лариса Борисовна, кандидат географических наук, доцент, заведующая кафедрой краеведения и туризма, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: filandysh@vtomske.ru

Geosphere Research, 2020, 3, 109–122. DOI: 10.17223/25421379/16/9

V.V. Sevastyanov, E.S. Sapian, L.B. Filandyшева

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

BIOCLIMATIC RESOURCES OF RECREATIONAL NATURAL RESOURCE MANAGEMENT IN THE ALTAI-SAYAN MOUNTAIN COUNTRY IN THE SUMMER PERIOD

Mountain recreational use of natural resources for active recreation, restore the health and strength of the people is actively developing. Physical and geographical factors of the climate of mountain regions, such as absolute altitude and landforms, create special climatic conditions that affect human activity. The Altai-Sayan mountain country is promising for the development of recreational nature management. Bioclimatic characteristics in mountain areas are poorly studied. There are few meteorological stations in the mountains.

The repeatability (%) of the moment weather classes (КПМ) is used to assess the impact of climate on the thermal state of a person in the mountains in the summer months. Six weather classes (hot and dry, warm, comfortable, moderately cold, cold, sharply cold) are identified for the summer period in the mountains. Significant correlation dependences of weather class repeatability depending on the absolute altitude of the terrain in the mountains were obtained. Separate weather classes for practical use were combined into integral weather groups: optimal (ОП), satisfactory (УП), unsatisfactory (НУП) and extremely unsatisfactory (КНУП). The number of days with favorable weather (БП) and the number of days with unfavorable weather (НБП) was calculated. The average number of days with precipitation was calculated too. Complex bioclimatic indicators allow us to assess the impact of mountain climates on the thermal state of a person, recreational conditions, as well as on the mode of work and recreation of the population.

Indirect methods with using absolute elevation have been applied to characterize the climate in mountainous areas when meteorological stations are located far from each other. A high correlation between the repeatability of weather classes and the absolute altitude was revealed. There is a close significant correlation between the number of days with different weather groups and the absolute altitude of the area. This allows you to use the dependence of weather groups on the altitude to analyze their patterns in mountainous areas. These characteristics can be used to assess climate comfort and effective recreational use of natural resources.

The average long-term repeatability of weather classes and integral groups of favorable and unfavorable weather up to high altitude levels is demonstrated in the article. Modern global climate changes tend to increase the comfort of bioclimatic characteristics. Changes in the number of days with favorable weather during the summer period are not statistically significant yet. Effective use of climate resources in the mountainous regions of Siberia for recreational nature management should be based on modern complex bioclimatic indicators that take into account climate changes with altitude.

Keywords: *bioclimatic potential, weather classes, Altai, Sayans, climate indicators, recreational resources.*

References

Bashalhanova L.B., Bufal V.V., Rusanov V.I. *Klimaticheskie usloviya osvoenija kotlovin Juzhnoj Sibiri* [Climatic conditions of development of the basins of Southern Siberia]. Novosibirsk, 1989. 158 p. In Russian

- Bioklimaticeskij Atlas Sibiri i Dal'nego Vostoka* [Bioclimatic Atlas of Siberia and the Far East] / Rusanov V.I. and others. Tomsk, 1988. 106 p. In Russian
- Isaev A. A. *Statistika v meteorologii i klimatologii* [Statistics in meteorology and climatology]. Moscow, 1988. 245 p. In Russian
- Isaev A.A. *Jekologičeskaja klimatologija* [Environmental climatology]. Moscow: Nauchnyj mir, 2001. 458 p. In Russian
- Lukovskaja I.A., Sevast'janov V.V. *Kuznecko-Salairskaja oblast'. Klimato-rekreacionnye resursy*. [Kuznetsk-Salair region. Climate and recreation resources]. Berlin, Leipzig: LAP LAMBERT Academic Publishing GmbH & Co.KG. 2011. 200 p. In Russian
- Nauchno-prikladnoj spravocnik po klimatu SSSR. Seriya 3. Mnogoletnie dannye* [Scientific and applied handbook on the climate of the USSR. Series 3. Long-term data]. CH. 1–6. Vyp. 18. St. Petersburg.: Gidrometeoizdat, 1990–1993. pp. 20–23.
- Revjakin V.S., Plotnikova L.A. *Struktura glacial'nogo perioda v gornolednikovyh bassejnah Altaja* [Structure of the glacial period in the Altai mountain glacial basins] // Questions about the geography of Siberia. V. 9. Tomsk: TSU, 1978, pp. 48–63. In Russian
- Rusanov V.I. *Kompleksnye meteorologičeskie pokazateli i metody ocenki klimata dlja medicinskih celej* [Integrated meteorological indicators and climate assessment methods for medical purposes]. Tomsk: TSU, 1981. 88 p. In Russian
- Rusanov V.I. *Metody issledovanija klimata dlja medicinskih celej* [Climate research methods for medical purposes] // Trudy TNIKIIF, 1973, V. XII, 190 p. In Russian
- Rusanov V.I. *Bioklimat Zapadno-Sibirskoj ravniny* [Bioclimate of the West Siberian plain]. Tomsk: Institut optiki atmosfery SO RAN, 2004. 208 p. In Russian
- Rutkovskaja N.V. *Klimaticeskaja harakteristika sezonov goda Tomskoj oblasti* [Climate characteristics of the Tomsk region's seasons]. Tomsk: TSU, 1979. 116 p. In Russian
- Sevastyanov V.V. *Klimat vysokogornyh rajonov Altaja i Sajan* [Climate of the Altai and Sayan highlands]. Tomsk, 1998. 202 p. In Russian
- Sevastyanov V.V. *Klimaticeskije resursy Gornogo Altaja i ih prikladnoe ispol'zovanie* [Climate resources of the Altai Mountains and their application] Tomsk: TSPU, 2009, 252 p. In Russian
- Sevastyanov V.V. *Projavenie jeffekta rel'efa v osobennostjah sovremennyh izmenenij klimata v Sibiri* [Manifestation of the relief effect in the features of modern climate changes in Siberia] // Russian conference Climate change: causes, risks, consequences, adaptation and management issues, The 26–28 of November 2019, Moscow: Fizmatkniga, 2019, P. 156. In Russian
- Seliverstov Ju.P. *Montografija Rossii* [Montograph of Russia] // State and development of mountain systems: Collection of articles of the scientific conference on montology. St. Petersburg: RGO, 2002, pp. 3–18. In Russian
- Spravocnik po klimatu SSSR* [Handbook on the climate of the USSR]: In 34 Vyp., in 5 ch. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1965–1970. Vyp. 18, pp. 20–23.
- Suhova M.G., Rusanov V.I. *Klimaty landshaftov Gornogo Altaja i ih ocenka dlja zhiznedejatel'nosti čeloveka* [Mountain Altai landscape climates and their assessment for human activity]. Novosibirsk: SD RAS, 2004, 150 p. In Russian
- Suhova M.G. *Bioklimaticeskije uslovija zhiznedejatel'nosti čeloveka v Altae-Sajanskoj gornoj strane* [Bioclimatic conditions of human activity in the Altai-Sayan mountain country]. Tomsk: TSU, 2009, 260 p. In Russian
- Trubina M.A., Djachko Zh.K., Lubjanov A.A. *Metody jekspertnyh ocenok v otbore biometeorologičeskijh pokazatelej dlja prognozirovanija urovnja komfortnosti sredy* [Methods of expert assessments in the selection of biometeorological indicators for predicting the level of comfort of the environment] // Modern achievements of fundamental Sciences in solving urgent problems of medicine. Materials of the scientific and practical conference. Moscow – Astrahan': AGMA, 2004, pp. 251–255. In Russian
- Trubina M.A., Hasso L.A., Djachko Zh.K. *Metody bioklimaticeskijh ocenki severo-zapadnogo regiona Rossii* [Methods of bioclimatic assessment of the North-Western region of Russia] // Scientific notes of the Russian state hydrometeorological University. Saint Petersburg: RGGMU, 2010, № 13, Scientific and theoretical journal, pp. 121–137. In Russian
- Harlamova N.F. *Sovremennyj klimat Altae-Sajan i prognoznye ocenki* [Modern climate of Altai-Sayan and forecast estimates] // Climatology and glaciology of Siberia: Materials of the scientific and practical conference. Tomsk: CNTI, 2012, pp. 295–297. In Russian
- Sherstjukov A.B. *Izmenenija klimata i ih posledstvija v zone mnogoletnej merzloty Rossii* [Climate change and its consequences in the permafrost zone of Russia]. Obninsk: GU «VNIIGMI-MCD», 2009. 127 p. In Russian

Author's:

Sevastyanov Vladimir V., Dr. Sci. (Geogr.), Professor, Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: vvs187@mail.ru

Sapian Ekaterina S., Laboratory Assistant, Department of Local history and Tourism, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: tourism@ggf.tsu.ru

Filandysheva Larisa B., Cand. Sci. (Geogr.), Associate Professor, Head of department of Local history and Tourism, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: filandysh@vtomske.ru

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.8[628.628]+552.524(1-925.11)

СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОТЕПЛЕНИЙ, ЗАПИСАННЫЕ В ЛЁССОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ, И ДИНАМИКА ЛЁССОНАКОПЛЕНИЯ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ПРИСАЛАИРЬЕ (ЮГО-ВОСТОК ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)



А.О. Вольвах, Н.Е. Вольвах, И.Ю. Овчинников, Д.Г. Маликов, С.Н. Щеглова

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

Проведено исследование лёссовых отложений начала МИС 1–МИС 2 разреза Усть-Чём Северо-Западного Присалаирья, в которых зафиксированы следы позднеледниковых потеплений, включавшее изучение гранулометрического состава, магнитной восприимчивости, морфоскопии кварцевых зерен и ^{14}C датирование. Показано, что лёссовые отложения формировались в холодные интервалы МИС 2 в условиях сухого климата, а гумусовые прослойки в более влажных условиях при непродолжительных потеплениях. Установлено два потепления в пределах 14,9–12,3 тыс. л. н.

Ключевые слова: лёсс, Западная Сибирь, поздний плейстоцен, позднеледниковье, гранулометрический анализ, магнитная восприимчивость, морфоскопия кварцевых зерен.

Введение

В лёссово-почвенных отложениях зафиксированы региональные и глобальные климатические изменения четвертичного периода, которые также зарегистрированы в глобальных климатических записях – вариациях $\delta^{18}\text{O}$ в морских отложениях (морские изотопные стадии (МИС) изотопно-кислородной кривой [Lisiecki, Raymo, 2005]), записи полярных ледовых кернов (напр. NGRIP [Andersen et al., 2004]). Сходство в стратиграфии лёссово-почвенных последовательностей (ЛПП) разных регионов позволяет не только проводить их сопоставление в региональном и континентальном масштабе, но и отражает их сильную зависимость от глобальных и региональных климатических изменений, тем самым усиливая ожидания от сопоставлений отдельных ключевых разрезов с глобальными климатическими архивами ЛПП-NGRIP или ЛПП-МИС. Для Западной Сибири корреляция горизонтов ЛПП с морскими стадиями изотопной кислородной кривой [Bassinot et al., 1994], с записью озера Байкал [Карабанов и др., 2001] и антарктическими ледниковыми кернами станции Восток [Petit et al., 1999] проведена В.С. Зыкиной и В.С. Зыкиным [Зыкина, Зыкин, 2012]. Сопоставление верхнеплейстоценовой части ЛПП с записью ледовых кернов NGRIP было проведено авторами на примере ключевого разреза Ложок [Вольвах и др., 2019].

Временной период МИС 2 – последний и наиболее представительный интервал глобального лёссово-

накопления и активной атмосферной транспортировки пыли в Северном полушарии, во время которого объем мирового льда достигал максимума, так называемый LGM (Last Glacial Maximum, последний ледниковый максимум 26,5–19 тыс. л. н. [Clark et al., 2009]). Судя по характеру записи ледовых кернов Гренландии [Andersen et al., 2004; Svensson et al., 2005; Rasmussen et al., 2014] климат во время МИС 2 не был стабильным, внутри стадии отмечается ряд потеплений, количество и частота которых увеличивались к голоцену. Последние годы актуальной темой исследований является периодизация, хронология, строение, изучение литологических и химических свойств лёссовых отложений данного возраста при исследованиях процессов транспортировки и осаждения пыли, а также палеогеографических условий перехода МИС 3/МИС 2.

В рамках данной работы изучены лёссовые разрезы Присалаирья (рис. 1) в пределах Искитимского района Новосибирской области, представленные субэральными отложениями возраста начала МИС 1, МИС 2 и частично МИС 3, что в стратиграфической схеме ЛПП Западной Сибири соответствует горизонтам баганского и ельцовского лёссов, разделенных суминской палеопочвой [Зыкина, Зыкин, 2012]. Однако кроме выделенных горизонтов, в интервале начало МИС 1 – МИС 2 в Северном полушарии [Andersen et al., 2004] выделяются более краткосрочные события, в том числе интэрстадиалы аллерёд (интервалы GI-1a, GI-1b, CI-1c Гренландской кривой), бёллинг (GI-1e), наличие одно-возрастных аналогов которых ранее в лёссовых отло-

жения Западной Сибири не отмечалось. Предыдущие исследования ЛПП Северо-Западного Присалаирья в основном были сконцентрированы в районе Новосибирского Приобья в нижней части долины р. Бердь: разрезы Мраморный, Ложок, карьеры вблизи г. Искитима и п. Шипуново и др. [Волков, 1971; Зыкина и др., 1981; Зыкина, Зыкин, 2012; Matasova, Kazansky, 2004; Kravchinsky et al., 2008; Chlachula, Little, 2011; Zykin, Zykina, 2015]. В том числе ключевой разрез Ложок неоднократно изучался авторами [Сизикова, Зыкина, 2014;

Sizikova, Zykina, 2015; Вольвах и др., 2019; Вольвах и др., в печати]. Лёссовые отложения рассматриваемой в работе части Присалаирья изучены слабо. Отмечаются работы А.М. Малолетко [2015] по лёссам Салаира в общем, а также А.Л. Матвеевской [1956] по строению рыхлого покрова северо-западного Присалаирья.

Целью настоящего исследования являлось изучение лёссовидных отложений левого борта долины р. Елбаш, их расчленение, определение возраста и условий их формирования.

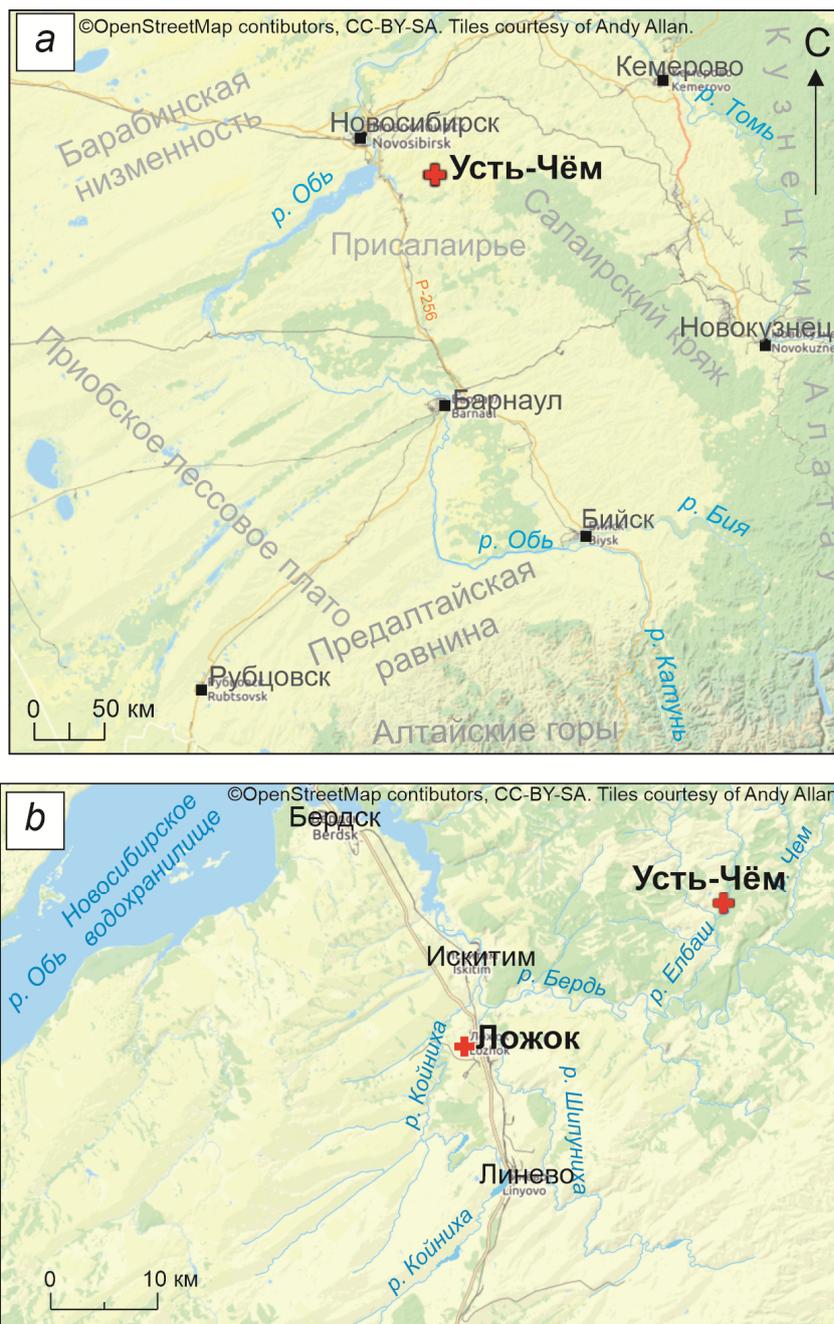


Рис. 1. Положение разреза Усть-Чём:
на *a* – карте-схеме юго-восточной части Западной Сибири, *b* – карте-схеме Присалаирья

Fig. 1. Location of the Ust'-Chem section:
on *a* – scheme-map of south-east part of West Siberia, *b* – scheme-map of Cis-Salair plain

Материалы и методы

Полевые исследования проводились на правом и левом берегах р. Елбаш, всего изучено 10 расчисток. Наиболее перспективными для восстановления палеогеографической истории в позднеледниковье оказались отложения, вскрытые в пределах небольшого карьера, расположенном в ~4 км западнее села Усть-Чём и заложеном на склоне левого борта долины р. Елбаш (рис. 2). В данном местонахождении отложения залегают непосредственно на элювии палеозойских пород Горловского Прогноза.

Стратиграфия. В данной работе авторы придерживаются стратиграфической схемы лёссово-

почвенной последовательности Западной Сибири [Зыкина, Зыкин, 2012]. Согласно схемы, ЛПП верхнего плейстоцена сверху вниз разделяется на современную почву, баганский и ельцовский лёссы (вместе они коррелируются с сартанским стадиалом и соответствуют МИС 2), искитимский педокомплекс (каргинский интерстадиал, МИС 3), тулинский лёсс (раннезырянский стадиал, МИС 4) и бердский педокомплекс, нижняя почва которого соответствует казанцевскому межледниковью и МИС 5-е. Авторы придерживаются Международной стратиграфической шкалы (МСШ) четвертичной системы с делением плейстоцена на нижний, средний и верхний [Head et al., 2008].

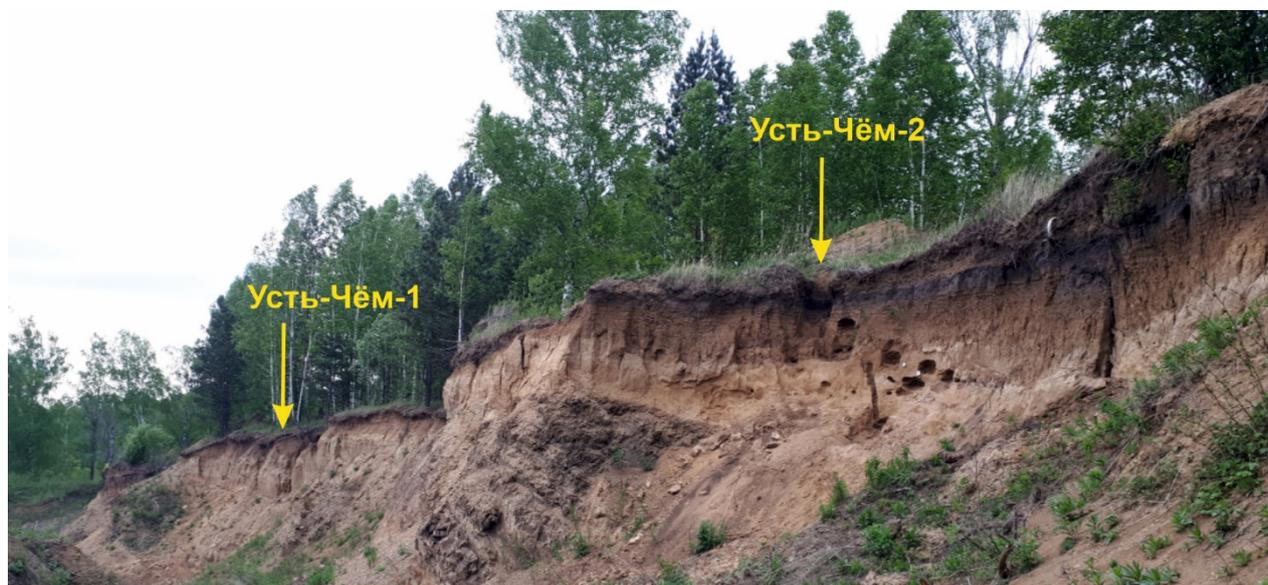


Рис. 2. Общий вид северной стенки карьера

Fig. 2. General view of the north wall of the quarry

В работе использован комплексный подход к изучению разреза, включавший в себя помимо полевых наблюдений гранулометрический и петромагнитный (магнитная восприимчивость) анализы, морфоскопию песчаных кварцевых зерен и радиоуглеродное датирование. Измерение гранулометрического состава и магнитной восприимчивости проводилось для субазальной части разреза. Морфология кварцевых зерен изучена для всех слоев разреза.

Морфоскопия песчаных кварцевых зерен. Изучение кварцевых зерен (произвольная выборка 50 шт. для каждого образца) фракции тонкого и среднего песка проводилось под бинокулярным микроскопом Альтами СМ0870-Т. Изучение морфологии поверхности зерен изучалось на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LV во вторичных электронах (SEI) в ЦКП Многоэлементных и изо-

топных исследований СО РАН (Analytical Center for multi-elemental and isotope research SB RAS). Согласно используемой методике [Velichko, Timireva, 1995], окатанность зерен определялась по граффету Л.Б. Рухина [1969] и пятибалльной шкале А.В. Хабакова [1946], где 0 – неокатанные, а IV – превосходно окатанные зерна. Матовость зерен определялась визуально: глянцевая, четвертьматовая, полуматовая и матовая. Изучение строения микрорельефа поверхности зерен проводилось при использовании многочисленных опубликованных диагностических особенностей зерен различного генезиса и обстановок осадконакопления [Velichko, Timireva, 1995; Krinsley, Doornkamp, 2011; Vos et al., 2014; Kalinska-Nartisa et al., 2017].

Гранулометрический анализ выполнялся для расчистки Усть-Чём-2, поскольку в нем слои были

меньше подвержены склоновым процессам и поэтому больше отражают непосредственно сам процесс осадконакопления. Измерения проводились с интервалом 5 см на лазерном анализаторе размера частиц Fritsch Analysette A22 в интервале измерений от 0 до 2 000 мкм. В рамках данного исследования были использованы фракции глины (<2 мкм), алеврита (пылеватая фракция, 2–63 мкм), песка (63–2 000 мкм), отдельно выделена фракция крупной пыли (16–63 мкм). Для всех образцов рассчитан коэффициент U-ratio, позволяющий судить о силе ветрового потока во время осадконакопления. $U\text{-ratio} = (16\text{--}44 \text{ мкм}) / (5,5\text{--}16 \text{ мкм})$ [Vandenberghe, 1985; Vandenberghe et al., 1997; Nugteren, Vandenberghe, 2004] – отношение среднезернистой пыли к фракции мелкозернистой пыли. Отношение исключает глину, содержание которой контролируется преимущественно вторичными процессами, и крупнозернистые фракции, для которых, в основном, характерна транспортировка сальтацией в результате местного переноса. Исключение глинистой фракции позволяет убирать влияние вторичных процессов, отражая непосредственно процесс осадконакопления, и дает возможность оценить ветровую энергию [Nugteren, Vandenberghe, 2004].

При изучении учитывалось, что отложения иллювиального горизонта современной почвы с точки зрения литологии и времени их накопления соответствуют баганскому лёсссу, однако они могли быть ощутимо подвержены влиянию почвообразующих процессов, особенно относительно содержания глинистой фракции.

Магнитная восприимчивость также измерена для субаэральных отложений Усть-Чём-1. Магнитная восприимчивость (χ) – важный индикатор климатических изменений прошлого, который отражает наличие магнитных минералов, накопленных в процессе седиментации либо преобразованных в условиях изменения температурного режима, влажности и педогенетического выветривания. Величина магнитной восприимчивости напрямую зависит от количества, размера и состава магнитных минералов в отложениях [Алексеев, Алексеева, 2012]. Частотно зависящая магнитная восприимчивость (χ_{fd}) сильно зависит от наличия в отложениях мелкодисперсных магнитных минералов, концентрация которых увеличивается в периоды повышенной влажности. Высокие значения χ_{fd} могут свидетельствовать об активном педогенезе в период их накопления. В сочетании с гранулометрической характеристикой магнитная восприимчивость может достаточно надежно показать изменения увлажненности среды, в которой происходило осадконакопление. Измерение магнитной восприимчивости проводилось на каппометре MS-2 Bartington на двух частотах (0,47 кГц (χ_{LF}) и 4,7 кГц (χ_{HF})). Частотнозависимая магнитная восприимчивость (χ_{FD}) рассчитывалась по формуле $\chi_{fd} = (\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf} * 100$.

Радиоуглеродное датирование проведено по бензольно-сцинтилляционному методу в лаборатории геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата (224) ИГМ СО РАН.

На датирование отбирались гумусированные суглинки палеопочв, углефицированная органика и уголь. Отбор производился с хорошо зачищенной и заглубленной от дневной поверхности стенки разреза в одноразовых резиновых перчатках, чистыми ножами, совками и пинцетом в новые полиэтиленовые пакеты с замком, строго придерживаясь рекомендациям к отбору проб на радиоуглеродное датирование [Тишкин, 2001]. После чего образцы были переданы для дальнейшего анализа непосредственно в лабораторию. Датирование отложений палеопочв проводилось по фракции гуминовых кислот. Для пробоподготовки образцов применялась кислотно-щелочно-кислотная методика [Арсланов и др., 1968; Чичагова, Черкинский, 1985] с последующим пиролизом полученного материала. Уголь использовался для приготовления счетного препарата – бензола. Определение остаточной активности углерода было выполнено на ультранизкофоновом жидко-сцинтилляционном спектрометре-радиометре QUANTULUS-1220. Для расчета возраста использовался период полураспада ^{14}C равный 5 570 лет, возраст рассчитан от 1950 г. При расчете возраста использовались значения $\delta^{13}\text{C}$ –27 ‰ (погребенные почвы) и $\delta^{13}\text{C}$ –25 ‰ (древесный уголь). Радиоуглеродные даты были откалиброваны по 1 и 2 сигма с использованием программы CALIB Rev 7.1 (<http://calib.qub.ac.uk/calib/>) с набором калибровочных данных IntCal13 [Reimer et al., 2013]. В статье представлены как радиоуглеродные (BP), так и калиброванные датировки (cal BP). Доступные из литературных источников старые радиоуглеродные датировки суминской почвы были переведены в калиброванные года (кал. л. н.) также с использованием программы CALIB Rev 7.1.

Полученные результаты

Всего в карьере изучено восемь расчисток, позволивших установить последовательность осадконакопления лёссовидных отложений в позднем плейстоцене, проследить характер залегания слоев и определить представительные участки – наиболее детальное представление о строении субаэрального позднеледникового покрова дают две расчистки: Усть-Чём-1 (УЧ-1) и Усть-Чём-2 (УЧ-2). Послойное описание разреза УЧ-1 (рис. 3) проводилось сверху вниз и приведено в табл. 1.

В северо-западной части обнажения хорошо прослеживается прослой(*) красновато-коричневого суглинка (рис. 4, а, б), пористого, плотного, некарбонатного, с корнеходами. По мере приближения к основной канаве УЧ-1 он расслаивается (рис. 4, с), и

в самой канаве не идентифицируется самостоятельно, а предположительно представлен фрагментами, перемешанными с отложениями слоя 4. В этом прослое отмечается большое количество углефицированных веточек и травянистой растительности (рис. 4, e, f, g), мощностью 20–25 см. По углю получена ^{14}C датировка $15\,035 \pm 390$ лет, или $18\,214 \pm 903$ кал. л. н. (СОАН-9705).

На данный момент в связи со сложным характером нижележащих выходов коренных пород не удалось однозначно определить взаимоотношение данного красновато-коричневого прослоя с остатками гумусового горизонта почвы из слоя 4, предварительно авторы его относят к основанию слоя 3.

Расчистка Усть-Чём-2 находится в 30 м на восток от расчистки Усть-Чём-1. Описание строения разреза приведено в табл. 2.

Сопоставление слоев из разрезов УЧ-1 и УЧ-2 приведено на рис. 6. В разрезе устанавливаются два горизонта лёссов: баганский и ельцовский. В баганском лёссе выделяется два уровня слабо развитых палеопочв, возраст которых соответствуют потеплениям аллерёд и бёллинг – интервалам GI-1a-c и GI-1e кривой NGRIP соответственно (см. рис. 6).

Радиоуглеродное датирование. Образцы на радиоуглеродное датирование были отобраны из всех органических горизонтов, однако, по-видимому, из-за слабой интенсивности почвообразования удалось получить результаты только для отложений, указанных в табл. 3.



Рис. 3. Общий вид расчистки Усть-Чём-1

Fig. 3. General view of trench Ust'-Chem-1

Таблица 1

Описание строения расчистки Усть-Чём-1

Table 1

Description of the structure of section Ust'-Chem-1

Глубина, м	Описание	Слой
0–0,75	Профиль современной почвы, темно-серой лесной:	
–(0–0,1)	– остатки гумусового горизонта А – суглинок легкий опесчаненный от серого до темно-серого цвета, некарбонатный, слабопористый, плотный, с корнеходами, угли до 1,5 см, нижняя граница волнистая;	Слой 1
–(0,1–0,2)	– АВ горизонт – суглинок опесчаненный светло-серый, плотный, некарбонатный, с комковатой структурой, слабопористый, иногда на границах микроструктурных отдельностей коричневые пленки;	
–(0,2–0,75)	– В горизонт – суглинок коричневый, пористый, некарбонатный, корнеходы прокрашены органическим веществом, призматическая структура, по границам структурных отдельностей темно-коричневые железомарганцевые пленки. На глубине 0,65–0,7 м и 0,72–0,75 м более темные прерывистые гумусированные прослои суглинка, с редким ожелезнением по корнеходам, некоторые корнеходы заполнены черным органическим веществом	
0,75–1,5	– суглинок светло-коричневый, плотный, пористый, некарбонатный, имеет слабую волнистую текстуру, с окрашенными органическим веществом корнеходами, редкие мелкие пятна ожелезнения;	
–(0,95–1,13)	– тонкий гумусированный прослой суглинка темно-коричневого, пористого, плотного, некарбонатного, с мелкими угольками и охристыми пятнами и примазками. Мощность меняется от 5 до 10 см, представлен фрагментарно. Из прослоя по выделенной фракции гуминовых кислот получена радиоуглеродная датировка $12\,650 \pm 310$ лет, или $14\,934 \pm 993$ кал. л. н. (СОАН-9707);	

Глубина, м	Описание	Слой
1,5–3,3	– суглинок опесчаненный светло-коричнево-серый, уплотнен, пористый, некарбонатный, мелкие точки ожелезнения и оглеения. Слой имеет неясную ламинарную текстуру. В основании слоя встречаются оглеенный и ожелезненный прослой. Граница неровная, переход четкий по цвету	Слой 3
3,3–3,6 –(3,3–3,5)	– чередование суглинка светло-красновато-коричневого опесчаненного с содержанием углей травянистой и мелкодеревной растительности (*) и прослоев серого опесчаненного суглинка с включениями угольков, пористого, некарбонатного, уплотненного; – остатки погребенной почвы – суглинок темно-коричнево-серый, в виде полос и пятен, неравномерно покрашен, цвет меняется от светлого до темного, включения мелких угольков до 0,5 см от травы и мелких палочек, много корнеходов. В нижней части отложения карбонатные (вскипают с HCl). Из остатков гумусового горизонта почвы по фракции гуминовых кислот получена ¹⁴ C дата 17 920 ± 340 лет, или 21 631 ± 814 кал. л. н. (СОАН-9706)	Слой 4
3,6–4,0 3,6–3,8 3,8–4,0	– серый песок, перемешанный с оглиненным суглинком карбонатным с большим количеством песка и мелкого щебня, залегающий на 20-сантиметровом элювии. 1 м северо-западнее в обнажении ниже остатков погребенной почвы слой 5 представлен (рис. 4, d); – суглинок опесчаненный светло-коричнево-серый, плотный, ожелезнение в виде пятен, больше тяготеют к границе почвы; – смесь гальки средне- и плохоскатанной, дресвы, щебня, песка, сортировка слабая, полимиктовые, плохопромытые, отмечается неясная наклонная слоистость, более крупный материал сконцентрирован в середине слоя. Слой сцементирован слабо, заполнителем является алевроит светло-серовато-желтый, иногда на гальках встречается черный нагар. Эти отложения, по-видимому, временных водотоков, присутствуют не везде по простиранию разреза. В самой расчистке УЧ-1 слой отсутствует	Слой 5

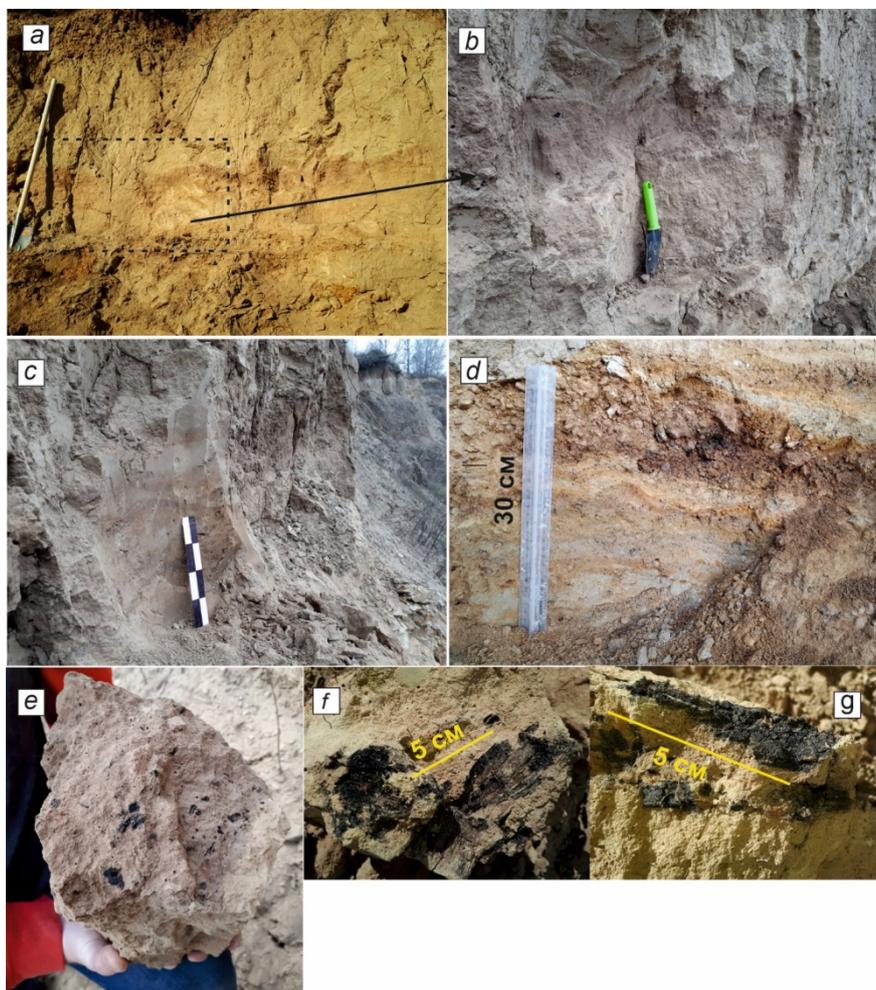


Рис. 4. Фотографии отложений разреза УЧ-1

a, b – простирание прослоя из слоя 4 с углефицированной органикой северо-западнее основной расчистки УЧ-1, *c* – он же, ближе к основной расчистке, *d* – отложения временных водотоков, залегающие непосредственно на элювии в краевой северо-западной части обнажения, *e, f, g* – углефицированная органика и уголь из прослоя с рис. 4, *a*

Fig. 4. Photos of deposits of section Ust'-Chem-1

a, b – extension of an interlayer within Layer 4 with carbonized organic matter, northwest of the main trench UCH-1, *c* – the same layer closer to the main trench, *d* – deposits of temporary streams lying directly on eluvium in the marginal northwestern part of the outcrop, *e, f, g* – carbonized organics in the interlayer from Fig. 4, *a*

Таблица 2

Описание строения расчистки Усть-Чём-2

Table 2

Description of the structure of section Ust'-Chem-2

Глубина, м	Описание	Слой
0,3–1,5	Верхние 30 см почвы (0–0,3 м) нарушены антропогенной деятельностью. Профиль современной почвы, темно-серой лесной:	Слой 1
–(0,3–0,6)	– гумусовый горизонт – суглинок во влажном виде черный, в сухом темно-серый, плотный, пористый, некарбонатный, густо пронизан корнями растений, имеет комковато-мелкозернистую текстуру. Нижняя граница в виде клиньев-затеков до глубины 0,8 м. Переход отчетливый по цвету и текстуре;	
–(0,6–1,5)	– иллювиальный горизонт – суглинок буровато-коричневый, плотный, пористый, некарбонатный, корнеходы окрашены органическим веществом в черный цвет. Поверхность отдельностей покрыта темно-коричневыми глянцевыми органоминеральными плёнками. Граница волнистая, переход по цвету, плотности и текстуре	
1,5–2,3	В отложениях слоя 2 объединяются лёссовидные отложения, вмещающие в себя 2 погребенных почвы (рис. 5):	Слой 2
–(1,65–1,8)	– суглинок лёссовидный светло-коричневато-серый, плотный, пористый, некарбонатный, корнеходы, включения песчаных зерен. В данном слое встречаются две слабо развитые палеопочвы	
–(1,8–1,9)	– слабо развитая палеопочва 1 (регосоль) – гумусированный прослой мощностью 10–15 см – суглинок темно-коричневый, плотный, пористый, некарбонатный, с корнеходами. Верхняя граница волнистая, нижняя в виде небольших клиньев. Не выдержан по латерали, представлен фрагментарно. Ниже палеопочвы 1 – уровень вскипания карбонатов. По фракции гуминовых кислот получена радиоуглеродная дата $10\ 695 \pm 295$ лет, или $12\ 388 \pm 774$ кал. л. н. (СОАН-9792);	
–(1,9–2,05)	– суглинок лёссовидный светло-серовато-коричневый; – профиль слабо развитой палеопочвы-2 (регосоль), в котором можно выделить: – гумусовый горизонт (А) – суглинок от коричневого до темно-коричневого цвета, насыщенность цвета меняется по горизонту, плотный, пористый, с корнеходами, карбонатный (псевдомицелий). Верхняя граница слоя неровная, волнистая и разбита мелкими неглубокими вертикальными трещинами. Нижняя в виде маленьких частых тонких вертикальных клинышков (шириной до 1 см) вплоть до глубины 2,1 м. Переход заметен по цвету. Плохо выдержан по латерали, представлен фрагментарно	
–(2,0–2,1)	– иллювиальный горизонт – суглинок коричневого, светлее чем гумусовый горизонт, плотный, пористый, карбонатный, корнеходы прокрашены органическим веществом. Нижняя граница в виде тонких вертикально ориентированных извилистых клиньев до глубины 2,2 м, иногда доходят до глубины 2,4 м. Клинья более редкие, чем у А горизонта (расстояние между ними 10 см). Переход отчетливый по цвету и плотности	
2,1–2,3	– суглинок от легкого до среднего опесчаненный лёссовидный светло-серый, пористый, карбонатный, уплотнен, менее плотный, чем слой 1. В слое встречаются кротовины диаметром 10 см, заполненные материалом из гумусового горизонта палеопочвы 2. Верхняя граница неровная, разбита клиньями, наклонная, небольшой наклон залегания в восточном направлении. Нижняя граница волнистая, в основании слоя местами отмечаются участки концентрации ожелезнения размером до 15 см	
2,3–2,5	Гидроморфная почва, в которой можно выделить:	Слой 3
–(2,3–2,45)	– А горизонт – суглинок легкий опесчаненный коричневатого-серый, уплотненный, пористый, с корнеходами, карбонатный, оглееный. Цвет меняется от серого до коричневатого-серого, при высыхании становится более коричневым. Есть норы землероев, заполненные светло-желтым суглинком. Верхняя граница волнистая, нижняя граница неровная, волнистая, отмечаются тонкие извилистые клинья до глубины 2,7 м. Мощность горизонта и глубина залегания неравномерные, горизонт лежит в пределах глубин 2,3–2,55 м, средняя мощность 10–15 см. Слой по латерали выклинивается, выполняя понижение в рельефе;	
–(2,45–2,55)	– В горизонт – суглинок опесчаненный светло-серый с коричневым оттенком, уплотнен, карбонатный, ожелезнен, наибольшее ожелезнение отмечается вблизи нижней границы. Встречаются норы землероев, заполненные серо-коричневым суглинком горизонта А и светло-желтым суглинком слоя 3. Нижняя граница волнистая;	
2,55–2,3	– суглинок опесчаненный светло-серовато-коричневый, местами с рыжим оттенком, пористый, карбонатный, плотный. Корнеходы окрашены черным цветом. Встречаются мелкие угли размером до 2–4 мм. Отмечаются норы землероев диаметром 7–10 см, заполненные серым суглинком из горизонта А палеопочвы. В средней части горизонта (2,75–2,9 м) отмечается обилие карбонатных новообразований, в основном по корнеходам и в виде примазок, а сами отложения становятся более опесчаненными. На глубине 2,8–2,95 в левой части расчистки присутствует линза преимущественно песчано-гравийного состава мощностью 7 см и длиной 20 см. Поверхности гравия и мелких галек из линзы имеют карбонатные корочки. В основании разреза отмечаются карбонатные выпоты, образующие пятна шириной 5–10 см, высотой 5–30 см, наполнитель пятен представлен супесью светло-серой, очень сильно карбонатной, по краям пятна оконтурены рыжей железистой каймой толщиной 0,5 см, есть отдельные мелкие угольки. Книзу слоя отмечаются отдельные карбонатные горизонтальные уровни. Нижняя граница слоя волнистая, переход заметен по изменению гранулометрического состава и типу отложений	
3,3 – 3,9	Слой представлен чередованием прослоев преимущественно песчано-дресвяно-гравийного материала, уплотненных, несортированных, непромытых, сцементированных светло-серым карбонатным алевропеском, мощность прослоев 10–15 см. Они чередуются с песчаными прослоями рыжевато-коричневого цвета, уплотненными, несортированными, ожелезненными, мощностью 7–10 см, встречаются включения мелкой гальки. Отдельные гальки имеют обугленную поверхность. В слое встречаются мелкие угольки. Нижняя граница неровная, переход резкий. Ниже располагаются отложения коры выветривания	Слой 4

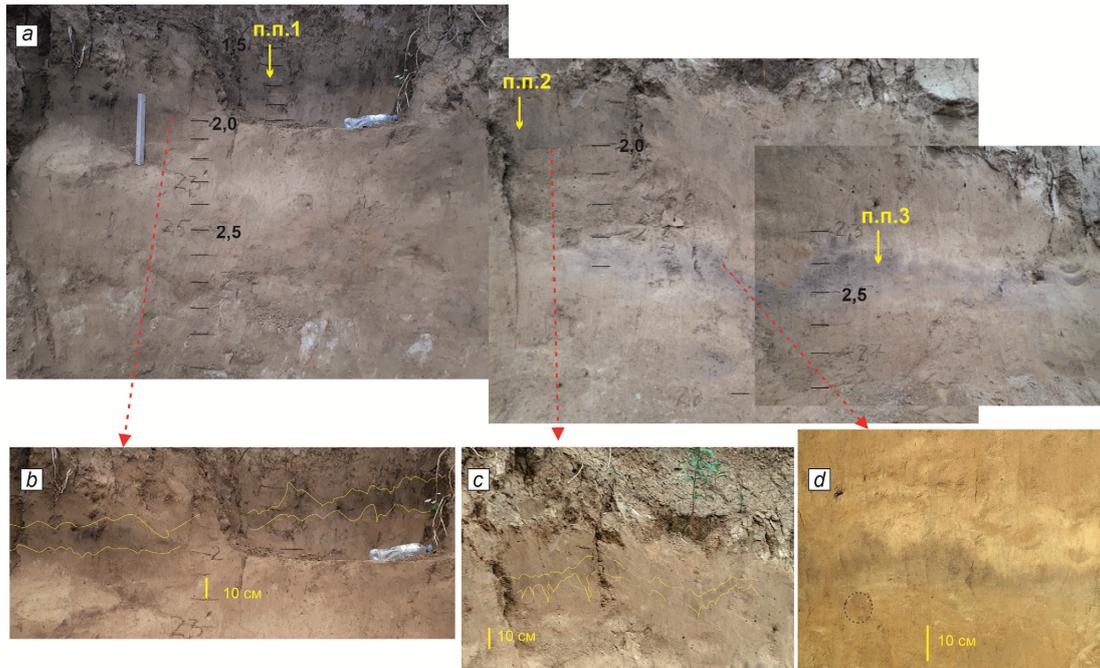


Рис. 5. Фотографии субаэриальной части расчистки Усть-Чём-2

a – слой 2, включающий палеопочву 1 (п.п. 1) и палеопочву 2 (п.п. 2), разделенные 15–20 см лёссовидным суглинком, и слой 3, включающий палеопочву 3 (п.п. 3); *b* – палеопочва 1; *c* – палеопочва 2; *d* – палеопочва 3; черным пунктиром обведена кротовина, заполненная материалом из гумусового горизонта палеопочвы 2

Fig. 5. The structure of subaerial part in trench Ust'-Chem-2

a – Layer 2, including paleosol 1 (п.п. 1) and paleosol 2 (п.п. 2), divided by 15–20 cm thick loess-like loam, and Layer 3, including paleosol 3 (п.п. 3); *b* – paleosol 1; *c* – paleosol 2; *d* – paleosol 3; black dotted line marks krotovina filled by humus material from paleosol 2

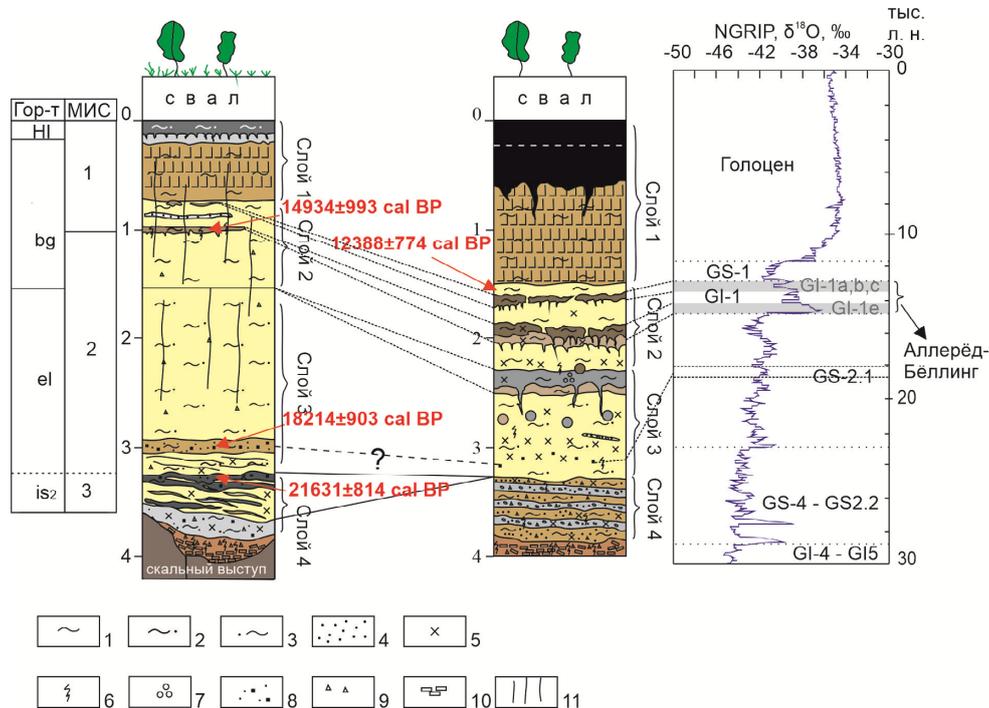


Рис. 6. Сводное строение расчисток Усть-Чём-1 и Усть-Чём-2 и их сопоставление с записью ледового ядра NGRIP [Andersen et al., 2004; Rasmussen et al., 2014]

1 – лёссовидный суглинок, 2 – суглинок опесчаненный, 3 – супесь, 4 – песок, 5 – карбонатность, 6 – ожелезнение, 7 – оглеение, 8 – включения углей, 9 – обломки коренных пород, 10 – кора выветривания, 11 – вертикальная столбчатая отдельность

Fig. 6. Combine structure of Ust'-Chem-1 and Ust'-Chem-2 and its correlation with ice core record NGRIP [Andersen et al., 2004; Rasmussen et al., 2014]

1 – loess loam, 2 – sandy loam, 3 – loamy sand, 4 – sand, 5 – carbonates, 6 – ferrization, 7 – gleying, 8 – coals, 9 – debris, 10 – weathering crust, 11 – vertical column fracture

Таблица 3

Результаты радиоуглеродного датирования разрезов Усть-Чём-1 и Усть-Чём-2

Table 3

Radiocarbon dating results of Ust'-Chem-1 and Ust'-Chem-2 sections

Разрез	Слой	Материал	Лабораторный номер образца	Некалиброванный возраст, л. н.	Калиброванный возраст по 1 σ , л. н.	Калиброванный возраст по 2 σ , л. н.
УЧ-2	2	почва	СОАН-9792	10 695 \pm 295	12 511 \pm 376	12 388 \pm 774
УЧ-1	2	почва	СОАН-9707	12 650 \pm 310	14 842 \pm 551	14 934 \pm 993
УЧ-1	3–4	уголь	СОАН-9705	15 035 \pm 390	18 281 \pm 427	18 214 \pm 903
УЧ-1	4	почва	СОАН-9706	17 920 \pm 340	21 704 \pm 444	21 631 \pm 814

Морфоскопия песчаных кварцевых зерен. В распределении зерен слоя 1 преобладают матовые и полуматовые зерна III класса окатанности, в меньшем количестве отмечено зерен II класса, встречаются превосходно окатанные зерна IV класса, единичны зерна I класса, неокатанных зерен нет. Наиболее характерным элементом поверхности зерен является так называемая микроямчатая поверхность, образованная из многих микроямок, представляющих собой следы соударения частиц во взвешенном атмосферном потоке [Velichko, Timireva, 1995]. Микроямчатость отмечается практически повсеместно на большинстве зерен (рис. 7, *a–f*), часто ею покрыты углубления (рис. 7, *d*), что говорит о достаточно длительной эоловой обработке.

В слое 2 характер распределения зерен практически не отличается от слоя 1: преобладают зерна II и III классов окатанности с матовой и полуматовой поверхностью. На всех зернах отмечается микроямчатая поверхность (рис. 7, *g–n*), покрывающая чаще всего полностью поверхность зерна. Часто микроямчатостью покрыта поверхность даже в углублениях (рис. 7, *g–i, n*). Встречаются отдельные более крупные треугольные ямки, тоже образующиеся во взвешенном потоке, но при более высоких скоростях ветра. На зернах из горизонта погребенной почвы помимо микроямчатости (рис. 8, *a, b*) отмечаются следы воздействия постседиментационных химических процессов, выраженные в виде травления кремнезема по микроуглублениям (см. рис. 8, *c, d*).

В слое 3 большинство зерен имеют II и III класс окатанности, есть зерна IV класса, единичны зерна I класса, но их количество больше, чем в слое 1 и 2, неокатанных зерен нет. Для большинства зерен характерна матовая и полуматовая поверхность, но количество выше, чем в слое 1 и 2. Основным элементом микрорельефа является микроямчатая поверхность (рис. 8, *e–j*), на ряде зерен отмечаются борозды (рис. 8, *e, g*), образующиеся в результате соударений частиц при эоловой транспортировке при сальтации или волочении зерна. На некоторых зернах под микроямчатостью просматриваются силуэты V-образных углублений (рис. 8, *e, g*), которые являются следствием речной транспортировки [Vos

et al., 2014]. Их проработка микроямчатостью позволяет сказать, что водная обработка предшествовала эоловой. Ряд зерен осложнен раковистыми сколами, иногда образующими систему раковистых сколов (рис. 8, *e*). Их образование связывают с процессами криогенеза, когда при промерзании / оттаивании происходит откалывание части зерна [Velichko, Timireva, 1995; Vos et al., 2014]. Для зерен из горизонта палеопочвы характерны те же признаки, что и для зерен из лёссовой части слоя 3. Помимо микроямчатости, отмечаются признаки химических процессов, приведших к растворению и переосаждению кремнезема (рис. 8, *k–m*). Также прослеживаются следы V-образных углублений (рис. 8, *l–n*).

Таким образом, по изученным морфологическим характеристикам песчаных кварцевых зерен из отложений слоев 1–3 установлено, что осадконакопление всех трех слоев происходило в результате деятельности эоловых процессов. При этом на зернах из слоев 1–3 отмечаются элементы, характерные для лёссовых отложений, а именно указывающие на перенос во взвешенном состоянии в воздушном потоке. В слое 3 присутствуют зерна из двух источников: одни зерна поступали за счет осаждения из атмосферы, а вторые несут следы местного влекомого перевевания отложений с признаками относительно непродолжительной водной обработки. Наличие в отложениях зерен низких классов окатанности в данном случае связано не с низкой степенью обработки, а с механическим разрушением зерен за счет вторичных процессов морозного выветривания. Такие зерна представляют собой не целое зерно, а его часть, где одна сторона имеет следы достаточной эоловой обработки, а вторая представлена глянцевым сколом без каких-либо признаков обработки. Зерна из горизонтов палеопочв несут те же признаки обработки, что и отложения, на которых они сформировались. Кроме этого, отмечаются признаки химических процессов, сопровождавших почвообразование.

Гранулометрический анализ. В гранулометрическом составе субаэральной части разреза Усть-Чём-2 (см. рис. 9) во всех слоях преобладает фракция крупной пыли (16–63 мкм), что является характер-

ным признаком лёссовых отложений. В слое 1 ее содержание колеблется от 49 до 65,9%, показывая максимум содержания в основании иллювиального горизонта. В гумусовом горизонте современной почвы 59–65,1%, в иллювиальном 49–65,9%, с минимальным и максимальным значениями в основании горизонта, в

остальных частях горизонта распределение равномерное в пределах 59–62,8% (см. рис. 9, а). Распределение в слое 2 показывает большую изменчивость, что обусловлено наличием в слое гумусированных прослоев, но среднее содержание крупной пыли значительно не меняется и находится в интервале 52,1–62,7%.

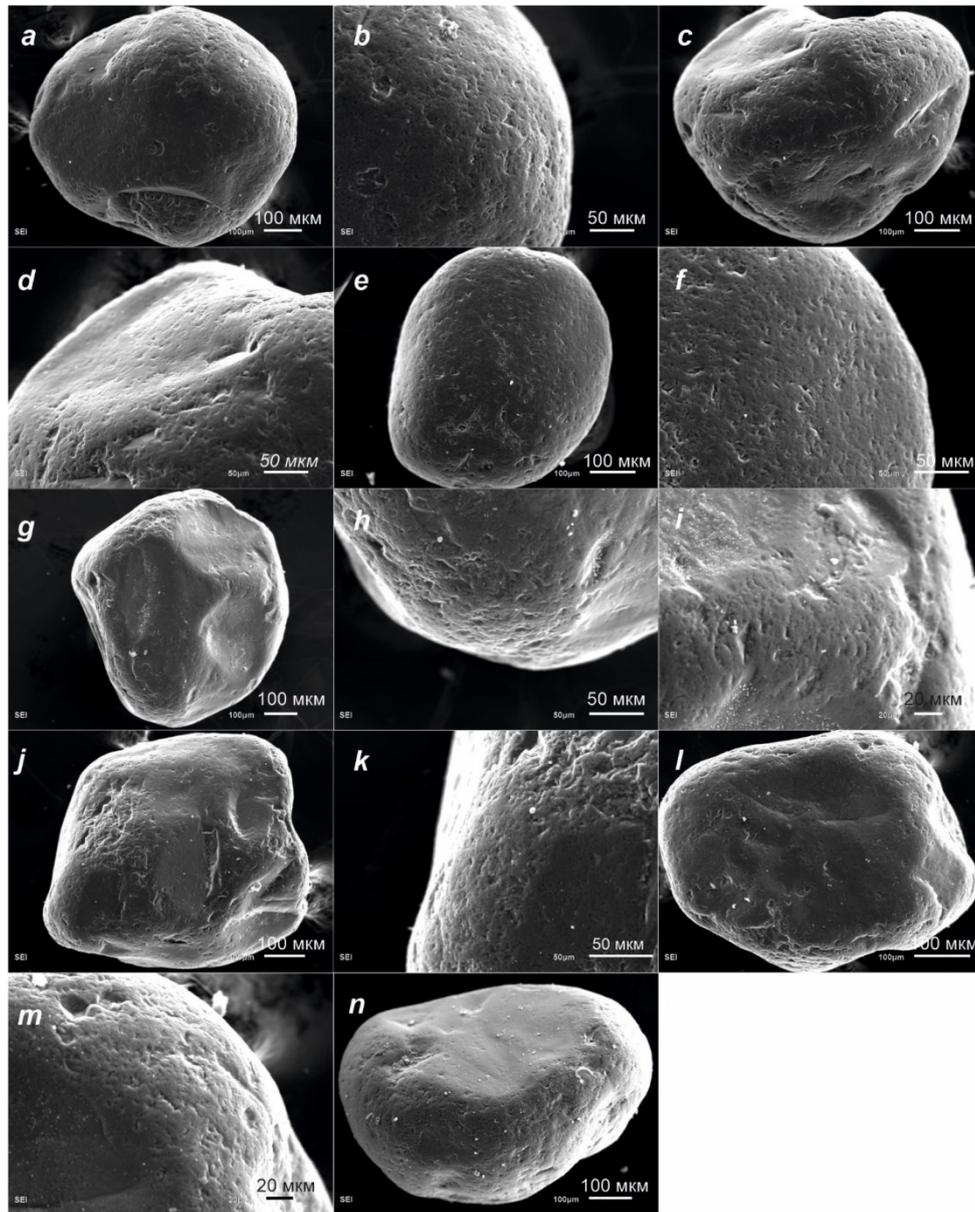


Рис. 7. СЭМ фото кварцевых зерен из слоя 1 и слоя 2

Слой 1: *a, b* – матовое зерно с микроямчатой поверхностью; *c* – полуматовое зерно с микроямчатостью; *d* – микроямчатость по углублениям на зерне «с»; *e, f* – матовое зерно с микроямчатой поверхностью. Слой 2: *g, h, i* – матовое зерно с микроямчатостью, в том числе по углублениям; *j* – полуматовое зерно с микроямчатой поверхностью и раковистым сколом; *k* – микроямчатость на зерне «j»; *l, m* – матовое зерно с микроямчатостью и отдельными более крупными треугольными углублениями; *n* – полуматовое зерно с микроямчатой поверхностью и отдельной микроямчатостью на поверхности плоской грани; SEI – вторичные электроны

Fig. 7. SEM photos of quartz grains from layer 1 and layer 2

Layer 1: *a, b* – matte grain with micropitted surface; *c* – half-matted grain with micropits; *d* – micropits in depressions on the grain “c”; *e, f* – matte grain with micropitted surface. Layer 2: *g, h, i* – matte grain with micropitted surface and micropits covering depressions; *j* – half-matted grain with micropitted texture and conchoidal fracture; *k* – micropitted texture on grain “j”; *l, m* – matte grain with micropitted texture and individual larger triangular deepenings; *n* – half-matted grain with micropitted texture and separate micropits on the surface of flat edge. SEI – secondary electrons

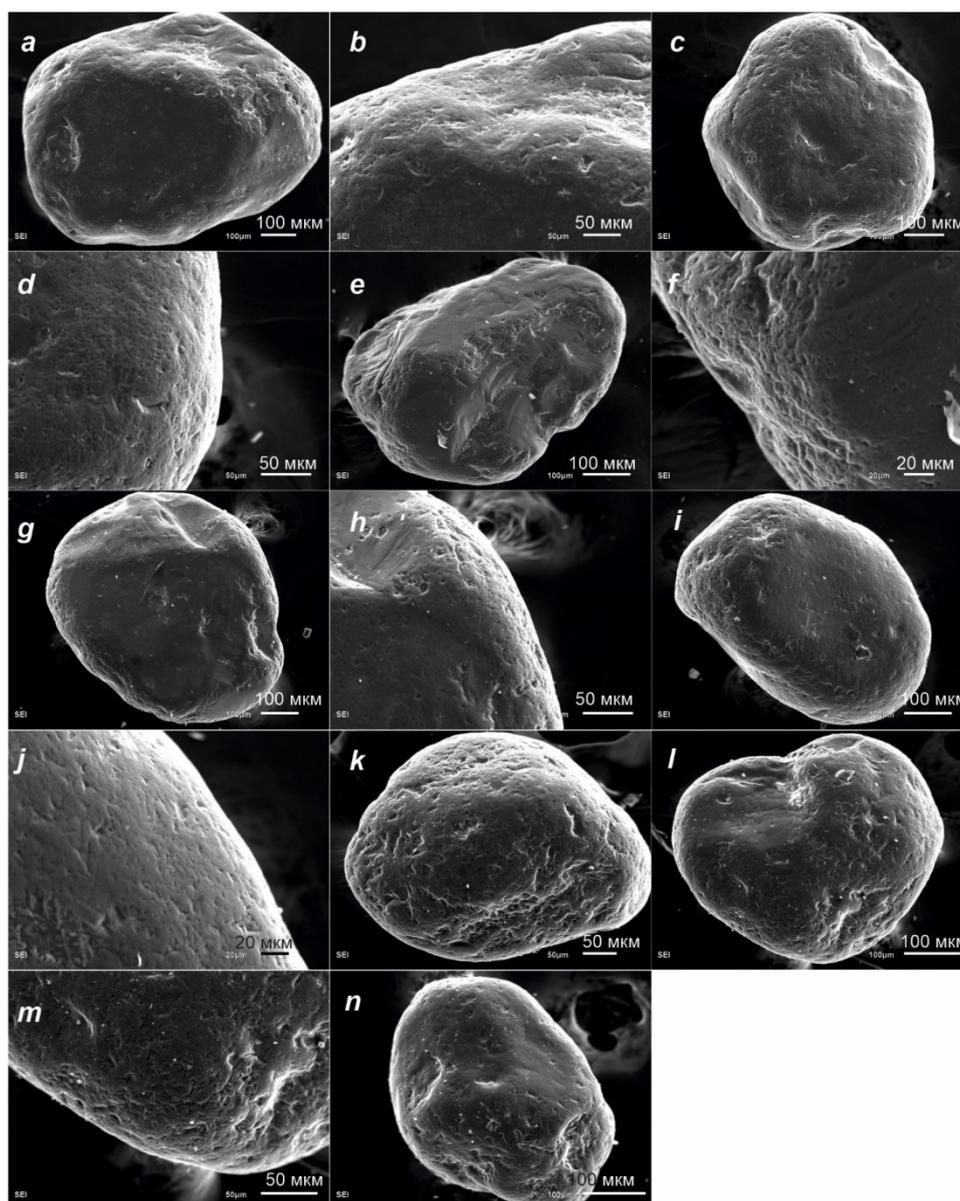


Рис. 8. СЭМ фото кварцевых зерен из слоя 2 и слоя 3

Слой 2, палеопочва 2: *a, b* – матовое зерно с микроямчатой поверхностью и растворением кремнезема по углублениям; *c, d* – матовое зерно с микроямчатой поверхностью. Слой 3: *e* – полуматовое зерно с микроямчатостью на выступающих частях зерна, бороздами и раковистыми сколами; *f* – микроямчатость на зерне «*e*»; *g* – полуматовое зерно с микроямчатостью, бороздами и единичными V-образными углублениями; *h* – микроямчатость на зерне «*g*»; *i, j* – матовое зерно с микроямчатой поверхностью. Слой 3, палеопочва: *k* – матовое зерно с микроямчатостью и следами растворения кремнезема по поверхности зерна; *l, m* – матовое зерно с микроямчатостью, травлением кремнезема на поверхности зерна и по углублениям, следами V-образных углублений и мелкоямчатости; *n* – матовое зерно с микроямчатостью и следами V-образных углублений.

Fig. 8. SEM photos of quartz grains from layer 2 and layer 3

Layer 2, paleosol-2: *a, b* – matte grain with micropitted surface and silica dissolution in depressions; *c, d* – matte grain with micro-pitted surface. Layer 3: *e* – half-matted grain with micropitted texture on protruding parts of the grain, with grooves and conchoidal fractures; *f* – micro pits on the grain “*e*”; *g* – half-matted grain with micropitted surface, grooves and V-shaped percussion cracks; *h* – micro-pits on the grain “*g*”; *i, j* – matte grain with micropitted surface. Layer 3, paleosol: *k* – matte grain with micro-pits texture and traces of silica dissolution on grain surface; *l, m* – matte grain with micropitted surface and traces of silica etching in depressions, and with outline of V-shaped percussions and fine-pits; *n* – matte grain with micro-pits and traces of V-forms

Меньшее содержание фракции крупного алеврита отмечается в нижележащем слое 3: 44,4–54,3 %. Количество фракции алеврита (2–63 мкм; объединяет фракции мелкой, средней и крупной пыли) меняется

от 63,4 до 94,7 % (рис. 9, *b*). В верхней части гумусового горизонта современной почвы содержание пыли снижено до 82,7–84 %, к границе иллювиального горизонта увеличивается до 89,8 %. В иллюви-

альном горизонте – равномерное распределение по всему горизонту от 89,2 до 91,7 % с небольшим возрастанием до 91,4–94,7 % в основании горизонта. В слое 2 – равномерное распределение с небольшим трендом возрастания от основания слоя к его кровле в пределах 88,5–94,1%. В слое 3 наблюдается отчетливое снижение среднего содержания пыли (63,4–83,4 %), где значение 83,4 % соответствует пику в средней части слоя на графике распределения пыли (рис. 9, *с*). Распределение глинистой фракции (> 2 мкм) по слоям и разрезу в целом имеет более динамичный характер. Ее максимум отмечается в верхней части слоя 3, в гумусовом оглеенном горизонте палеопочвы (7,7–10 %), а минимум – в верхней части гумусового горизонта современной почвы (4,3–5,9 %). В слое 1 содержание глины меняется от 6,4 до 10 % с наибольшими значениями в основании (9,3–10 %). В слое 2 распределение глины неравномерно в интервале 6,8–9,5 %. В палеопочве 1 – 6,8–8,1 %, в палеопочве 2 – 7,8–8,6 %. В слое 3 отмечается тренд увеличения глины от основания (63,5 %) к кровле (81,9 %), характер распределения колебательный, максимальные значения – в горизонте гидроморфной почвы (78,3–81,9 %). Содержание песчаной фракции (63–1 000 мкм), включающей тонкозернистый, мелкозернистый и среднезернистый песок, по разрезу снижается от основания разреза к его верхней части: максимальное значение фиксируется в подошве слоя 3 (31%), минимальное – в слое 1 (0–0,2 %) (рис. 9, *д*). Небольшое увеличение отмечается в верхней части современной почвы (11,1–14,0 %), ниже песок содержится в количестве 3,7–5,7 %. В иллювиальном горизонте – равномерное спокойное распределение в пределах 0–5,1 % с минимальными значениями в его основании (0–0,3 %). Такой же характер распределения имеет слой 2 с более низким процентом песка от 0 до 5 %. В слое 3 происходит резкое увеличение от кровли к подошве слоя: 9,2–20 % в верхней части, 20,7–24,3 % – в нижней.

Изменение коэффициента U-ratio по разрезу имеет весьма колебательный характер (рис. 9, *е*). Максимальное значение – в верхней части слоя 2 (3,02) и близкое к максимальному в гумусовом горизонте современной почвы (2,98), минимальное – в слое 3 (1,5). В слое 1 U-ratio колеблется от 1,62 до 2,98 на пиках и от 2,02 до 2,6 в основной части слоя. В слое 2 данный показатель варьируется от 1,72 до 3,02 на пиках и 1,72–2,16 в остальной части. В палеопочве 1: 2,02–2,11, в палеопочве 2: 1,98–2,16. В слое 3 наблюдаются более спокойные и в среднем более низкие значения в пределах от 1,5 до 2,2. Это может свидетельствовать о менее активном участии атмосферного осаднения пыли во время накопления слоя 3, чем слоев 2 и 1. Поскольку из коэффициента исключены песчаные фракции, предположим следую-

щее: такое распределение U-ratio в слое 3 может быть обусловлено тем, что формирование слоя происходило как при участии взвешенного переноса, так и при большой роли влекомого местного переноса.

В целом в распределении пылевой фракции отмечается отчетливое увеличение ее количества от основания разреза к его верхней части. В этом же направлении наблюдается уменьшение содержания песка: постепенное активное снижение от основания слоя 3 к слою 2, далее более спокойное снижение к слою 1, после чего идет относительно равномерное распределение с небольшим увеличением к гумусовому горизонту современной почвы. Повышенное содержание песка и пониженное количество пыли вместе с характером распределения U-ratio позволяют предположить, что образование слоя 3 происходило при активном участии местного эолового переноса.

В основании иллювиального горизонта современной почвы слоя 1 выделяется уровень с пониженным количеством глины и повышенным содержанием пыли, в том числе крупной пыли. В этом же месте U-ratio реагирует повышенным значением. Отложения иллювиального горизонта накапливались в период баганской эпохи лёссонакопления, влияние процессов педогенеза на них может выражаться в вариации количества глинистой фракции. Наличие колебания в пылевой фракции и U-ratio позволяет предположить кратковременное резкое изменение условий осадконакопления. Аналогичные события отмечаются и ниже в слое 2 – над прослоем палеопочвы 1 и под ней.

Поскольку U-ratio исключает глинистые частицы, в том числе вторичнообразованные, то данный параметр позволяет наиболее адекватно судить об активности атмосферной среды во время осадконакопления. Незначительно пониженные значения U-ratio в палеопочвах слоя 2 позволяют предположить, что почвообразование происходило при достаточно активной атмосферной среде, ненамного слабее, чем в периоды, в которые накопились лёссовые отложения.

Петромагнитный анализ. Магнитная восприимчивость (χ_{LF}) субэдральной части разреза Усть-Чём-2 изменяется в диапазоне от $22,5 \times 10^{-5}$ ед. СИ до $85,0 \times 10^{-5}$ ед. СИ (рис. 9, *ф*), а параметр FD варьирует от 0 до 5,86 % (рис. 9, *г*). В профиле современной почвы (слой 1) магнитная восприимчивость имеет колебательный характер с наименьшими значениями в середине слоя ($35,7 \times 10^{-5}$ ед. СИ), высокими – в основании иллювиального горизонта ($57,2 \times 10^{-5}$ ед. СИ) и на нижней границе гумусового горизонта ($74,6 \times 10^{-5}$ ед. СИ). Значения FD уменьшаются по слою сверху вниз от 5,86 до 0 % с небольшим увеличением до 2,14 % около границы со слоем 2. В слое 2 фиксируется наибольшее по разрезу среднее значение магнитной восприимчивости $64,6 \times 10^{-5}$ ед. СИ.

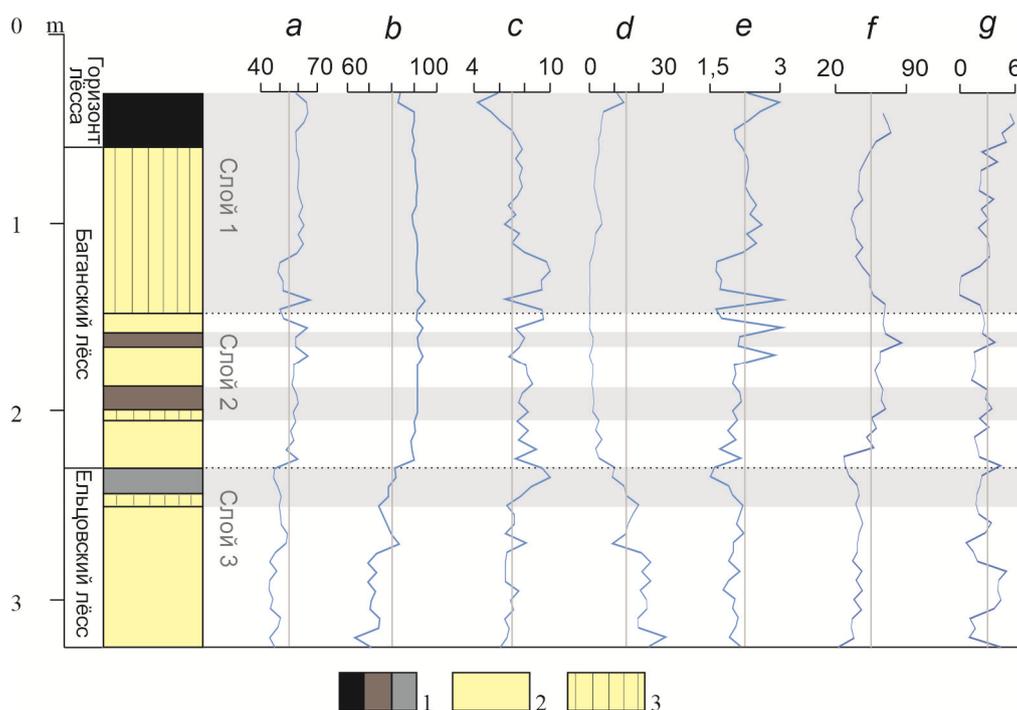


Рис. 9. Гранулометрическая и магнитная характеристика разреза Усть-Чём-2

a – фракция крупной пыли (16–63 мкм); *b* – пылеватая фракция (2–63 мкм); *c* – глина (<2 мкм); *d* – песок (63–1 000 мкм); *e* – $U\text{-ratio} = (16\text{--}44 \text{ мкм}) / (5,5\text{--}16 \text{ мкм})$; *f* – низкочастотная магнитная восприимчивость, χ_{LF} , ед. СИ* 10^{-5} ; *g* – частотно-зависимая магнитная восприимчивость (FD, %). Условные обозначения: 1 – гумусовый горизонт, 2 – лёссовидный суглинок, 3 – иллювиальный горизонт

Fig. 9. Grain size and magnetic characteristics of the section Ust'-Chem-2

a – coarse-silt fraction (16–63 mkm); *b* – silt fraction (2–63 mkm); *c* – clay fraction (<2 mkm); *d* – sand fraction (63–1,000 mkm); *e* – $U\text{-ratio} = (16\text{--}44 \text{ mkm}) / (5,5\text{--}16 \text{ mkm})$; *f* – low frequency magnetic susceptibility, χ_{LF} , SI* 10^{-5} ; *g* – frequency-dependent magnetic susceptibility (FD, %). Legend: 1 – humic horizon, 2 – loess loam, 3 – illuvial horizon.

В горизонтах палеопочв отчетливо заметно увеличение значений до пиковых $85,0 \times 10^{-5}$ ед. СИ и $69,2 \times 10^{-5}$ ед. СИ (верхняя и нижняя палеопочвы слоя 2 соответственно). Лёссовые отложения, разделенные палеопочвами на прослои, наоборот показывают наименьшие средние значения в слое с убывающим трендом от верхнего к нижнему: $68,8 \times 10^{-5}$ ед. СИ в верхнем, $63,6 \times 10^{-5}$ ед. СИ в среднем и $50,9 \times 10^{-5}$ ед. СИ в нижнем прослоях. FD также показывает изменчивый характер с увеличением до максимальных значений 3,4–3,7 % в гумусированных прослоях палеопочв 1, 2 и минимальными 1,5–2,1 % в лёссовых отложениях. Горизонт слабообразованной палеопочвы в верхней части слоя 3 показывает значительно пониженные значения магнитной восприимчивости ($29,6 \times 10^{-5}$ ед. СИ в среднем) относительно остальных отложений слоя 3. Лёссовидные суглинки слоя 3 характеризуются отсутствием явных пиков в значениях магнитной восприимчивости, значения которой находятся в диапазоне $35,6 \times 10^{-5}$ – $46,9 \times 10^{-5}$ ед. СИ. Распределение FD в слое 3 показывает обратную картину: лёссовидные отложения имеют два явно выраженных пика: 3,4 % под подошвой иллювиального горизонта и от 4,0 до 5,0 % в средней части

слоя. Также отмечается небольшой пик на границе слоев 2 и 3.

Распределение магнитной восприимчивости и параметра FD по разрезу показывает две отчетливые закономерности в соотношении лёсс–палеопочва. Первый проявляется в верхних слоях 1 и 2. Здесь величина магнитной восприимчивости выше в профиле современной почвы и в двух палеопочвах внутри слоя 2. Такое соотношение проявляется во всех классических лёссовых разрезах Китая и Европы и в литературе именуется «китайской» моделью [Liu et al., 1993]. Связывается это с образованием большего количества ферримагнитных и парамагнитных минералов при повышении увлажненности среды и процессами педогенеза. На «китайскую» модель в слоях 1, 2 указывает увеличение показателя FD в гумусированных горизонтах, который также чувствителен к количеству мелкодисперсных магнитных минералов. Другое распределение магнитной восприимчивости наблюдается в отложениях слоя 3. Значения магнитной восприимчивости в гумусовом горизонте палеопочвы слоя 3 в 1,5–2 раза ниже, чем в нижележащих лёссовидных отложениях. Связано это, скорее всего, с изначально большим

содержанием ферромагнитных минералов в осадке, которые при педогенезе разрушаются и перерабатываются в менее магнитные минералы. Возрастание в лёссовых отложениях FD говорит о присутствии суперпарамагнитных и однодоменных магнитных минералов, которые не связаны с педогенезом. Присутствие двух распределений в разрезе может быть либо следствием различного источника лёссового материала, либо вызвано близким положением коренных пород, которые могут изначально содержать большое количество магнитных минералов. Кроме того, причиной может быть более высокая ветровая активность в период накопления слоя 3 с усилением влияния влекомого местного переноса.

Обсуждение

Сопоставление выделенных в изученных расчистках Усть-Чём-1 и Усть-Чём-2 слоев, их корреляция с морскими стадиями изотопно-кислородной шкалы [Lisiecki, Raymo, 2005] и стадиями Гренландской кривой NGRIP [Andersen et al., 2004] приведены на рис. 6. В строение разреза выделяются два горизонта сартанских лёссовидных суглинков, соответствующих баганскому и ельцовскому лёссам.

Баганский и ельцовский лёссовидные суглинки залегают покровом на субаквальных отложениях, их мощность меняется и зависит от подстилающего рельефа, обусловленного в данном месте формой коренных выходов. Отложения временных водотоков наблюдаются не по всему карьеру: наличие линз плохо сортированных крупнозернистых отложений отмечены в части карьера, наиболее приближенной к современной долине р. Елбаш, северо-западнее расчистки УЧ-1. Также они отмечены в расчистке УЧ-2. Обычно же субаэральные отложения залегают на оглеенно-ожелезненных супесях. Последние (юго-восточнее УЧ-2) выклиниваются, и лёссовидные суглинки лежат непосредственно на элювии. При этом их внешний облик более спокойный, они менее опесчанены и более похожи на лёссы, наблюдаемые на более равнинных территориях Присалаирья (пр. разрез Ложок, Мраморный). В расчистке УЧ-2 отмечается более спокойное осадконакопление, не затронутое склоновыми процессами в отличие от расчистки УЧ-1.

Изучение морфологии кварцевых зерен показало, что осадконакопление отложений баганского и ельцовского лёссов происходило в результате действия эоловых процессов. На зернах из горизонтов палеопочв кроме следов эоловой деятельности отмечаются признаки активного химического воздействия. При формировании отложений ельцовского лёсса определяется материал из двух источников: одни зерна несут признаки, образующиеся при соударении частиц в воздушном потоке в результате

длительного переноса, другие имеют следы предыдущей субаквальной обработки, которые бывают нарушены царапинами и бороздами, образующимися, в основном, при влекомом эоловом переносе. Это позволяет предположить, что формирование ельцовского лёсса происходило в результате как дальнейшей эоловой транспортировки зерен во взвешенном потоке, так и при участии местного переноса материала с речной долины и подстилающих отложений временных водотоков.

По данным гранулометрического анализа показано, что основная фракция в составе отложений – крупная пыль, что является характерной особенностью лёссовых отложений. Схожее содержание и характер распределения пылеватой и отдельно взятой крупнопылеватой фракций в иллювиальном горизонте современной почвы и в лёссовидном суглинке слоя 2 показывает, что эти отложения литологически не отличаются, их накопление происходило в баганскую эпоху лёссообразования, а впоследствии они были внешне и химически изменены в результате процессов активного почвообразования. Влияние последних также хорошо заметно в распределении фракции глины по иллювиальному горизонту.

Ельцовский лёсс по распределению гранулометрического состава выделяется от вышележащих слоев по минимальному содержанию глины и пыли, с большим процентом содержания песчаной фракции. По изменению фракции песка по разрезу заметно постепенное снижение влияния местного эолового переноса и переход к атмосферному осадконакоплению.

В распределении магнитной восприимчивости и параметра FD по разрезу УЧ-2 отмечается присутствие «китайской» модели накопления магнитного материала и распределения, явно не связанного с известными моделями. Такое распределение магнитной восприимчивости по разрезу может быть обусловлено поступлением лёссового материала из различных источников с разным исходным содержанием магнитных минералов либо близким положением коренных пород, которые могут изначально содержать определенное количество магнитных минералов, за счет чего при перевевании из выветрелого материала происходил привнос магнитных частиц в ельцовский лёсс.

На основании вышеизложенного в разрезе можно выделить три различные обстановки осадконакопления:

– накопление ельцовского лёсса (слоя 3) происходило в результате совместной работы осаждения пыли из атмосферного потока (большое содержание пыли в отложениях) и значительного привноса местного материала (большое количество песка);

– накопление лёссовидных суглинков баганского лёсса происходило в периоды похолоданий в результате относительно равномерного состояния среды

при преобладании атмосферного осадконакопления. Исходя из характера распределения величины U -ratio по разрезу в позднеледниковье отмечается резкий колебательный характер силы ветрового потока, что может быть связано, учитывая возраст верхней палеопочвы, с частым чередованием потеплений и похолоданий в это время в Северном Полушарии в целом, в частности с похолоданиями позднего и древнего дриаса [Andersen et al., 2004];

– для отложений слабообразованных палеопочв, сформировавшихся в периоды потеплений климата, характерно повышенное количество содержания глины и более низкий процент пылеватых фракций относительно вмещающих лёссовых отложений, что позволяет предполагать незначительное снижение роли атмосферного пылеосаждения в это время. Характерно увеличение значений магнитной восприимчивости и FD за счет большого количества ферромагнитных и парамагнитных минералов в результате повышения увлажненности среды.

Примечательной особенностью данного разреза является наличие слабообразованных палеопочв, сформировавшихся в короткие незначительные потепления сартанского времени. В данном карьере они распространены не повсеместно. Судя по характеру их залегания в виде больших линз, скорее всего они были сформированы либо сохранились в некоторых локальных микропонижениях. Находки сартанских палеопочв в лёссовых отложениях на юго-востоке Западной Сибири весьма редки. В стратиграфической схеме Западной Сибири баганский и ельцовский лёсс разделяет суминская почва, которая на юге Западной Сибири впервые выделена в местонахождении Волчья Грива (Каргатский район Новосибирской области) [Волков 1971; Зыкина и др., 1981; Зыкина, Зыкин, 2012]. Она же отмечается в разрезе котловины озера Аксор (Казахстан) [Зыкин и др., 2003]. Кроме того, И.А. Волков [1971] выделял суминскую почву в карьере близ г. Искитим в долине р. Берди, там она перекрыта эоловыми песками, однако эта почва не была датирована. В Волчьей Гриве возраст суминской почвы оценивается на основании радиоуглеродных датировок костного материала, обнаруженного на поверхности ее верхней границы: $13\,600 \pm 230$ л. н., $16\,340 \pm 672$ кал. л. н. (СОАН-111), $14\,200 \pm 150$ л. н., $17\,245 \pm 448$ кал. л. н. (СОАН-78), приведенные датировки характеризуют время завершения теплого интерстадиала и начало накопления баганского лёсса [Зыкина и др., 1981; Зыкина, Зыкин, 2012]. По более поздним данным, возраст палеонтологического материала с приблизительно этого уровня оценивается интервалом от 11 до 18 ^{14}C тыс. л. н. [Leshchinskiy et al., 2008], но точной привязки именно к горизонту суминской почвы нет. В озерной котловине оз. Аксор имеется ^{14}C датировка из палеопочвы, являющейся, по-видимому, аналогом суминской

палеопочвы: $16\,210 \pm 850$ л. н., $19\,700 \pm 2\,037$ кал. л. н. (СОАН-3891) [Зыкин и др., 2003]. Таким образом, опираясь на эти датировки, можно приблизительно оценить интервал формирования суминской почвы в пределах $\sim 19,6$ – $16,3$ тыс. л. н.

В баганском и ельцовском лёссах разреза Усть-Чём отмечается три уровня слабообразованных палеопочв, для двух из которых установлен абсолютный возраст. Первая датировка ($12\,388 \pm 774$ кал. л. н. (СОАН-9792)) скорее всего соотносится с интервалом аллерёдского потепления в шкале климатических периодов Блитта – Сернандера Северной Европы, который длился несколько сот лет в интервале $\sim 13\,900$ – $12\,700$ л. н. по [Величко и др., 2017]. В Гренландской записи этот интерстадиал соответствует подстадиям GI-1a, GI-1b и GI-1c в интервале $13\,600$ – $12\,900$ л. н. [Rasmussen et al., 2014]. Вторая дата ($14\,934 \pm 993$ кал. л. н. (СОАН-9707)) может отражать событие, аналогичное потеплению бёллинг в интервале от $14\,100$ до $14\,700$ лет [Величко и др., 2017] или максимальной фазе GI-1e кривой NGRIP ($14\,692$ – $14\,075$ л. н. [Rasmussen et al., 2014]). Кроме того, формирование этой слабообразованной почвы можно скоррелировать со вторым событием Дансгора – Эшгера [Wolf et al., 2010], относящимся к быстрым короткопериодическим климатическим колебаниям, выделенным в изотопно-кислородной кривой льдов Гренландии [Dansgaard et al., 1993], характеризующимся резким потеплением с последующим постепенным похолоданием.

Обнаруженные в разрезе Усть-Чём погребенные почвы являются не единственным свидетельством потепления конца плейстоцена Западной Сибири и соседних территорий. На крайнем северо-востоке России с 15 тыс. л. н. отмечаются слабообразованные почвы и другие органические остатки в сартанских отложениях, и на основании многочисленных датировок выделяется позднеледниковое потепление в интервале 15 – 12 тыс. л. н. [Астахов, Свенсен, 2011]. В торфяниках юго-востока таежной зоны Западной Сибири (разрез Жуковское, Томская область) на основе анализа спорово-пыльцевых спектров и радиоуглеродного датирования выделен интерстадиал в интервале ~ 12 – $11,2$ тыс. л. н., сопоставляемый с аллерёдом [Борисова и др., 2005]. В районе Нижнего Иртыша С.К. Кривоногов [1988] в интервале 15 – 11 тыс. л. н. по палеокарпологическим данным и ^{14}C датированию выделил два теплых промежутка, соответствующих бёллингу и аллерёду. Для центральной части Западной Сибири получены палинологические данные о постепенном расширении лесных ландшафтов с начала позднеледниковья и их преобладания с ~ 14 – 13 тыс. л. н. [Бурканова, 2017]. Наличие следов позднеледниковых потеплений в разных типах отложений позволяет заключить о региональном проявлении интерстадиала аллерёд-бёллинг в Западной Сибири.

В нижней части ельцовского лёсса отмечен гумусированный прослой с мелкими, в основном травянистыми углями, который хорошо прослеживается по латерали по всей северо-западной части карьера. По углям получена радиоуглеродная датировка $15\,035 \pm 390$, или $18\,214 \pm 903$ кал. л. н. (СОАН-9705). Эта датировка маркирует событие, характеризующееся незначительным потеплением на фоне холодных условий стадиала. Этот слой, скорее всего, является временным аналогом суминской почвы. Отмеченная в расчистке УЧ-2 палеопочва 3 также могла быть сформирована в это потепление, но на данном этапе исследований данных, подтверждающих это, нет. В глобальных записях климата Северного полушария приблизительно в это время начинается последняя ледниковая терминация LGT (Last Glacial Termination).

На данный момент нижняя почва из расчистки УЧ-1 (из слоя 4) не имеет однозначной интерпретации. Согласно полученной датировке, ее возраст составляет $21\,631 \pm 814$ кал. л. н. (СОАН-9706). Однако учитывая, что она явно претерпела воздействие склоновых процессов, данная датировка, скорее всего, омоложена, считается ориентировочной и требует уточнения. Предварительно авторы сопоставляют образование данной почвы с каргинским интерстадиалом (МИС 3).

В других изученных разрезах Присалаирья, расположенных в пределах Новосибирского Приобья, баганский и ельцовский лёсс лежат один на другом без признаков суминского почвообразования между ними. Полученные ОСЛ датировки из разреза Ложок не выявляют перерыва в осадконакоплении на их границе. Накопление имеющихся в разрезе отложений ельцовского лёсса происходило в интервале от $\sim 29,5$ до $18,2$ тыс. л. н., а баганского лёсса – с $\sim 18,2$ до $16,5$ тыс. л. н. [Вольвах и др., в печати]. Возможно, формирование слабозрелых палеопочв в периоды коротких потеплений в течение МИС 2 – начала МИС 1 на изученной территории связано с более благоприятными обстановками в предгорных районах.

Стоит отметить, что ранее в пределах баганского лёсса в разрезе Ложок по записи магнитной восприимчивости и геохимическим палеоклиматическим индикаторам была установлена осцилляция [Вольвах и др., 2019], которая может являться откликом на непродолжительное потепление, отмеченное нами в разрезе Усть-Чём.

Заключение

Отложения разреза Усть-Чём дают представление об этапах формирования лёссовой толщи в течение МИС 3 – начала МИС 1 в районе левобережья долины р. Елбаш в Присалаирье. Данные о морфологии кварцевых зерен подтвердили, что ведущим факто-

ром в накоплении отложений баганского и ельцовского лёссов были эоловые процессы, отмечаются следы криогенного выветривания.

Судя по строению разреза Усть-Чём, широкое развитие субэразьного осадконакопления на рассматриваемом участке долины р. Елбаш началось с начала сарганского времени, сохранились реликты почвы, сформировавшейся, по-видимому, в каргинский интерстадиал. Следов более древнего лёссонакопления не выявлено, возможно, они были денудированы. По данным гранулометрии, магнитной восприимчивости и морфоскопии кварцевых зерен накопление ельцовского лёсса происходило за счет сопряжения осаждения пылеватого материала из атмосферы и участия местного переноса песчаных частиц в результате переветывания отложений водного генезиса и эллювия палеозойских пород. В накоплении баганского лёсса роль местного переноса снижается до минимума.

В разрезе отразились короткопериодические события последнего оледенения, следы которых очень редко обнаруживаются в лёссовых разрезах юго-восточной части Западной Сибири. Установлены признаки двух потеплений в позднеледниковье Северо-Западного Присалаирья в интервале от $14,9$ до $12,3$ тыс. л. н.: в разрезе присутствуют две слабозрелые палеопочвы, абсолютный возраст которых показал, что они могут являться аналогами интерстадиалов бёллинг и аллерёд в Северной Европе и интергляциалов Гренландской кривой GI-1e и GI-1a, b, с соответственно. Полученные радиоуглеродные датировки имеют важное значение для восстановления истории палеогеографии Новосибирской области. Ранее в лёссовых отложениях Северо-Западного Присалаирья не находили признаки позднеледниковых потеплений. Наличие «теплого» события в основании ельцовского лёсса, которое сопоставляется по времени его проявления с формированием суминской почвы, по-видимому, свидетельствует, что данное потепление не было развито локально и проявлялось в разных районах юга Западной Сибири. По-видимому, потепления в позднеледниковье на территории юга Западной Сибири были неравномерными и зависели от региональных или местных климатических условий и рельефа.

Лёссовые разрезы Присалаирья в Новосибирском Приобье не содержат видимых следов формирования почв на границе баганского-ельцовского лёссов. Также там не установлено наличие палеопочв, маркирующих климатические осцилляции в пределах МИС 2 – начала МИС 1. Присутствие позднеледниковых слабозрелых почв в разрезе Усть-Чём может быть объяснено тем, что в предгорных условиях были благоприятные обстановки для их формирования.

Лёссовые отложения долины р. Елбаш формировались в холодные/сухие интервалы МИС 2, а

гумусовые прослои во время непродолжительных позднеледниковых потеплений/увлажнений, отмечающихся в разных районах Северного полушария. Сопоставление установленных событий в Присалаирье с Гренландскими записями климата позволяет заключить, что в лёссовых отложениях юго-восточной части Западной Сибири могут быть записаны отклики на короткопериодические глобаль-

ные климатические изменения, в том числе векового масштаба.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и правительства Новосибирской области в рамках научного проекта № 18-45-543007 p_mol_a, проектов РФФИ № 20-05-00801, 19-05-00513 и государственного задания Института геологии и минералогии СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А.О., Алексеева Т.В.** Оксидогенез железа в почвах степной зоны. М. : Изд-во ГЕОС, 2012. 204 с.
- Арсланов Х.А., Громова Л.И., Полевая Н.И., Руднев Ю.П.** Определение абсолютного возраста по радиоуглероду сцинтилляционным методом // Геохимия. 1968. № 2. С. 198–206.
- Астахов В.И., Свенсен Й.И.** Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России // Региональная геология и металлогения. 2011. № 47. С. 12–27.
- Борисова О.К., Зеликсон Э.М., Кременецкий К.В., Новенко Е.Ю.** Ландшафтно-климатические изменения в Западной Сибири в позднеледниковье и голоцене в свете новых палинологических данных // Известия РАН. Серия Географическая. 2005. № 6. С. 38–49.
- Бурканова Е.М.** Палиностратиграфия каргинско-голоценовых отложений комплекса речных долин Среднего Приобья : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 2018. 25 с.
- Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В.** История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лёд и Снег. 2017. № 57 (3). С. 391–416.
- Волков И.А.** Позднечетвертичная субаэральная формация. М. : Наука, 1971. 254 с.
- Вольвах А.О., Вольвах Н.Е., Смолянинова Л.Г.** Палеоклиматические изменения и короткопериодичные события позднего плейстоцена в записи лёссовых отложений разреза Ложок, юго-восток Западной Сибири // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2019. № 4. С. 17–27.
- Вольвах Н.Е., Курбанов Р.Н., Вольвах А.О., Зыкина В.С., Хашевская Д.Е., Булард Я.-П., Мюррей Э.С.** Первые результаты люминесцентного датирования лёссово-почвенных серий юга Западной Сибири (опорный разрез Ложок) // Известия РАН. Серия Географическая. (в печати)
- Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А.** Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор // Археология, этнография и антропология Евразии. 2003. № 4. С. 2–16.
- Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И.** Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. М. : Наука, 1981. 204 с.
- Зыкина В.С., Зыкин В.С.** Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск : Гео, 2012. 477 с.
- Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф., Гвоздков А.Н., Кербер Е.В.** Оледенения и межледниковья Сибири – палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с Западно-Сибирской стратиграфией (эпоха полярности Брюнес) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42 (1–2). С. 48–63.
- Кривоногов С.К.** Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения (по карпологическим данным). Новосибирск : Наука, 1988. 232 с.
- Малолетко А.М.** Лёссы Салаира // География и природопользование Сибири. 2015. № 19. С. 105–114.
- Матвеевская А.Л.** Строение современной поверхности и рыхлого покрова в северо-западном Присалаирье // Труды Горно-геологического института ЗСФ АН СССР. 1956. № 15. С. 129–144.
- Рухин Л.Б.** Основы литологии. Л. : Недра, 1969. 703 с.
- Сизикова А.О., Зыкина В.С.** Морфоскопия песчаных кварцевых зерен и микростроение верхнеплейстоценовых лёссов юга Западной Сибири, разрез Ложок // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 1 (170). С. 41–50.
- Тишкин А.А.** Методика отбора проб для радиоуглеродного и дендрохронологического датирования: учеб.-метод. пособие. Барнаул : Изд-во Алт. ун-та, 2001. 40 с.
- Хабаков А.В.** Об индексах окатанности галечников // Советская геология. 1946. № 10. С. 98–99.
- Чичагова О.А., Черкинский А.Е.** Проблема радиоуглеродного датирования почв // Почвоведение. 1985. № 11. С. 63–75.
- Andersen K.K., Azuma N., Barnola J.-M., Bigler M., Biscaye P., Caillon N., Chappellaz J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Fischer H., Flückiger J., Fritzsche D., Fujii Y., Goto-Azuma K., Grönvold K., Gundestrup N.S., Hansson M., Huber C., Hvidberg C.S., Johnsen S.J., Jonsell U., Jouzel J., Kipfstuhl S., Landais A., Leuenberger M., Lorrain R., Masson-Delmotte V., Miller H., Motoyama H., Narita H., Popp T., Rasmussen S.O., Raynaud D., Rothlisberger R., Ruth U., Samyn D., Schwander J., Shoji H., Siggard-Andersen M.-L., Steffensen J.P., Stocker T., Sveinbjörnsdóttir A.E., Svensson A., Takata M., Tison J.-L., Thorsteinsson Th., Watanabe O., Wilhelms F., White J.W.C.** High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // Nature. 2004. V. 431. P. 147–151.
- Bassiot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y.** The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Science Letters. 1994. V. 126. P. 91–108.
- Chlachula J., Little E.** A high-resolution Late Quaternary climatostratigraphic record from Iskitim, Priobie Loess Plateau, SW Siberia // Quaternary International. 2011. V. 240 (1–2). P. 139–149.
- Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J.D., Carlson A.E., Clark J., Wohlfarth B., Mitrovica J.X., Hostetler S.W., McCabe A.M.** The Last Glacial Maximum // Science. 2009. V. 325. P. 71–714.

Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Svelnbjornsdottir A.E., Jouzel J., Bond G. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // *Nature*. 1993. V. 364 (6434). P. 218–220.

Head M.G., Gibbard P.L., Salvador A. The Quaternary: its character and definition // *Episodes*. 2008. V. 31 (2). P. 234–238.

Kalinska-Nartisa E., Woronko B., Wenxin N. Microtextural inheritance on quartz sand grains from Pleistocene periglacial environments of the Mazovian Lowland, Central Poland // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2017. V. 28. P. 741–756.

Kravchinsky V.A., Zykina V.S., Zykin V.S. Magnetic indicator of global paleoclimate cycles in Siberian loess-paleosol sequences // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 265. P. 498–514.

Krinsley D.H., Doornkamp J.C. Atlas of quartz sand surface textures. 2nd ed. Cambridge : Cambridge University Press, 2011. 102 p.

Leshchinskiy S.V., Kuz'min Y.V., Zenin V.N., Joull A.J.T. Radiocarbon chronology of the “Mammoth Cemetery” and paleolithic site of Volchia Griva (Western Siberia) // *Current research in the Pleistocene*. 2008. V. 25. P. 53–56.

Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records // *Paleoceanography*. 2005. V. 20. P. 1–17.

Liu X.M., Shaw J., Liu T.S., Heller F., Cheng M.Y. Rock magnetic properties and palaeoclimate of Chinese Loess // *J. Geomagn. Geoelectr.* 1993. V. 45. P. 117–124.

Matasova G.G., Kazansky A.Yu. Magnetic properties and magnetic fabrics of Pleistocene loess/paleosol deposits along west-central Siberian transect and their palaeoclimatic implications / *Magnetic Fabric: Methods and Applications*. Geological Society. London: Special Publications. 2004. V. 238. P. 145–173.

Nugteren G., Vandenberghe J. Spatial climatic variability on the Central Loess Plateau (China) as recorded by grain size for the last 250 kyr // *Global and Planetary Change*. 2004. V. 41 (3–4). P. 185–206.

Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. P. 429–436.

Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J., Wheatley J.J., Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 106. P. 14–28.

Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk R.C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hogg G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years cal BP // *Radiocarbon*. 2013. V. 55 (4). P. 1869–1887.

Sizikova A.O., Zykina V.S. The dynamics of the Late Pleistocene loess formation, Lozhok section, Ob loess Plateau, SW Siberia // *Quaternary International*. 2015. V. 365. P. 4–14.

Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muschler R., Rasmussen S.O., Rothlisberger R., Steffensen J.P., Vinther B.M. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 2: comparison to other records // *Quaternary Science Reviews*. 2005. V. 25. P. 3258–3267.

Vandenberghe J. Palaeoenvironment and Stratigraphy During Last Glacial in the Belgian-Dutch Border Region // *Quaternary Research*. 1985. V. 24. P. 23–38.

Vandenberghe J., An Z., Nugteren G., Lu H., Van Huissteden C. A new absolute timescale for the Quaternary climate in the Chinese loess region based on grain size analysis // *Geology*. 1997. V. 25. P. 35–38.

Velichko A.A., Timireva S.N. Morphoscopy and Morphometry of Quartz Grains from Loess and Buried Soil Layers // *GeoJournal*. 1995. V. 36 (1). P. 143–149.

Vos K., Vandenberghe N., Elesen J. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation // *Earth-Science Reviews*. 2014. V. 128. P. 93–104.

Wolf E.W., Chappellaz J., Blunier T., Rasmussen S.O., Svensson A. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 2828–2838.

Zykin V.S., Zykina V.S. The Middle and Late Pleistocene loess-soil record in the Iskitim area of Novosibirsk Priobie, south-eastern West Siberia // *Quaternary International*. 2015. V. 365. P. 15–25.

Авторы:

Вольвах Анна Олеговна, научный сотрудник, лаборатория геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: sizikova@igm.nsc.ru

Вольвах Николай Евгеньевич, аспирант, ведущий инженер, лаборатория геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: volvakh@igm.nsc.ru

Овчинников Иван Юрьевич, научный сотрудник, лаборатория геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: ivovchinnikov@igm.nsc.ru

Маликов Дмитрий Геннадьевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: dgmaliakov@igm.nsc.ru

Щеглова Снежана Николаевна, инженер, лаборатория геологии кайнозоя, палеоклиматологии и минералогических индикаторов климата, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: snezhka@igm.nsc.ru

A.O. Volvakh, N.E. Volvakh, I. Yu. Ovchinnikov, D.G. Malikov, S. N. Scheglova

¹*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia***WARMING EVIDENCES RECORDED IN LOESS DEPOSITS OF THE LAST GLACIATION AND DYNAMICS OF LOESS ACCUMULATION IN NORTH-WEST CIS-SALAIR, (SOUTH-EAST OF WEST SIBERIA)**

In the framework of this work, loess sections represented by subaerial deposits of the MIS 2 – beginning of MIS 1 age of Cis-Salair plain within the Iskitim district of the Novosibirsk region, were studied. Great interest in the section was caused by the presence of three buried paleosols and carbonized organic matter in it, suitable for ¹⁴C dating. Despite the wide distribution of the Sartan loess cover in the south of Western Siberia, finds of interstadial paleosols in the loesses of this time are very rare. Previously, Late Glacial paleosols were not found in loess deposits. There is only the Suminskaya paleosol (~ 19.6 - 16.3 thousand years ago) is distinguished, separating the Bagan and Eltsovka loess in the stratigraphic scheme of Western Siberia. However, the Suminskaya paleosol is most often absent in loess sections.

In the work, a complex approach to the study of the section was used, which in addition to field observations included grain size and petromagnetic (magnetic susceptibility) analyses, morphoscopy of sand quartz grains and radiocarbon dating. Grain size composition and magnetic susceptibility were measured for the subaerial part of the section. The morphology of quartz grains was studied for all layers of the section.

The deposits of the Ust'-Chem section give an idea of the stages of the formation of the loess stratum of the final of the Late Pleistocene in the area of the left bank of the Elbash river valley in the Cis-Salair. The Bagan and Eltsovka loess-like loams lay on subaquatic sediments, its thickness varies and depends on the underlying relief, determined in this place by the form of mother rock outcrops. According to the grain size analysis, it was shown that the main fraction in the sediment composition is coarse silt, which is a characteristic feature of loess deposits. Data on the morphology of quartz grains confirmed that aeolian processes were the leading factor in the accumulation of deposits of Bagan and Eltsovka loess, and traces of cryogenic weathering also were noted.

According to the structure of sections Ust'-Chem-1 and Ust'-Chem-2, wide subaerial sedimentation in the considered section of the Elbash river valley began from Sartan time, Karga deposits also were preserved. No traces of more ancient loess accumulation were revealed; they may have been denudated. According to the data of grain size, magnetic susceptibility, and morphoscopy of quartz grains, the accumulation of the Eltsovka loess occurred as a result of the conjugation of the input of dusty material as a result of deposition from the atmosphere and the participation of local transport of sand particles as a result of the entrainment of sediments of water genesis and eluvium of Paleozoic rocks. In the accumulation of Bagan loess, the role of local transport is reduced to a minimum.

The section reflects short-period events of the last glaciation, traces of which are very rarely found in loess sections of the southeastern part of Western Siberia. The obtained dates are important for restoring the history of paleogeography of the Novosibirsk region. Earlier, no signs of Late Glacial warming were found in loess deposits of the south-east of Western Siberia. Evidences of two warmings in the Late Glacial period of the northwestern Salair region were established in the range from 14.9 to 12.3 kya: the section contains two weakly developed paleosols, the absolute age of which showed that they can be analogs of the Bølling and Alløred interstadials in Northern Europe and the Greenland curve interglacials GI-1e and GI-1a, b, c, respectively. Besides, the section revealed the presence of a "warm" event at the base of the Eltsovka loess (MIS 2), which is correlated by the time of it with the formation of Suminian paleosol. It is suggested to indicate that this warming was not developed locally and was occurred in different regions of the south of Western Siberia. Apparently, the warming in the Late Glacial in the south of Western Siberia was uneven and depended on regional palaeoclimatic conditions and relief. The paleosol-3 in the Ust'-Chem-2 trench could also be formed during this warming, but at this stage of the research, there is no data confirming this. In the other studied sections of the Cis-Salair, located within the Novosibirsk Ob region, the Bagan and the Eltsovka loesses (both MIS 2) lie on one another without obvious signs of soil formation between them. Traces of paleosols formed in the Late Glacial period are also not observed. Possibly, the formation of weakly developed paleosols during periods of short warming during MIS 2-MIS 1 in the study area is associated with more favorable conditions in the foothill regions. At this stage of the study, the lower paleosol from the Ust'-Chem-1 section (from layer 4) does not have a univocal interpretation. According to the obtained ¹⁴C dating, its age is 21631 ± 814 cal BP (SOAN-9706). However, given that it has clearly undergone the impact of slope processes, this dating is most likely rejuvenated, considered approximate and requires clarification. Preliminarily, the authors link the formation of this paleosol with the Karga interstadial (MIS 3). Loess deposits of the Elbash river valley formed in the cold intervals of MIS-2 under conditions of a drier paleoclimate, and humus interbeds during short-term Late Glacial warmings observed in different regions of the Northern Hemisphere. A comparison of the established events in the Cis-Salair with global climate records allows us to conclude that in loess deposits in the south of West Siberia, responses to short-period global climatic changes, including centuries ones, can be recorded.

Keywords: loess, West Siberia, Late Pleistocene, Late Glacial paleosols, grain size analysis.

References

- Alekseev A.O., Alekseeva T.V. *Oksidogenez zheleza v pochvah stepnoj zony* [Oxydogenesis of iron in the soils of steppe zone]. Moscow: GEOS publishing, 2012. 204 p. In Russian
- Arslanov H.A., Gromova L.I., Polevaya N.I. Pudnev Yu.P. *Opredelenie absolutnogo vozrasta po radiouglerodu stintillyatsionnyy metodom* [Determination of absolute age by radiocarbon by scintillation method] // Geohimiya. 1968. № 2. pp. 198–206. In Russian
- Astakhov V.I., Svendsen J.I. *Pokrovnaya formaciya final'nogo plejstocena na krajnem severo-vostoke Evropejskoj Rossii* [Cover formation of the end of Pleistocene on the extreme northeast of European Russia] // Regional'naya geologiya i metallogeniya. 2011. № 47. pp. 12–27. In Russian
- Borisova O.K., Zelikson E.M., Kremenetsky K.V., Novenko E.Yu. *Landshaftno-klimaticheskie izmeneniya v Zapadnoj Sibiri v pozdnelednikov'e i golocene v svete novyh palinologicheskikh dannyh* [Landscape and climatic changes in Western Siberia in the Late Glacial and Holocene in the light of new palynological data] // Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya 2005. № 6. pp. 38–49. In Russian

Burkanova E.M. *Palinostratigrafiya karginsko-golocenovykh otlozhenij kompleksa rechnykh dolin Srednego Priob'ya* [Palinostratigraphy of the Karginy-Holocene deposits of the complex of river valleys of Middle Ob] // Extended Abstract PhD Thesis in Geology. Tomsk. 2018. 25 p. In Russian

Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V., Karpukhina N.V. *Istoriya Skandinavskogo lednikovogo pokrova i okruzhayushchikh landshaftov v valdayskuyu lednikovuyu epokhu i nachale golotsena* [History of the Scandinavian ice sheet and surrounding landscapes during Valdai ice age and the Holocene] // *Ice and Snow*. 2017. № 57(3). pp. 391–416. In Russian

Volkov I.A. *Pozdnechetvertichnaya subaeral'naya formatsiya* [Late Quaternary subaerial formation]. Moscow : Nauka, 1971. 254 p. In Russian

Volvakh A.O., Volvakh N.E., Smolyaninova L.G. *Paleoklimaticheskie izmeneniya i korotkoperiodichnye sobytiya pozdnego pleystotsena v zapisi lessovykh otlozheniy razreza Lozhok, yugo-vostok Zapadnoy Sibiri* [Paleoclimatic changes and short-period events of the Late Pleistocene in the record of loess sediments of the Lozhok section, South-Western West Siberia] // *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri*. 2019. №4. pp. 17–27. In Russian

Volvakh N.E., Kurbanov R.N., Volvakh A.O., Zykina V.S., Khashchevskaya D.E., Buylaert J.-P., Murray A.S. *Pervye rezul'taty luminescentnogo datirovaniya lessovo-pochvennykh seriy yuga Zapadnoy Sibiri (opornyy razrez Lozhok)* [The first results of luminescence dating of loess-soil series of the south Western Siberia (Lozhok key section)] // *Izvestiya RAN, Seriya Geograficheskaya. (in press)* In Russian

Zykin V.S., Zykina V.S., Orlova L.A. Reconstruction of changes in the environment and climate of the Late Pleistocene in the south of Western Siberia from the sediments of the basin of Lake Aksor // *Archaeology Ethnology and Anthropology of Eurasia*. 2003. № 4. pp. 2–16.

Zykina V.S., Volkov I.A., Dergacheva M.I. *Verkhnechetvertichnye otlozheniya i iskopaemye pochvy Novosibirskogo Priob'ya* [Upper Quaternary sediments and fossil soils of Novosibirsk Ob river]. Moscow: Nauka, 1981. 204 p. In Russian

Zykina V.S., Zykin V.S. *Lessovo-pochvennaya posledovatel'nost' i evolyutsiya prirodnoy sredy i klimata Zapadnoy Sibiri v pleystotsene* [Loess-soil sequence and evolution of the natural environment and climate of Western Siberia in the Pleistocene]. Novosibirsk: «Geo» publishing, 2012. 477 p. In Russian

Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Kuzmin M.I., Williams D.F., Gvozdkov A.N., Kerber E.V. Glacial and interglacial periods of Siberia: paleoclimate records of Lake Baikal and correlation with west Siberia stratigraphic schemes (the Brunhes Chron) // *Russ. Geol. Geophys.* 2001. V. 42. pp. 48–63.

Krivanogov S.K. *Stratigrafiya i paleogeografiya Nizhnego Priirtysh'ya v epokhu poslednego oledeneniya (po karpologicheskim dannym)* [Stratigraphy and paleogeography of Nizhnee Priirtyshie during the last glaciation (on karpological data)]. Novosibirsk: Nauka publishing, 1988. 232 pp. In Russian

Maloletko A.M. *Lessy Salaira* [Loesses of Salair] // *Geografiya i prirodopol'zovanie Sibiri* 2015. № 19. pp. 105–114. In Russian

Matveevskaya A.L. *Stroenie sovremennoy poverkhnosti i rykhlogo pokrova v severo-zapadnom Prisaalair'e* [The structure of the modern surface and loose cover in the northwestern Prisaalairye] // *Tr. Gorno-geol. in-ta ZSF AN SSSR*. 1956. № 15. pp. 129–144. In Russian

Rukhin L. B. *Osnovy litologii* [Fundamentals of lithology]. Leningrad: Nedra, 1969. 703 p. In Russian

Sizikova A. O., Zykina V.S. *Morfoskopiya peschanykh kvartsevykh zeren i mikrostroenie verkhnepleystotsenovykh lessov yuga Zapadnoy Sibiri, razrez Lozhok* [Morphoscopy of sand quartz grains and microstructure of the Upper Pleistocene loesses of the south of Western Siberia, section Lozhok] // *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri*. 2014. № 1(170). pp. 41–50. In Russian

Tishkin A.A. *Metodika otbora prob dlya radiouglerodnogo i dendrohronologicheskogo datirovaniya: Uchebno-metodicheskoe posobie* [Technique of sampling for radiocarbon and dendrochronology dating: textbook]. Barnaul: Altai University publishing, 2001. 40 p. In Russian

Khabakov A.V. *Ob indeksakh okatannosti galechnikov* [About pebble rounding indices] // *Sovetskaya geologiya*. 1946. № 10. pp. 98–99. In Russian

Chichagova O.A., Cherkinskiy A.E. *Problema radiouglerodnogo datirovaniya pochv* [The problem of radiocarbon dating of soils] // *Pochvovedenie*. 1985. № 11. pp. 63–75. In Russian

Andersen K.K., Azuma N., Barnola J.-M., Bigler M., Biscaye P., Caillon N., Chappellaz J., Clausen H. B., Dahl-Jensen D., Fischer H., Flückiger J., Fritzsche D., Fujii Y., Goto-Azuma K., Grønvald K., Gundestrup N.S., Hansson M., Huber C., Hvidberg C.S., Johnsen S.J., Jonsell U., Jouzel J., Kipfstuhl S., Landais A., Leuenberger M., Lorrain R., Masson-Delmotte V., Miller H., Motoyama H., Narita H., Popp T., Rasmussen S.O., Raynaud D., Rothlisberger R., Ruth U., Samyn D., Schwander J., Shoji H., Siggard-Andersen M.-L., Steffensen J.P., Stocker T., Sveinbjörnsdóttir A.E., Svensson A., Takata M., Tison J.-L., Thorsteinsson Th., Watanabe O., Wilhelms F., White J. W. C. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // *Nature*. 2004. V. 431. pp. 147–151.

Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. V. 126. pp. 91–108.

Chlachula J., Little E. A high-resolution Late Quaternary climatostratigraphic record from Iskitim, Priobie Loess Plateau, SW Siberia // *Quaternary International*. 2011. V. 240(1–2). pp. 139–149.

Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J.D., Carlson A.E., Clark J., Wohlfarth B., Mitrovica J.X., Hostetler S.W., McCabe A.M. The Last Glacial Maximum // *Science*. 2009. V. 325. pp. 71–714.

Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Jouzel J., Bond G. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // *Nature*. 1993. V. 364 (6434). pp. 218–220.

Head M.G., Gibbard P.L., Salvador A. The Quaternary: its character and definition // *Episodes*. 2008. V. 31 (2). pp. 234–238.

Kalinska-Nartisa E., Woronko B., N. Wenxin Microtextural inheritance on quartz sand grains from Pleistocene periglacial environments of the Mazovian Lowland, Central Poland // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2017. V. 28. pp. 741–756.

Kravchinsky V.A., Zykina V.S., Zykin V.S. Magnetic indicator of global paleoclimate cycles in Siberian loess-paleosol sequences // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 265. pp. 498–514.

Krinsley, D.H., Doornkamp, J.C. Atlas of quartz sand surface textures. 2nd edition. Cambridge. Cambridge University Press, 2011. 102 p.

- Leshchinskiy S.V., Kuz'min Y.V., Zenin V.N., Joull A.J.T. Radiocarbon chronology of the "Mammoth Cemetery" and paleolithic site of Volchia Griva (Western Siberia) // *Current research in the Pleistocene*. 2008. V. 25. pp. 53–56.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Paleoceanography*. 2005. V. 20. pp. 1–17.
- Liu X.M., Shaw J., Liu T.S., Heller F., Cheng M.Y. Rock magnetic properties and palaeoclimate of Chinese Loess // *J. Geomagn. Geoelectr.* 1993. V. 45. pp. 117–124.
- Matasova, G.G., Kazansky, A.Yu. Magnetic properties and magnetic fabrics of Pleistocene loess/palaeosol deposits along west-central Siberian transect and their palaeoclimatic implications / *Magnetic Fabric: Methods and Applications*. Geological Society. London: Special Publications. 2004. V. 328. pp. 145–173.
- Nugteren G., Vandenberghe J. Spatial climatic variability on the Central Loess Plateau (China) as recorded by grain size for the last 250 kyr // *Global and Planetary Change*. 2004. V. 41(3–4). pp. 185–206.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. pp. 429–436.
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Val-lalonga P., Vinther B.M., Walker M.J., Wheatley J.J., Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 106. pp. 14–28.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk R.C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hogg G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years cal BP // *Radiocarbon*. 2013. V. 55(4). pp. 1869–1887.
- Sizikova A.O., Zykina V.S. The dynamics of the Late Pleistocene loess formation, Lozhok section, Ob loess Plateau, SW Siberia // *Quaternary International*. 2015. V. 365. pp. 4–14.
- Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muschler R., Rasmussen S.O., Rothlisberger R., Steffensen J.P., Vinther B.M. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 2: comparison to other records // *Quaternary Science Reviews*. 2005. V. 25. pp. 3258–3267.
- Vandenberghe J. Paleoenvironment and Stratigraphy During Last Glacial in the Belgian-Dutch Border Region // *Quaternary Research*. 1985. V. 24. pp. 23–38.
- Vandenberghe J., An Z., Nugteren G., Lu H., Van Huissteden C. A new absolute timescale for the Quaternary climate in the Chinese loess region based on grain size analysis // *Geology*. 1997. V. 25. pp. 35–38.
- Velichko A.A., Timireva S.N. Morphoscopy and Morphometry of Quartz Grains from Loess and Buried Soil Layers // *GeoJournal*. 1995. V. 36(1). pp. 143–149.
- Vos K., Vandenberghe N., Elesen J. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation // *Earth-Science Reviews*. 2014. V. 128. pp. 93–104.
- Wolf E.W., Chappellaz J., Blunier T., Rasmussen S.O., Svensson A. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. pp. 2828–2838.
- Zykin V. S., Zykina V.S. The Middle and Late Pleistocene loess-soil record in the Iskitim area of Novosibirsk Priobie, south-eastern West Siberia // *Quaternary International*. 2015. V. 365. pp. 15–25.

Author's:

Volvakh Anna O., Researcher, Laboratory of Cenozoic geology, paleoclimatology and mineralogical indicators of climate, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: sizikova@igm.nsc.ru

Volvakh Nikolai E., Lead Engineer, Graduate Student, Laboratory of Cenozoic geology, paleoclimatology and mineralogical indicators of climate, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: volvakh@igm.nsc.ru

Ovchinnikov Ivan Yu., Researcher, Laboratory of Cenozoic geology, paleoclimatology and mineralogical indicators of climate, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: ivovchinnikov@igm.nsc.ru

Malikov Dmitrii G., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Laboratory of Cenozoic geology, paleoclimatology and mineralogical indicators of climate, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: dgmalikov@igm.nsc.ru

Scheglova Snezhana N., Engineer, Laboratory of Cenozoic geology, paleoclimatology and mineralogical indicators of climate, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia.

E-mail: snezhka@igm.nsc.ru

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2020. № 3

Редактор Ю.П. Готфрид
Оригинал-макет А.И. Лелююр
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 25.09.2020 г. Формат 60x84¹/₈.
Гарнитура Times. Печ. л. 18; усл. печ. л. 16,7.
Тираж 50 экз. Заказ № 4433. Цена свободная.

Дата выхода в свет 16.10.2020 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