

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2018

№ 3

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

Учредитель – Томский государственный университет

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

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

E-mail: Richard.Ernst@Carleton.ca

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

E-mail: vasvr@yandex.ru

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

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

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

Founder –Tomsk State University

“Geosphere Research”

International standard serial edition number: 2542-1379

Languages: Russian, English

Publication are non-commercial basis (FREE)

Open access

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

EDITORIAL BOARD

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

E-mail: Richard.Ernst@Carleton.ca

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

E-mail: vasvr@yandex.ru

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

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

David Banks, CGeol, Holymoore Consultancy, Chesterfield, UK

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

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

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

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

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

EDITORIAL COUNCIL

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

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОХИМИЯ

Сильянов С.А., Сазонов А.М., Тишин П.А., Некрасова Н.А., Лобастов Б.М., Звягина Е.А., Рябуха М.А. Геохимические показатели генезиса месторождения золота Панимба в Енисейском кряже (Сибирь, Россия)	6
Ойдуп Ч.К. Литий-урановая минерализация соленых озер и подземных источников Центральной Тувы	22

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Абрамов Б.Н. Новые данные о формировании Верхне-Алиинского золоторудного и Нойон-Тологойского полиметаллического месторождений (Восточное Забайкалье)	34
Еремин О.В., Юргенсон Г.А., Эпова Е.С. Термодинамическая модель окисления сульфидных руд месторождения Новоширокинское (Восточное Забайкалье)	43
Русаль О.С. Физико-химическая модель образования гипергенных сульфатов на примере Шерловогорского месторождения (Восточное Забайкалье)	51

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Еникеев Ф.И. Палеогеография сартанского оледенения горного обрамления Муйской впадины (Северное Забайкалье)	58
Евсеева Н.С., Квасникова З.Н., Каширо М.А. Из истории изучения мерзлоты юго-востока Западной Сибири, ее типы и влияние на рельефообразование	71

CONTENTS

GEOCHEMISTRY

Silyanov S.A., Sazonov A.M., Tishin P.A., Nekrasova N.A., Lobastov B.M., Zvyagina Ye.A., Ryabukha M.A. Geochemical indicators of the genesis of the Panimba gold deposit at the Yenisei Ridge (Siberia, Russia)	6
Oydup Ch.K. Lithium, Uranium mineralization of salt lakes and underground sources of Central Tuva	22

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Abramov B.N. New data on the formation of the Verkhne-Aliinsky gold and Noyon-Tologoysky polymetallic deposits (Eastern Transbaikalia)	34
Eremin O.V., Yurgenson G.A., Epova E.S. Thermodynamic model of the oxidation of sulfide ores of the Novoshirokinskoe deposits (Eastern Transbaikalia)	43
Rusal O.S. Physico-chemical model of formation of Hypergene sulfates on example Sherlovogorsk Deposit (Eastern Transbaikalia)	51

PALEOGEOGRAPHY

Enikeev F.I. Paleogeography of the last glaciation of the mountain frame of the Mui Depression (Northern Transbaikalia)	58
Evseeva N.S., Kvasnikova Z.N., Kashiro M.A. From history of studying of permafrost in the South-East of Western Siberia, its types and influence on relief forming	71

ГЕОХИМИЯ

УДК 550.424

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ПАНИМБА В ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ (СИБИРЬ, РОССИЯ)

С.А. Сильянов¹, А.М. Сазонов¹, П.А. Тишин², Н.А. Некрасова¹,
Б.М. Лобастов¹, Е.А. Звягина¹, М.А. Рябуха³

¹ Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

² Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

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

Рассмотрены особенности распределения редких и рассеянных элементов, а также благородных металлов в сульфидах и золоте месторождения Панимба (Енисейский кряж). На основании полученных данных предполагается комплексный источник рудного вещества (метаморфический и глубинные эманации). Рудные комплексы сформированы восстановленным флюидом средних-низких температур. Au/Ag отношение в сульфидах и золоте указывает на возможность присутствия в рудах сульфидов золота и серебра.

Ключевые слова: золоторудное месторождение Панимба, редкие и рассеянные элементы, благородные металлы, источники вещества, ICP-MS.

Введение

В пределах Восточного золотоносного пояса Енисейского кряжа известно около 20 месторождений и более 100 рудопроявлений коренного золота золото-кварцевой, золото-кварц-сульфидной, золото-сульфидной формаций. Оруденение приурочено, главным образом, к терригенным и карбонатным породам рифея, метаморфизованным в условиях зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Руды по содержанию сульфидов относятся к мало-сульфидному типу (до 5 %). Главными сульфидами в рудах являются арсенопирит, пирит и пирротин, в качестве примесей отмечаются халькопирит, сфалерит и галенит. В некоторых золото-сульфидных месторождениях отмечаются руды золота с сурьмяной и теллуридной минерализацией. Формирование руд проходило при изменяющихся РТХ-параметрах в интервале гидротермальной активности около 250 млн лет [Сазонов и др., 2010; Полева, Сазонов, 2012]. Длительная история формирования характеризует месторождения региона как полистадийные и полихронные образования, что нередко обуславливает сложные структуры рудных полей месторождений, наличие телескопирования в отложении минеральных комплексов, образование рудных столбов, формы проявления самородного золота – от тонкого, «невидимого» до самородкового, а также дискуссионность вопросов об источнике рудного вещества [Петровская, 1954; Бернштейн, 1962; Петров, 1974; Сазонов и др., 2010; Сердюк и др., 2010].

На сегодняшний момент основными векторами развития представлений об источнике рудного веще-

ства, сформировавшего месторождения региона, являются осадочно-метаморфические толщи, гидротермы интрузий гранитоидов или базитов. По нашему мнению, длительность формирования рудных структур региона не исключает возможности суперпозиции флюида различного генезиса, а основными вопросами при изучении источников рудного вещества должны являться дискриминация и оценка доли флюида разного генезиса, принимавшего участие при образовании каждого конкретного месторождения.

Возможным решением вопроса об источнике рудного вещества могут быть геохимический анализ изотопного состава серы сульфидной и широко применяемый в последнее время метод анализа распределения редких и рассеянных элементов в рудных минералах и золоте [Горячев и др., 2008; Guangzhou et al., 2009; Некрасова и др., 2010; Kun et al., 2014; Волков, Мурашов, Сидоров, 2016; Знаменский, 2017]. В его основу положено предположение о том, что состав микроэлементов и REE рудных минералов (в том числе сульфидов и золота) наследуют микроэлементный состав и REE-характеристики рудообразующего флюида [Kun et al., 2014]. Стоит отметить, что теория фракционирования редких и рассеянных элементов в сульфидных минералах и золоте разработана еще не полностью и сейчас находится на стадии накопления фактического материала. Однако такой анализ проведен уже для многих месторождений золота и показывает свою состоятельность, что подтверждается возрастающим количеством публикаций, посвященных этой теме.

На основании изучения распределения редких, рассеянных элементов и благородных металлов в

сульфидах и золоте, нами приводятся геохимическая аттестация рудных комплексов золото-сульфидного месторождения Панимба и выводы о вероятностном источнике рудообразующего флюида и металлов.

Геологическое строение месторождения Панимба

Золоторудное месторождение Панимба расположено в центре Заангарской части Енисейского кряжа, в бассейне р. Панимба и р. Чиримба, правых притоков р. Большой Пит. Панимбинский рудный узел находится на территории Северо-Енисейского района Красноярского края, на площади листов О-46-19, О-46-20.

На протяжении почти 100 лет в районе эпизодически проводились поисковые работы, но низкие содержания золота в рудах не способствовали их

промышленному освоению. К концу 1990-х гг. в рудном узле выявлены рудопроявления Тавлик, Михайловское, Правобережное и руч. Золотого. С 2005 г. в рамках расширения минерально-сырьевой базы ЗАО «Полюс», на площади рудного узла проводятся поисково-оценочные работы и предварительная разведка наиболее перспективных объектов. В 2015 г. компанией «Полюс Красноярск» месторождение Панимба поставлено на государственный баланс с запасами по категории С₂ около 76 т. Рудный узел локализован между Татарским и Ишимбинским региональными рудоконтролирующими разломами, на юго-западном крыле Центрального антиклинория Енисейского кряжа в 1,5–2 км от выходов гранитов на юге Чиримбинского массива Татарско-Аяхтинского комплекса (рис. 1).

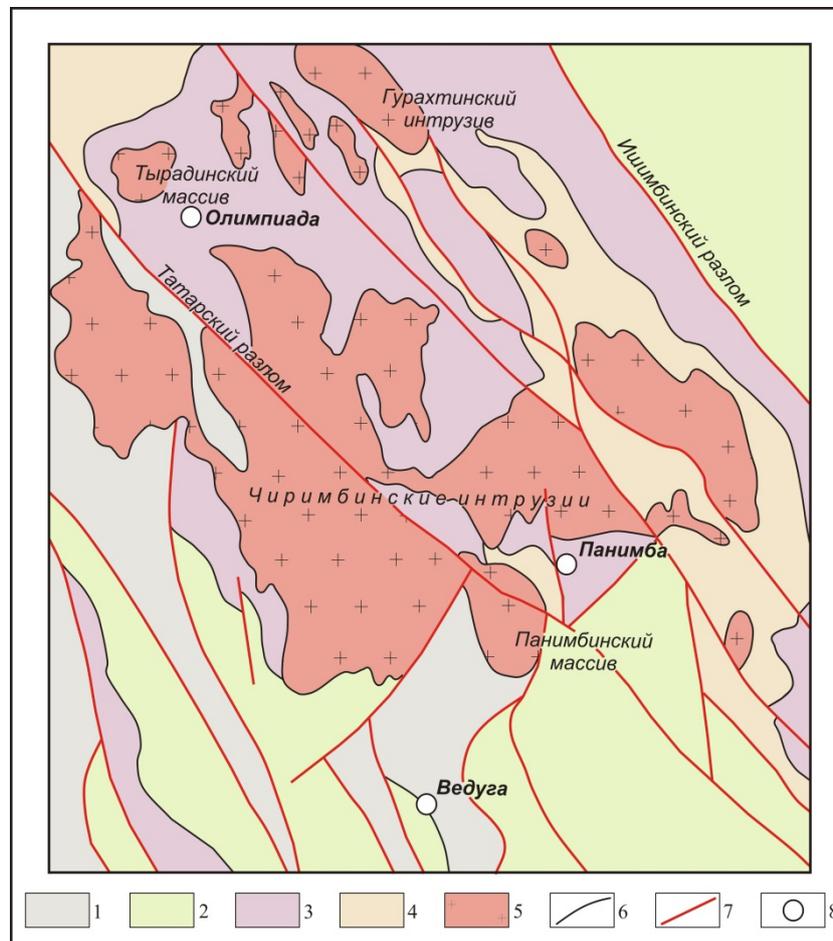


Рис. 1. Геологическая карта рудного района месторождения

Условные обозначения: 1–4 Стратифицированные терригенно-глинистые отложения: 1 – тунгусикской серии, 2–3 – сухопитской серии: 2 – кординской свиты, 3 – горбилочской, удерейской, погорюйской, сосновской свит; 4 – тейской серии; 5 – гранитоиды; 6 – геологические границы; 7 – разрывные нарушения; 8 – месторождения золота

Fig. 1. Geological map of the ore district of the deposit

Legend: 1–4 Stratified terrigenous and clay deposits: 1 – Tungusikskaya suite, 2–3 – Sukhopitskaya series: 2 – Kordinskaya suite, 3 – Gorbilok, Uderey, Pogoryuy, Sosnovskaya suites, 4 – Teya series; 5 – granitoids; 6 – geological borders; 7 – faults; 8 – gold deposits

В стратиграфическом разрезе докембрийских толщ Енисейского кряжа, месторождения региона приуроче-

ны к трехкилометровому интервалу сланцевых толщ низов сухопитской серии рифея. В региональной рудной

колонне месторождение Панимба занимает нижнюю часть разреза, локализуясь в углеродисто-терригенно-сланцевой толще кординской свиты нижнего рифея, метаморфизованной в условиях низко- и среднетемпературных фаций динамотермального и контактового метаморфизма. В строении месторождения принимают участие андалузитовые и кордиеритовые двуслюдяные

сланцы, образованные по ритмично-полосчатым отложениям песчано-алевритово-глинистой толщи. Минерализованная зона с рудными телами вскрыта в узловатых кордиерит-андалузитовых двуслюдяных углеродизированных сланцах тонкослоистой алевритоглинистой толщи, милонитизированных в сечении субмеридионального чешуйчатого сброса (рис. 2).

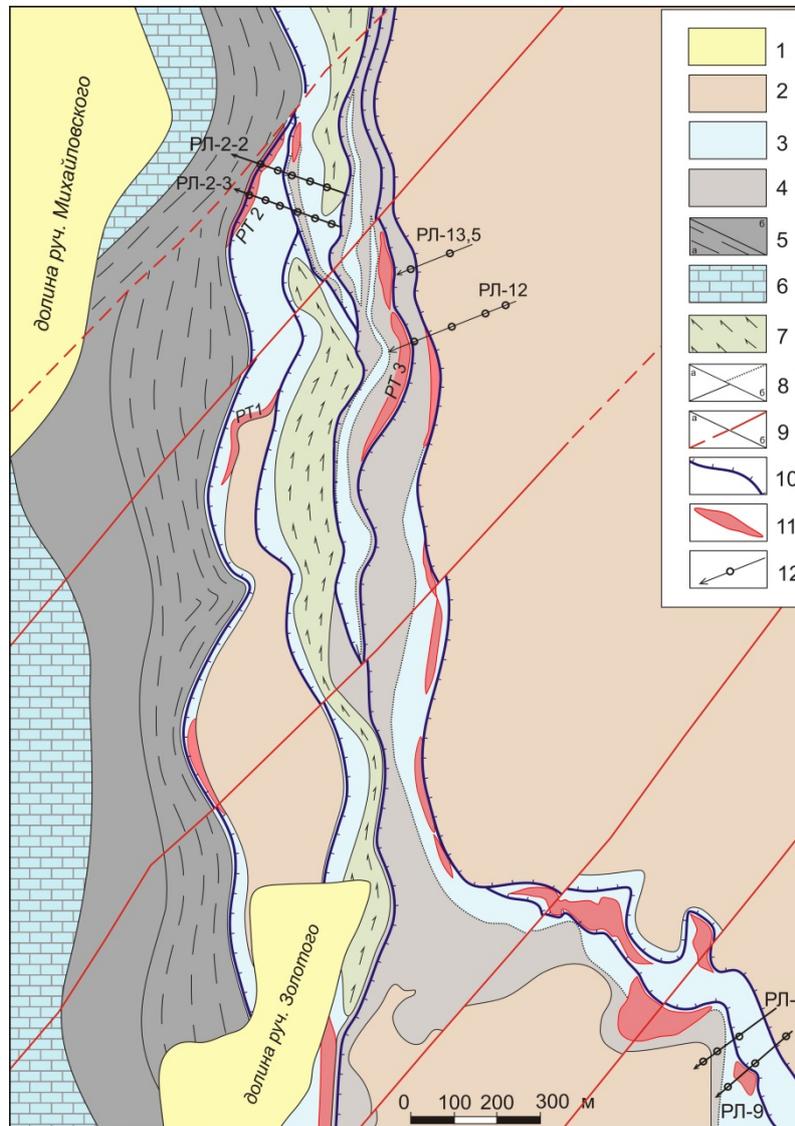


Рис. 2. Схема геологического строения месторождения Панимба (составлена Р.Г. Шариповым с изменениями А.М. Сазонова)

Условные обозначения: 1 – отложения в долинах ручьев; 2 – светло-бежево-серые андалузитовые сланцы (пачка 1 – песчано-алевритоглинистые сланцы); 3–4 – зеленовато-серые двуслюдяные blastsмилониты (пачка 2): 3 – узловатые, 4 – кордиерит-андалузитовые, иногда гранатосодержащие; 5 – темно-серые углеродистые сланцы (пачка 3): а – контрастно-тонкослоистые; б – однородные и слоеватые; 6 – известняки мраморизованные; 7 – серо-зеленые актинолитовые микросланцы; 8 – границы: а – литологические, б – метаморфических разновидностей пород; 9 – разрывные нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – сбросы (зоны милонитизации); 11 – рудные тела; 12 – буровые профили детального изучения литолого-петрографического состава

Fig. 2. Map of geological structure of the Panimba deposit (prepared by R.G. Sharipov, as amended by A.M. Sazonov)

Legend: 1 – deposits in creek valleys; 2 – light-beige-gray andalusite slates (Band 1 – sand-aleurite-clay slates); 3–4 – greenish-gray two-mica blastomylonites (Band 2): 3 – knotty, 4 – cordierite-andalusite, sometimes garnet-containing; 5 – dark-gray carboniferous slates (Band 3): a – contrast-thin-banded; b – homogeneous and layered; 6 – marbleized limestones; 7 – gray-green actinolite microslates; 8 – borders: a – lithological, b – metamorphic rock varieties; 9 – faults: a – identified, b – assumed; 10 – faults (milonitization zones); 11 – ore bodies; 12 – drilling lines of detailed study of the lithological and petrographic composition

На площади месторождения широко развиты северо-восточные и субмеридиональные тектонические нарушения. Рудовмещающий разлом представлен системой параллельных и кулисообразно расположенных разрывных нарушений субмеридионального простирания, в контактовой зоне отложений сухопитской серии рифея и тейской серии нижнего протерозоя. Вдоль линии нарушения отмечена зона катаклаза и милонитизации мощностью 150–500 м с наложенной золотосодержащей кварцевой и сульфидной гидротермальной минерализацией.

Рудные тела месторождения представлены метapelитовыми углеродсодержащими сланцами, инфильтрованными жилами, линзами и прожилками кварца. Сланцы и жильный кварц импрегнированы сульфидами и золотом. Главными минералами руд являются пирротин, пирит, арсенопирит. В качестве постоянных минералов-спутников присутствуют халькопирит и леллингит. В подчиненном количестве в рудах выявлена полиметаллическая и сопровождающая золотое оруденение висмут-теллуридная минерализация. Проба золота изменяется в пределах 798–944‰. Преобладающая часть металла отмечена в виде микромономеральных прожилков, вкрапленников, межзерновых выделений в жильном кварце, зальбандах кварцевых прожилков и во вмещающих породах, в слюдах, арсенопирите, пирротине, пирите.

Термобарогеохимические исследования [Гибшер и др., 2017] свидетельствуют о том, что золото-кварцевые жилы месторождения сформированы металлоносными Mg-Na-Cl-содержащими водно-углекислотно-углеводородными флюидами соленостью 8–23 мас. % NaCl-экв. Температурный интервал образования жильного кварца составил 180–410°C, а давление флюида изменялось от 0,2 до 3,3 кбар. Температуры образования сульфидов месторождения были оценены по арсенопиритовому [Kretschmar, Scott, 1976; Scott, 1983] и пирит-пирротинному [Toulmin, Barton, 1964; Lambert, Simkovich, Walker, 1998] геотермометрам и составили 300–460 и 258–359°C для арсенопирита и пирротина соответственно.

Рамановские исследования углеродистого вещества (УВ) сланцев и кварца месторождения позволяют говорить о том, что УВ представлено образованиями графита с дефектами на краях и внутри графеновых слоев, а также графитом с межслоевым аморфным углеродом. Не исключается присутствие углерода со структурой высшего антроксолита [Некрасова, Рябуха, Сильянов, 2017]. О. Бессак с соавторами показала, что отношение R₂, связывающее площади пиков первого порядка (G, D₁) и дополнительных пиков дефектов (D₂, D₃) на Рамановских спектрах углеродистого вещества, линейно зависит от пиковой температуры, достигнутой в мо-

мент его формирования [Beysac et al., 2002]. Используя данный термометр, нами установлены пиковые температуры для УВ жильного кварца – 248–587°C, и для УВ сланцев – 201–610°C.

На основании абсолютных датировок цирконов (U-Pb) и мусковитов (Ar-Ar) нами установлено, что региональный метаморфизм вмещающих рудные тела пород происходил в интервале 996,0±32–889,0±26,6 млн лет. Гранитообразование и контактовый метаморфизм сланцев в рудном поле произошли 868,9±6,5 млн л. н. Абсолютный возраст кварцевого жильно-прожилкового золото-сульфидно-вкрапленного оруденения лежит в интервале 817,2±5,3–744±17 млн лет (по мусковиту, Ar-Ar метод) и 815,0±37,6–762,3±33,3 млн лет (по циркону из рудного сланца, U-Pb-метод) [Сазонов и др., 2016].

Образцы и методы исследования

Минералого-геохимическое исследование самородного золота, арсенопирита, пирита и пирротина проведено из проб, отобранных из горных выработок участков руч. Михайловского и руч. Золотого (табл. 1).

Штуфные образцы, представляющие собой углеродистые сланцы с вкрапленностью сульфидов, и обломки жильного кварца с гнездовыми и трещинными выделениями рудных минералов подвергались щадящему дроблению в металлической ступе, после чего сульфидные минералы и золото обогащались водно-гравитационным методом. Окончательная очистка и доводка монофракций проводилась под бинокулярным микроскопом. Затем монофракции сульфидных минералов истирались в агатовой ступке.

Элементы-примеси определены методом ICP-MS на приборе Agilent 7500cx производства Agilent Technologies (США). Предварительно навеска проб сульфидов и золота поступательным разложением переводилась в азотнокислый и царско-водочный растворы, что позволяло удерживать в жидкой фазе и проанализировать максимально возможный спектр элементов. Качество полученных результатов оценивалось на основании стандартов горных пород и руд BCR-2, BHWO, ССЛ-1 и др. Анализ выполнен в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», ТГУ, г. Томск (аналитики Е.В. Рабцевич и Е.И. Никитина).

Термобарогеохимические исследования жильного кварца, сульфидов, углеродистого вещества выполнены в лаборатории термобарогеохимии ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, методика детально описана в работах [Гибшер и др., 2017; Некрасова, Рябуха, Сильянов, 2017].

Таблица 1

Основные характеристики изученных образцов

Table 1

Main characteristics of studied specimens

Полевой (лабораторный) номер	Место отбора	Минерал, формула ¹	Включения ²
Л466,33-135 (61)	уч. Золотой	Арсенопирит $Fe_{0,993}As_{0,968}S_{1,032}$	Кальцит, галенит, пирротин, рутил, мусковит, хлорит, циркон
Л470,03-135 (62)	уч. Золотой	Арсенопирит $Fe_{0,981}As_{0,960}S_{1,040}$	Пирротин, кварц, рутил, кальцит, хлорит, Се-монацит, циркон, торит
ПН146/570,5 (63)	уч. Золотой	Арсенопирит $Fe_{0,980}As_{0,968}S_{1,032}$	Пирротин, рутил, апатит, кварц, хедлейит, ильменит, хлорит, мусковит, фтор-апатит, торит
ПН194/110,5 (64)	уч. Михайловский	Пирротин $Fe_{9,839}S_{11,000}$	Кальцит, мусковит
ПН134/224,1 (65)	уч. Золотой	Пирит $Fe_{1,006}S_{2,000}$	Халькопирит, антимонит, хлорит, сидерит
К-8-54 (26-3)	уч. Михайловский	Золото $Au_{0,908}Ag_{0,091}$	–
С-126/414 (40-3)	уч. Михайловский	Золото $Au_{0,902}Ag_{0,098}$	–

Примечания:

¹ формулы рассчитаны по данным микрорентгеноспектрального анализа. Микрозонд Jeol JXA-8100, анализ выполнен в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик В.Н. Королук. СЭМ Tescan Vega III SBH с ЭДС Oxford X-Act, анализ выполнен в R&D центре НорНикель ИГДГиГ СФУ, г. Красноярск, аналитик С.А. Сильянов. СЭМ Tescan Vega II LMU с ЭДС OXFORD INCA ENERGY 350, анализ выполнен в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», ТГУ, г. Томск, аналитик К.В. Бестемьянова;

² по данным электронно-микроскопического изучения 20 зерен из каждой пробы.

Notes:

¹ formulas calculated on the basis of the X-ray microspectral analysis. Microprobe Jeol JXA-8100, analyzed in the Institute for Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Novosibirsk, by V.N. Korolyuk. SEM Tescan Vega III SBH with EDS Oxford X-Act, analyzed in the Norilsk Nickel R&D center of the Institute for Mining, Geology and Geotechnology of the Siberian Federal University, Krasnoyarsk, by S.A. Silyanov. SEM Tescan Vega II LMU with EDS OXFORD INCA ENERGY 350, analyzed in the common use center “Analytical Center for Geochemistry of Natural Systems”, Tomsk State University, by K.V. Bestemyanova;

² as per the data of the electronic and microscopic study of 20 grains from each sample.

Описание методик абсолютных датировок приведено в [Сазонов и др., 2016; Гибшер и др., 2017]. Изучение кристаллохимических особенностей сульфидов проведено совместно со специалистами института физики им. Л.В. Киренского СО РАН, г. Красноярск, по методикам, изложенным в работах [Сазонов и др., 2016; Кирик и др., 2017].

Результаты и обсуждение

Ниже приводятся результаты изучения распределения редких и рассеянных элементов, а также благородных металлов в сульфидах и золоте месторождения Панимба. Также дана минералого-геохимическая характеристика изученных образцов.

Минералого-геохимическая характеристика изученных образцов. Изученные образцы арсенопирита характеризуются слабым отклонением химического состава от теоретического. В минерале отмечены системный дефицит железа и преобладание серы над мышьяком (табл. 1). Мессбауэровские исследования рассматриваемых арсенопиритов показывают отклонение их структуры от идеальной. Так, ядерный гамма резонанс устанавливает всего 67–74 % атомов

железа с окружением {3S3As}; на долю атомов железа с преобладанием лигандов серы в первой координационной сфере приходится 14–21 %, а с преобладанием мышьяка – 4–16 %. Единично для образца № 62 установлен выход 8 % атомов железа в тетраэдрические пустоты кристаллической решетки [Сазонов и др., 2016; Кирик и др., 2017].

Исходя их химического состава пирротина, можно предполагать его ромбическую или моноклинную сингонию. Эмпирическая формула показывает слабый недостаток в катионной части минерала (табл. 1). Пирит месторождения имеет стехиометричный состав, что подтверждается и мессбауэровским исследованием, показывающим, что около 98 % атомов железа находятся в окружении, соответствующем минералу. Лишь 2 % (на уровне чувствительности прибора) атомов железа соответствуют сульфат-гидрату ($FeSO_4 \cdot nH_2O$). Самородное золото месторождения отвечает пробе 902–908 ‰. Основным примесным элементом является серебро в количестве до 9,8 мас. %.

Электронно-микроскопические исследования показывают наличие микровключений в большинстве исследованных образцов (табл. 1, рис. 3). Наиболее

часто микровключения отмечены в образцах арсенопирита, из рудных минералов здесь отмечены пирротин и реже – галенит и хедлейит. Среди нерудных встречаются кальцит, рутил, мусковит, хлорит, кварц. Стоит обратить внимание на наличие минералов – носителей редких и рассеянных элементов, в образце № 61 отмечен циркон (энергодисперсионный анализ не показывает наличия примесей); в образце № 62 диагностированы Се-монацит (примеси

La, Nd, Th), монацит (примеси Ce, Nd, Sm, Gd), циркон (примесь Hf и Th) и торит; в образце № 63 обнаружены апатит, фтор-apatит и торит. Образцы пиррита и пирротина почти не содержат микровключений, единично отмечены кальцит, мусковит, халькопирит, антимонит и сидерит. Золото наиболее свободно от включений посторонних минеральных фаз, которые в изученных образцах нами не обнаружены вовсе.

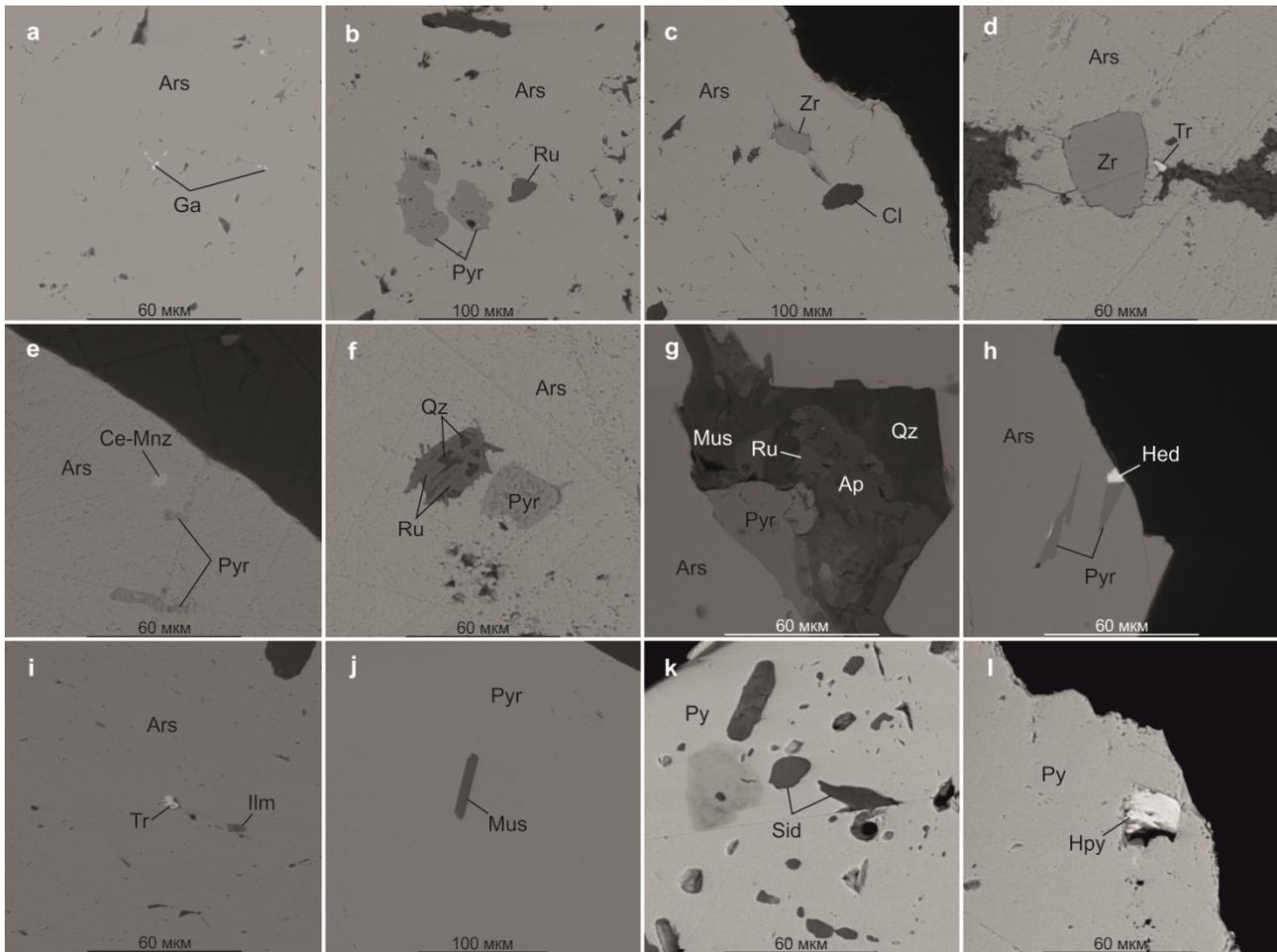


Рис. 3. BSE-фото микровключений в изученных образцах

a–c – арсенопирит № 61; d–f – арсенопирит № 62; g–i – арсенопирит № 63; j – пирротин № 64; k–l – пирит № 65. Ars – арсенопирит, Ap – апатит, Ga – галенит, Ru – рутил, Pyr – пирротин, Py – пирит, Zr – циркон, Cl – хлорит, Tr – торит, Ce-Mnz – се-монацит, Qz – кварц, Mus – мусковит, Hed – хедлейит, Ilm – ильменит, Sid – сидерит, Hpy – халькопирит

Fig. 3. BSE photo of microinclusions in the studied specimens

a–c – arsenopyrite No. 61; d–f – arsenopyrite No. 62; g–i – arsenopyrite No. 63; j – pyrrhotite No. 64; k–l – pyrite No. 65. Ars – arsenopyrite, Ap – apatite, Ga – galena, Ru – rutile, Pyr – pyrrhotite, Py – pyrite, Zr – zircon, Cl – chlorite, Tr – thorite, Ce-Mnz – monazite, Qz – quartz, Mus – muscovite, Hed – hedleyite, Ilm – ilmenite, Sid – siderite, Hpy – chalcopyrite

Распределение рассеянных элементов. Распределение рассеянных элементов в сульфидах и золоте месторождения оценено по данным ICP-MS (табл. 2). Для вмещающего субстрата – пород кординской свиты [Лиханов, Ревердатто, Вершинин,

2006, среднее по двум образцам (E-8 и E-10)] – характерно близкларковое (относительно состава верхней коры по [McDonough, Sun, 1995]) содержание Ni, Co, Rb, Ba, Ta, Zr, Nb, Hf, Ho, Th, U, Y, обращает внимание слабое обеднение рубидием.

Таблица 2

Содержание рассеянных элементов в изученных образцах, г/т

Table 2

Content of trace elements in the studied specimens, ppm

№ обр.	61	62	63	64	65	26-3	40-3	Kd ¹	UC ²
Минерал ³	Ars	Ars	Ars	Pyr	Py	Au	Au	Kd	UC
Cu	11,76	22,36	26,83	27,52	59,68	63,32	50,89	–	25
Pb	10,18	11,43	6,48	1,60	14,63	6,06	1,23	–	20
Bi	6,52	4,61	9,26	0,65	1,73	0,31	1,65	–	12,7
Zn	10,82	18,68	25,27	6,07	8,48	15,15	4,23	–	71
Sb	218,57	205,28	220,21	82,08	24,47	13,57	0,91	–	0,2
Cr	6,45	7,41	20,00	5,42	3,98	18,99	1,09	–	35
Ni	212,29	132,04	333,53	831,93	554,64	5,13	1,10	17,50	20
Co	167,79	491,19	358,00	287,83	74,63	0,54	0,17	9,05	10
Rb	1,31	1,24	3,08	0,74	2,36	0,00	0,03	135,00	112
Sr	3,67	2,96	6,11	2,44	4,83	8,88	0,92	92,00	350
W	0,61	0,65	2,65	0,07	0,07	1,38	0,45	–	2
Ba	21,15	15,69	30,84	8,39	31,53	26,04	8,22	455,50	550
V	1,77	1,93	7,41	1,13	1,20	0,46	0,70	–	60
Sn	0,96	0,55	2,02	0,25	0,47	0,68	0,94	–	5,5
Ta	0,21	0,15	0,41	0,01	0,01	0,12	0,02	1,35	2,2
Zr	90,22	117,21	111,72	1,39	4,60	2,97	0,41	218,00	190
Nb	2,24	1,92	5,25	0,05	0,09	0,12	0,02	16,00	25
Mn	18,85	24,51	23,40	9,29	60,78	7,56	1,20	–	600
Hf	2,13	2,73	2,71	0,03	0,10	0,11	0,01	7,15	5,8
Ho	0,13	0,22	0,36	0,01	0,06	0,01	0,00	1,40	0,8
Th	2,32	2,87	5,32	0,06	0,09	0,19	0,09	19,50	10,7
U	0,54	0,58	0,93	0,05	0,05	0,03	0,01	2,75	2,8
Y	4,42	7,22	12,39	0,31	1,92	0,40	0,03	37,00	22

Примечания:

¹породы кординской свиты [Лиханов, Ревердатто, Вершинин, 2006, среднее по двум образцам (E-8 и E-10)];

²состав верхней коры по [McDonough, Sun, 1995];

³Ars – арсеницит, Pyr – пирротин, Py – пирит, Au – золото.

Notes:

¹rocks of the Kordinskaya suite [Likhanov, Reverdatto, Vershinin, 2006, average for two specimens (E-8 and E-10)];

²composition of the upper crust as per [McDonough, Sun, 1995];

³Ars – arsenopyrite, Pyr – pyrrhotite, Py – pyrite, Au – gold.

Спектры концентраций рассеянных элементов в арсениците, сульфидах железа и золоте (табл. 2, рис. 4) отличаются друг от друга, что отражает минеральную дифференциацию рассеянных элементов. Так, для арсеницитов характерны близкларковые содержания Cu, Pb, Bi, Zn, Cr, W, Zr, Hf, Ho, Th, U и Y. Минерал обогащен сурьмой, никелем и кобальтом и обеднен Rb, Sr, Ba, V, Sn, Ta, Nb, Mn. Для арсеницита характерны схожие тренды распределения Ta, Zr, Nb, Hf, Ho, Th, U, Y относительно вмещающих пород кординской свиты, что показывает наследование состава вмещающих пород.

Для пирита и пирротина, так же как и для арсеницита, отмечены высокие концентрации сурьмы, никеля и кобальта и близкларковые – меди и свинца. В остальном спектры сульфидов железа обнаруживают тренд обеднения всеми рассмотренными элементами. Для золота можно отметить заметное обогащение сурьмой, а также значимые концентрации меди, вольфрама и олова. В отношении Sb, W, Sn

прослеживается подобие их распределения в арсениците и золоте самородном, что можно рассматривать как показатель геохимической родственности их происхождения. Остальные элементы характеризуются значительно низкими концентрациями относительно состава верхней коры, при этом минимальные концентрации обнаруживает рубидий.

Распределение редкоземельных элементов. Сумма редкоземельных элементов в рассматриваемых пробах арсеницита, пирита, пирротина и золота изменяется от 0,36 до 111,13 г/т (табл. 3). Минимальные содержания лантанидов характерны для самородного золота (№ 26-3, 40-3) и пирротина (№ 64), а наиболее высокие – для арсеницитов (№ 61–63). Подобное распределение отражает связь концентраций редкоземельных элементов с количеством микровключений и их составом в рассматриваемых минералах – наиболее высокие содержания REE характерны для арсеницита, который богаче включениями.

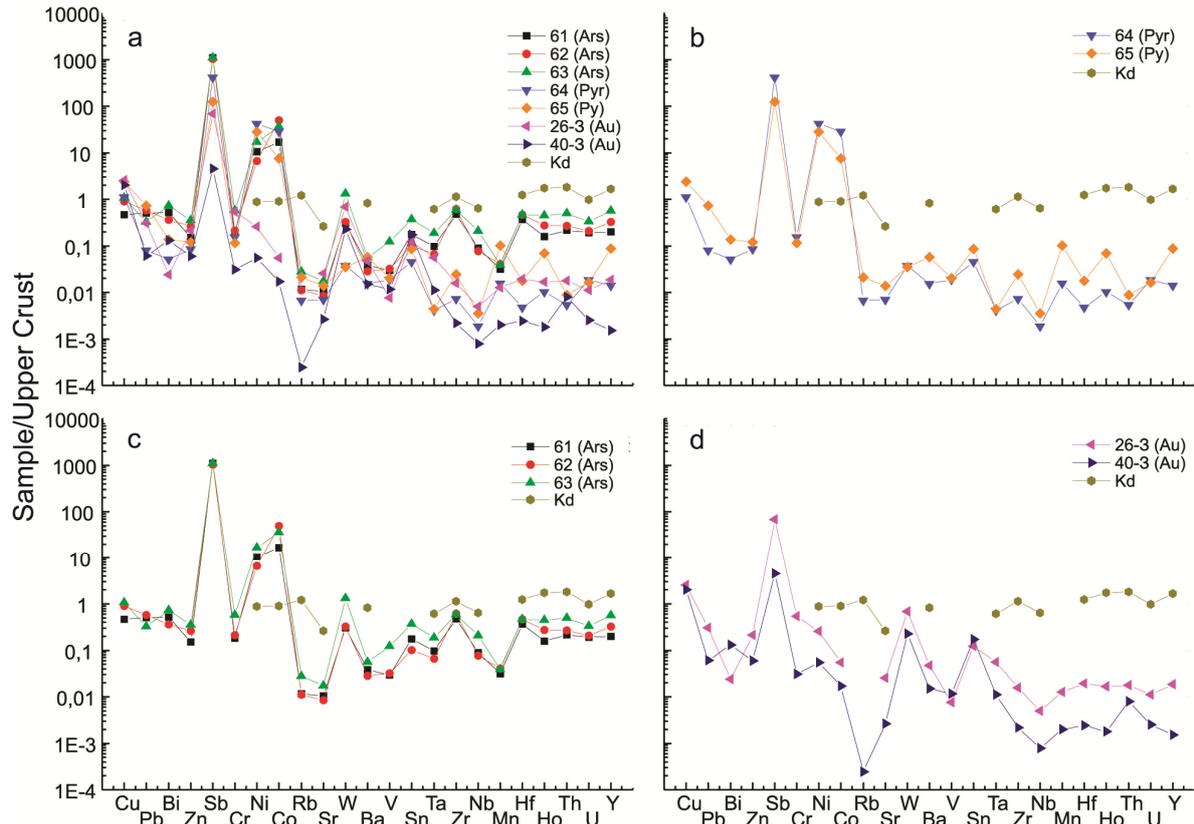


Рис. 4. Спайдер-диаграммы распределения рассеянных элементов в изученных образцах

Значения нормированы на состав верхней коры [McDonough, Sun, 1995]. Состав пород кординской свиты взят из работы [Лиханов, Ревердатто, Вершинин, 2006, среднее по двум образцам (Е-8 и Е-10)]. *a* – общая диаграмма; *b* – сульфиды железа и вмещающие породы; *c* – арсенопирит и вмещающие породы; *d* – золота и вмещающие породы

Fig. 4. Spider diagrams of distribution of trace elements in the studied specimens

Values scaled to the upper crust composition [McDonough, Sun, 1995]. Kordinskaya suite rock composition borrowed from the work [Likhanov, Reverdatto, Vershinin, 2006, average for two specimens (E-8 and E-10)]. *a* – general diagram; *b* – iron sulfides and hosting rocks; *c* – arsenopyrite and hoisting rocks; *d* – gold and hoisting rocks

Таблица 3

Содержание REE в изученных образцах, г/т

Table 3

Content of REE in the studied specimens, ppm

№ обр. Минерал ²	61 Ars	62 Ars	63 Ars	64 Pyr	65 Py	26-3 Au	40-3 Au	Kd ¹ Kd
La	4,815	20,410	2,762	0,254	0,950	0,553	0,088	77,5
Ce	11,487	49,491	7,325	0,601	2,015	0,968	0,183	136,5
Pr	0,908	6,014	0,710	0,045	0,193	0,087	0,016	19,5
Nd	3,283	23,796	3,004	0,150	0,789	0,294	0,039	64,5
Sm	0,661	4,762	0,874	0,030	0,214	0,053	0,010	11,5
Eu	0,110	0,633	0,195	0,010	0,053	0,015	0,002	2,0
Gd	0,601	2,761	1,103	0,040	0,260	0,066	0,008	9,45
Tb	0,094	0,279	0,202	0,006	0,046	0,010	0,001	1,3
Dy	0,580	1,234	1,477	0,041	0,270	0,062	0,007	7,3
Ho	0,127	0,219	0,356	0,008	0,055	0,013	0,001	1,4
Er	0,400	0,633	1,077	0,023	0,161	0,041	0,004	4,15
Tm	0,067	0,099	0,175	0,005	0,025	0,006	0,001	0,65
Yb	0,474	0,689	1,199	0,026	0,161	0,039	0,003	4,1
Lu	0,069	0,105	0,178	0,004	0,023	0,006	0,000	0,6
ΣREE	23,676	111,125	20,637	1,244	5,214	2,212	0,365	340,5

Примечания:

¹породы кординской свиты [Лиханов, Ревердатто, Вершинин, 2006, среднее по двум образцам (Е-8 и Е-10)];

²Ars – арсенопирит, Pyr – пирротин, Py – пирит, Au – золото.

Notes:

¹rocks of the Kordinskaya suite [Likhanov, Reverdatto, Vershinin, 2006, average for two specimens (E-8 and E-10)];

²Ars – arsenopyrite, Pyr – pyrrhotite, Py – pyrite, Au – gold.

Индикаторные отношения для изученных образцов

Table 4

Indicator ratios for the studied specimens

№ обр.	61	62	63	64	65	26-3	40-3	Kd ¹
Минерал ²	Ars	Ars	Ars	Pyr	Py	Au	Au	Kd ¹
ΣREE	23,68	111,13	20,64	1,24	5,21	2,21	0,36	340,45
ΣLREE	20,49	99,71	13,80	1,05	3,95	1,90	0,33	298,00
ΣMREE	0,77	5,39	1,07	0,04	0,27	0,07	0,01	13,50
ΣHREE	2,41	6,02	5,77	0,15	1,00	0,24	0,03	28,95
ΣL/ΣH	8,50	16,56	2,39	6,88	3,94	7,82	12,89	10,29
Eu/Eu* ³	0,53	0,53	0,61	0,90	0,68	0,75	0,72	0,58
Ce/Ce* ³	1,33	1,08	1,27	1,36	1,14	1,07	1,17	0,85
Tm/Tm* ³	1,00	0,97	1,00	1,26	1,01	0,98	1,04	1,00
TE3 ⁴	0,07	0,17	0,04	0,06	0,04	0,08	0,06	0,06
TE4 ⁴	0,07	0,02	0,04	0,24	0,03	0,04	0,03	0,03
La _n /Yb _n ⁵	6,89	20,14	1,56	6,68	4,01	9,63	17,32	12,84
La _n /Sm _n ⁵	4,55	2,68	1,97	5,23	2,78	6,52	5,36	4,21
Gd _n /Yb _n ⁵	1,02	3,24	0,74	1,24	1,31	1,37	1,76	1,86
La _n /Yb _n ⁶	0,54	1,57	0,12	0,52	0,31	0,75	1,35	1,00
La _n /Sm _n ⁶	1,08	0,64	0,47	1,24	0,66	1,55	1,27	1,00
Gd _n /Yb _n ⁶	0,55	1,74	0,40	0,67	0,70	0,74	0,94	1,00
Th/U	4,31	4,98	5,70	1,11	2,07	6,09	12,10	7,09
Co/Ni	0,79	3,72	1,07	0,35	0,13	0,11	0,15	0,52
Hf/Sm	3,22	0,57	3,11	0,91	0,49	2,09	1,37	0,62
Nb/La	0,46	0,09	1,90	0,18	0,09	0,22	0,22	0,21
Th/La	0,48	0,14	1,93	0,23	0,10	0,35	0,97	0,25

Примечания:

¹ породы кординской свиты [Лиханов, Ревердатто, Вершинин, 2006, среднее по двум образцам (E-8 и E-10)];

² Ars – арсенипирит, Pyr – пирротин, Py – пирит, Au – золото;

³ Ce и Eu аномалии рассчитаны по формулам: Ce/Ce* = Ce_n/√(La_n*Pr_n) и Eu/Eu* = Eu_n/√(Sm_n*Gd_n), [Monecke et al., 2002a]. Аномалия тулия рассчитана аналогично: Tm/Tm* = Tm_n/√(Er_n*Yb_n);

⁴ расчет тетраэдрического эффекта фракционирования REE (TE3, TE4) произведен по формулам:

$$TE3 = \sqrt{\frac{1}{2} \times \left(\left[\frac{Tb}{Gd^{2/3}Ho^{1/3}} - 1 \right]^2 + \left[\frac{Dy}{Gd^{1/3}Ho^{2/3}} - 1 \right]^2 \right)}$$

$$TE4 = \sqrt{\frac{1}{2} \times \left(\left[\frac{Tm}{Er^{2/3}Lu^{1/3}} - 1 \right]^2 + \left[\frac{Yb}{Er^{1/3}Lu^{2/3}} - 1 \right]^2 \right)}$$

взятых из работы [Monecke et al., 2002b];

⁵ отношение значений, нормированных на хондрит;

⁶ отношение значений, нормированных на состав вмещающих пород кординской свиты.

Notes:

¹ rocks of the Kordinskaya suite [Likhanov, Reverdatto, Verшинin, 2006, average for two specimens (E-8 and E-10)];

² Ars – arsenopyrite, Pyr – pyrrhotite, Py – pyrite, Au – gold.

³ Ce and Eu anomalies calculated with the formulas: Ce/Ce* = Ce_n/√(La_n*Pr_n) and Eu/Eu* = Eu_n/√(Sm_n*Gd_n), [Monecke et al., 2002a]. Thulium anomaly calculated similarly: Tm/Tm* = Tm_n/√(Er_n*Yb_n);

⁴ calculation of the tetrahedral effect of REE fractioning (TE3, TE4) performed using the formulas:

$$TE3 = \sqrt{\frac{1}{2} \times \left(\left[\frac{Tb}{Gd^{2/3}Ho^{1/3}} - 1 \right]^2 + \left[\frac{Dy}{Gd^{1/3}Ho^{2/3}} - 1 \right]^2 \right)}$$

$$TE4 = \sqrt{\frac{1}{2} \times \left(\left[\frac{Tm}{Er^{2/3}Lu^{1/3}} - 1 \right]^2 + \left[\frac{Yb}{Er^{1/3}Lu^{2/3}} - 1 \right]^2 \right)}$$

borrowed from the work [Monecke et al., 2002b];

⁵ Ratio of values scaled to chondrite;

⁶ Ratio of values scaled to the composition of hoisting rocks of the Kordinskaya suite.

При нормировании на хондрит [McDonough, Sun, 1995] паттерны распределения REE характеризуются плавным уменьшением содержаний LREE (ΣLREE/ΣHREE=2,39–16,56; La_n/Yb_n=1,56–20,14) и

равномерным распределением HREE (Gd_n/Yb_n=0,74–3,24) (табл. 4, рис. 5, а). Наиболее фракционированы в отношении распределения HREE и LREE образцы самородного золота (№ 40-3; ΣLREE/ΣHREE=12,89;

$La_n/Yb_n=17,32$) и арсенопирита (№ 62; $\Sigma LREE/\Sigma HREE=16,56$; $La_n/Yb_n=20,14$). Образец арсенопирита № 63, напротив, отличается практически прямолинейным характером хондрит-нормированного спектра (рис. 5, *a*), индикаторные отношения для него составляют: $\Sigma LREE/\Sigma HREE=2,39$; $La_n/Yb_n=1,56$; $La_n/Sm_n=1,97$; $Gd_n/Yb_n=0,74$.

Для вмещающих регионально-метаморфизованных пород кординской свиты, не затронутых гидротермальным процессом, характерны более высокая сумма REE (340,45 г/т), пологий тренд снижения концентраций REE в ряду от La до Lu ($\Sigma LREE/\Sigma HREE=10,29$; $La_n/Yb_n=12,84$), равномерное

распределение HREE ($Gd_n/Yb_n=1,86$) (данные о концентрациях REE в неизменных породах кординской свиты взяты из работы [Лиханов, Ревердатто, Вершинин, 2006]). Значения отношений здесь и далее даются как среднее по двум образцам E-8 и E-10). Относительно вмещающих пород все рассмотренные рудные минералы истощены REE, а паттерны их распределения, в целом, сходны с таковыми для вмещающих пород (за исключением обр. № 63), что может указывать на вынос металлов из пород при рудообразовании [Kun et al., 2014]. Однако присутствующие отличия (разная степень дифференциации REE) могут свидетельствовать о привносе части вещества из другого источника.

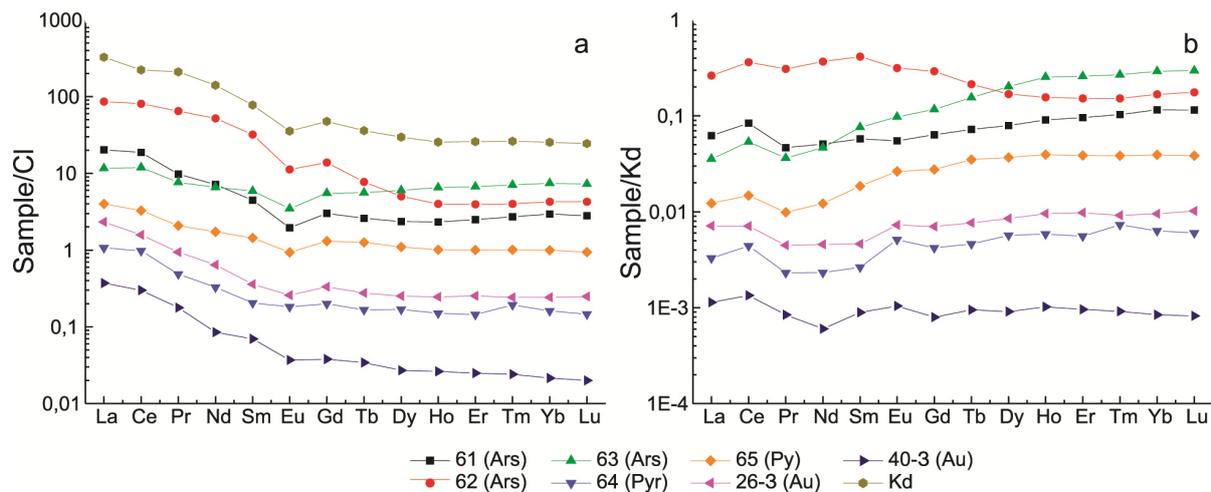


Рис. 5. Распределения REE в изученных образцах

a – значения нормированы на хондрит [McDonough, Sun, 1995]; *b* – значения нормированы на состав вмещающих пород кординской свиты [Лиханов, Ревердатто, Вершинин, 2006, среднее по двум образцам (E-8 и E-10)]

Fig. 5. REE distribution in the studied specimens

a – values scaled to chondrite [McDonough, Sun, 1995]; *b* – values scaled to the composition of hoisting rocks of the Kordinskaya suite [Likhanov, Reverdatto, Vershinin, 2006, average for two specimens (E-8 and E-10)]

Нормированные на состав вмещающих пород кординской свиты концентрации REE в рудных минералах показывают преобладающий тренд концентрирования HREE относительно LREE (отношение La_n/Yb_n изменяется от 0,12 до 1,57) (рис. 5, *b*; табл. 4). В целом значения отношений $La_n/Yb_n = 0,12-1,57$; $La_n/Sm_n = 0,47-1,55$; $Gd_n/Yb_n = 0,40-1,74$ показывают значительное выполаживание REE-спектров. Наиболее плоской формой характеризуется спектр самородного золота (№ 40-3), отношения La_n/Yb_n , La_n/Sm_n , Gd_n/Yb_n стремятся к единице (табл. 4; рис. 5, *b*). Такое поведение REE указывает на наследование состава вмещающих пород [Борисов и др., 2011], а в случае с самородным золотом косвенно подтверждает выводы В.Г. Петрова о первично-осадочной природе золота региона, которое при гидротермальном процессе могло претерпеть ремобилизацию и переотложение.

Единично устанавливается наличие тэтрадного эффекта фракционирования REE для третьей (TE3) и

четвертой (TE4) тэтрады (табл. 4). В первом случае (№ 62, арсенопирит) проявлен слабый TE3 W-типа, а во втором – TE4 M-типа (№ 64, пирротин). TE4 M-типа обусловлен наличием слабой положительной аномалии тулия (1,26). Подобная аномалия отмечалась А.Н. Некрасовой с соавторами для самородного золота Енисейско-Восточно-Саянской провинции [Некрасова и др., 2010]. Наличие TE REE может указывать на магматическую или высокотемпературную дифференциацию вещества [Monecke et al., 2002b].

Об участии глубинного флюида при рудообразовании может говорить слабая отрицательная корреляция ΣREE и Eu/Eu^* , проявленная для изученных проб [Знаменский и др., 2014]. Такой флюид мог быть связан с постмагматическими эманациями Чиримбинского массива гранитоидов, связь оруденения с которым подтверждается термобарогеохимическими исследованиями флюидных включений и определениями изотопного состава серы сульфидной [Гибшер и др., 2017]. Однако низкие концентрации REE и их паттер-

ны с тенденцией обогащения LREE указывают на флюид метаморфического генезиса [Горячев и др., 2008; Волков, Мурашов, Сидоров, 2016].

Поведение европия характеризуется доминирующей отрицательной аномалией, абсолютное значение которой изменяется от 0,90 до 0,53 (см. табл. 4; рис. 5, а). Церий проявляет тенденцию к накоплению в рассмотренных образцах, что выражено в положительной аномалии с абсолютными значениями от 1,07 до 1,36. Наличие отрицательных аномалий европия в комбинации с положительными – церия, указывает на высокую степень восстановленности рудообразующего флюида [Kun et al., 2014]. Индикатором окислительно-восстановительных свойств флюида является Th/U отношение, значение которого для изученных образцов выше единицы и изменяется от 1,11 до 12,10, также указывая на восстановительный характер флюида. Восстановленность рудообразующего флюида подтверждается и отношением алканов к алкенам, которое в нашем случае выше единицы. В газовой фазе включений в сульфидах и кварце месторождения доминируют алканы [Гибшер и др., 2017].

Полученные данные говорят о том, что сульфиды и золото преимущественно концентрируют LREE и в то же время деплетированы HFSE, что подтверждается отношениями Hf/Sm, Nb/La и Th/La, значения которых обычно меньше единицы (табл. 4). Такое поведение рассматриваемых элементов указывает на обогащение флюида хлоридными комплексами. Обогащение гидротерм фтором ведет к одновременному концентрированию REE и HFSE, при этом отношения Hf/Sm, Nb/La и Th/La больше единицы, что характерно для образца арсенопирита (№ 63). Однако, термобарогеохимические исследования подтверждают наличие только хлоридных комплексов [Гибшер и др., 2017].

Индикаторным отношением, указывающим на температуру образования минералов, является

Co/Ni-отношение. Его значение для изученных образцов изменяется от 0,11 до 3,72 (табл. 4). Для большинства образцов Co/Ni меньше либо близко к единице, что говорит о низкой и средней температуре минералообразования. Для образца арсенопирита (№ 62) Co/Ni = 3,72, что может быть интерпретировано локальным увеличением температуры при образовании минерала либо о возможном влиянии глубинных гидротерм [Kun et al., 2014]. Средние температуры рудообразования подтверждаются термобарогеохимическими исследованиями жильного кварца месторождения. Исследование показывает, что месторождение сформировано при температуре 180–410°C и давлении 0,2–3,3 кбар [Гибшер и др., 2017].

Распределение благородных металлов. Из благородных металлов в сульфидах преобладает серебро (табл. 5). Максимальные его концентрации (10,6–18,1 г/т) определены в арсенопиритах и пирите. Для образца пирротина характерно минимальное содержание металла – 3,6 г/т. Содержание золота значительно ниже и изменяется от 2,1 до 4,9 г/т. Из элементов платиновой группы преобладает палладий с концентрациями от 0,0п (для пирита и пирротина) до 0,4 г/т (для арсенопиритов). Концентрации платины не превышают 0,0п г/т в арсенопиритах и 0,00п г/т в пирите, для пирротина содержание металла ниже предела обнаружения. Максимальные концентрации рения (0,0п г/т) установлены для образцов арсенопирита (№ 62) и пирротина (№ 64), для остальных сульфидов доля рения не превышает 0,00п г/т. Рутений во всех сульфидах содержится в количествах не более тысячных долей грамма на тонну.

Самородное золото характеризуется пробой 902–908‰ (табл. 5). Основным примесным элементом является серебро в количестве до 9,8 мас. %. Также характерна примесь палладия до 1,9 г/т и платины до 0,8 г/т. Содержания рутения не превосходят 0,00п г/т, рений не определялся.

Таблица 5

Содержание благородных металлов в изученных образцах, г/т

Table 5

Content of precious metals in the studied specimens, ppm

№ обр.	61	62	63	64	65	26-3	40-3
Минерал	Ars	Ars	Ars	Pyr	Pу	Au	Au
Ru	0,004	0,003	0,002	0,006	0,002	0,000	0,002
Pd	0,145	0,235	0,387	0,015	0,072	1,931	1,256
Ag	18,084	11,495	10,593	3,623	11,915	9,11 ¹	9,82 ¹
Pt	0,037	0,044	0,044	0,000	0,004	0,829	0,030
Au	4,920	3,608	2,395	2,626	2,111	89,47 ¹	90,18 ¹
Re	0,003	0,029	0,008	0,025	0,001	–	–
Au/Ag	0,27	0,31	0,23	0,72	0,18	9,82	9,18

Примечание:

¹ в мас. % по данным микрорентгеноспектрального анализа. СЭМ Tescan Vega III SBH с ЭДС Oxford X-Act, анализ выполнен в R&D центре НорНикель ИГДГиГ СФУ, г. Красноярск, аналитик С.А. Сильянов.

Note:

¹ in wt. % as per the data of the X-ray microspectral analysis. SEM Tescan Vega III SBH with EDS Oxford X-Act, analyzed in the Norilsk Nickel R&D center of the Institute for Mining, Geology and Geotechnology of the Siberian Federal University, Krasnoyarsk by S.A. Silyanov.

Золото-серебряное отношение в сульфидах колеблется в узком диапазоне 0,18–0,72, а в самородном золоте возрастает до 9,18–9,82. По существующим представлениям, в месторождениях, где самородное золото является основным минералом Au и Ag, величина Au/Ag в рудах должна приближаться к величине отношения в самородном золоте [Пальянова, 2008]. На основании полученных нами данных, можно предполагать наличие других минералов серебра (например, акантита, ютенбогаардитита и др.) в рудах месторождения Панимба. Наличие сульфидов золота и серебра не отмечалось ранее в рудах месторождения Панимба, однако на основании золото-серебряного отношения в сульфидах можно предполагать, что они имеются.

Заключение

1. Абсолютный возраст кварцевого жильно-прожилкового золото-сульфидно-вкрапленного оруднения месторождения Панимба лежит в интервале $817,2 \pm 5,3 - 744 \pm 17$ млн лет (по мусковиту, Ag-Ag метод) и $815,0 \pm 37,6 - 762,3 \pm 33,3$ млн лет (по циркону из рудного сланца, U-Pb метод). Возраст регионального метаморфизма оценен в $960 \pm 32 - 889,0 \pm 26,6$ млн лет. Гранитообразование и сопутствующий контактовый метаморфизм произошли $868,9 \pm 6,5$ млн л. н.

2. Жильный кварц месторождения сформирован Mg-Na-Cl-содержащими водно-углекислотно-углеродородными флюидами соленостью 8–23 мас. % NaCl-экв в интервале температур и давлений 180–410°C, 0,2–3,3 кбар соответственно. Температуры формирования сульфидов укладываются в этот интервал: арсенопирит 300–460°C, пирротин 258–359°C. Пиковые температуры образования углеродистого вещества в кварце (248–587°C) и сланцах (201–610°C) незначительно выше.

3. Рудоносные флюиды средних-низких температур характеризовались высокой восстановленностью, что подтверждается наличием положительных аномалий церия и отрицательных – европия; значением Th/U > 1; отношением алканов к алкенам в сульфидах и кварце месторождения (больше единицы), а также преобладанием хлоридных комплексов.

4. Арсенопирит месторождения характеризуется системным дефицитом железа и преобладанием серы над мышьяком. Для минерала характерна структурная разупорядоченность, выраженная в образовании позиций железа с ближайшим окружением с преобладанием серы и мышьяка, при этом доля атомов железа с преобладанием серы выше, что согласуется с данными химического состава.

5. Рассмотренные арсенопириты наиболее насыщены микровключениями (рудные и порообразующие минералы, а также минералы – носители редких и рассеянных элементов). В пирите и пирротине

микровключений значительно меньше, а в золоте самородном они отсутствуют. Отмечается корреляция содержания REE от количества микровключений в минерале.

6. Пирротин месторождения характеризуется слабым дефицитом железа. Пирит крайне стехиометричен, что подтверждается мессбауэровскими данными, которые показывают, что 98% атомов железа находятся в окружении, соответствующим минералу. Самородное золото месторождений высокопробно (902–908‰) и обнаруживает значительные примеси только серебра.

7. Распределение рассеянных элементов показывает схожесть составов для групп минералов: арсенопирит, пирит и пирротин, золото. Арсенопирит характеризуется более близким микроэлементным составом по отношению к вмещающим породам. Самородное золото и арсенопирит схожи по распределению Sb, W и Sn. Все изученные минералы характеризуются повышенными содержаниями сурьмы, при отсутствии в рудах макроскопических выделений минералов этого элемента.

8. Золото-серебряное отношение в сульфидах (0,18–0,72) и самородном золоте (9,18–9,82) указывает на возможность обнаружения в рудах сульфидов серебра и золота (например, акантита, ютенбогаардитита и др.).

9. Арсенопирит почти всегда проявлен в рудах в виде метакристаллов, футляровидных образований и пойкилобластов, содержащих многочисленные включения порообразующих и рудных минералов. Для минерала также характерна особенность включать в себя минералы, содержащие редкие и рассеянные элементы (циркон, монацит, торит, апатит). Для сульфидов железа (пирит, пирротин) количество микровключений минимальное, а в самородном золоте минеральные включения почти не встречаются. Наличие подобных закономерностей говорит о своеобразности механизма роста арсенопирита и других сульфидов. На эти особенности арсенопирита следует обращать внимание при генетической интерпретации геохимических данных.

10. Полученные данные по изучению распределения редких элементов в сульфидах и золоте позволяют предполагать комплексный источник рудного вещества. Так схожесть распределения REE в рудных минералах и вмещающих породах, а также выполаживание спектров при нормировании на состав вмещающих пород говорит о наследовании части вещества протолита при рудообразовании. В целом низкие концентрации редких земель и спектры их распределения с обогащением LREE говорят о метаморфогенной природе рудного флюида. В противоположность этому наличие тэтрадных эффектов фракционирования лантанидов, отрицательная корреляция ΣREE и Eu/Eu^* и высокие отношения Co/Ni указывают на

участие глубинных эманаций. Полигенность рудного флюида подтверждается и изотопией серы сульфидной, данные которой говорят о связи оруденения с интрузиями гранитов и вовлечении в процесс осадочной серы. На связь оруденения с гранитоидным магматизмом также указывает и наличие высокосолевых флюидов во вторичных включениях кварца место-

рождения. Интересной особенностью является появление положительной тулиевой аномалии, отмеченной нами для ряда месторождений кряжа, в том числе и Панимбы. Учитывая литературные данные о изучении микроэлементного состава самородного золота, аномалия тулия характерна для руд региона и может рассматриваться как типоморфный признак.

ЛИТЕРАТУРА

- Бернштейн П.С.** Условия локализации различных типов золоторудных месторождений Енисейского кряжа // Труды ЦНИГРИ. 1962. № 43. С. 47–55.
- Борисов М.В., Волкова М.М., Бычков Д.А., Бычкова Я.В.** Распределение редкоземельных элементов в рудных телах Джимидонского полиметаллического месторождения и вмещающих породах (Северная Осетия, Россия) // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2011. № 4. С. 48–52.
- Волков А.В., Мурашов К.Ю., Сидоров А.А.** Геохимические особенности руд месторождения золота Наталкинское – крупнейшего на северо-востоке России // Доклады академии наук. 2016. Т. 466, № 5. С. 574–577.
- Гибшер Н.А., Рябуха М.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Хоменко М.О., Бульбак Т.А., Некрасова Н.А.** Характеристика металлоносных флюидов и возраст формирования золоторудного месторождения Панимба (Енисейский кряж, Россия) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 11. С. 1721–1741.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В.** Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (северо-восток России) // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50, № 5. С. 414–444.
- Знаменский С.Е.** Редкоземельные элементы и иттрий в кальците и пирите орловского месторождения золота (южный Урал) // Литосфера. 2017. № 1. С. 135–141.
- Знаменский С.Е., Мичурин С.В., Веливецкая Т.А., Знаменская Н.М.** Структурные условия формирования и возможные источники рудного вещества Ганеевского месторождения золота (Южный Урал) // Литосфера. 2014. № 6. С. 118–131.
- Кирик С.Д., Сазонов А.М., Сильянов С.А., Баюков О.А.** Исследование разупорядочения в структуре природного арсенопирита рентгеноструктурным анализом поликристаллов и ядерным гамма-резонансом // Журнал Сибирского федерального университета. Сер. Техника и технологии. 2017. № 10 (5). С. 578–592.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е.** Геохимические свидетельства природы протолита железисто-глиноземистых метапелитов Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 119–131.
- Некрасова А.Н., Николаева Л.А., Миляев С.А., Яблокова С.В.** Первые данные о распределении РЗЭ, Li, Rb, Cs, Sr, Ba в самородном золоте месторождений основных золотоносных провинций России // Доклады академии наук. 2010. Т. 432, № 5. С. 660–663.
- Некрасова Н.А., Рябуха М.А., Сильянов С.А.** КР-спектроскопия твердого углеродистого вещества в жильном кварце золоторудного месторождения Панимба (Енисейский кряж) // 6-й Сибирский семинар по спектроскопии комбинационного рассеяния света. Материалы семинара / ред. А.Н. Втюрин. Красноярск : Институт физики им. Л.В. Киренского СО РАН, 2017. 232 с.
- Пальянова Г.А.** Физико-химические особенности поведения золота и серебра в процессах гидротермального рудообразования. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2008. 221 с.
- Петров В.Г.** Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск : Наука, 1974. 138 с.
- Петровская Н.В.** Золотое оруденение Енисейского кряжа и особенности процессов формирования золотоносных руд : дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1954. 326 с.
- Полева Т.В., Сазонов А.М.** Геология золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском кряже. М. : Экономическая газета, 2012. 290 с.
- Сазонов А.М., Ананьев А.А., Полева Т.В., Хохлов А.Н., Власов В.С., Звягина Е.А., Федорова А.В., Тишин П.А., Леонтьев С.И.** Золоторудная металлогения Енисейского кряжа: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей // Журнал Сибирского федерального университета. Сер. Техника и технологии. 2010. № 4 (3). С. 371–395.
- Сазонов А.М., Некрасова Н.А., Звягина Е.А., Тишин П.А.** Геохронология гранитов, вмещающих сланцев и руд месторождения золота «Панимба» (Енисейский кряж) // Журнал Сибирского федерального университета. Сер. Техника и технологии. 2016. № 9 (2). С. 174–188.
- Сазонов А.М., Кирик С.Д., Сильянов С.А., Баюков О.А., Тишин П.А.** Типоморфизм арсенопирита золоторудных месторождений Благодатное и Олимпиада (Енисейский кряж) // Минералогия. 2016. № 3. С. 53–70.
- Сердюк С.С., Коморовский Ю.Е., Зверев А.И., Оябрь В.К., Власов В.С., Бабушкин В.Е., Кириленко В.А., Землянский С.А.** Модели месторождений золота Енисейской Сибири. Красноярск : СФУ, 2010. 584 с.
- Beysac O., Goffe B., Chopin C., Rouzaud J.N.** Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer // Journal Metamorphic Geol. 2002. № 20. P. 859–871.
- Guangzhou M., Renmin H., Jianfeng G., Weiqiang L., Kuidong Z., Guangming L., Huijuan L.** Existing forms of REE in gold-bearing pyrite of the Jinshan gold deposit, Jiangxi Province, China // Journal of Rare Earths. 2009. V. 27 (6). P. 1079–1087.
- Kretschmar U., Scott S.D.** Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe–As–S and their application // Can. Mineral. 1976. № 14. P. 364–386.
- Kun L., Ruidong Y., Wenyong C., Rui L., Ping T.** Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China // Chin. J. Geochem. 2014. № 33. P. 109–118.
- Lambert J.M., Simkovich G., Walker P.L.** The kinetics and mechanism of the pyrite-to-pyrrhotite transformation // Metallurgical and materials transformations B. 1998. V. 29B. P. 951–963.
- McDonough W.F., Sun S.-s.** The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. № 120. P. 223–253.

Monecke T., Kempe U., Götze J. Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002a. № 202. P. 709–724.

Monecke T., Kempe U., Monecke J., Sals M., Wolf D. Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: A method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002b. V. 66 (7). P. 1185–1196.

Scott S.D. Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments // *Min. Mag.* 1983. V. 47. P. 427–435.

Toulmin P., Barton P.B. A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1964. V. 288. P. 641–671.

Авторы:

Сильянов Сергей Анатольевич, ведущий инженер, ассистент кафедры геологии, минералогии и петрографии ИГДГиГ СФУ, инженер R&D центра НорНикель ИГДГиГ СФУ, Красноярск, Россия. E-mail: silyanov-s@mail.ru

Сазонов Анатолий Максимович, доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геологии, минералогии и петрографии ИГДГиГ СФУ, Красноярск, Россия. E-mail: sazonov_am@mail.ru

Тишин Платон Алексеевич, кандидат геолого-минералогических наук, и.о. декана, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: tishin_pa@mail.ru

Некрасова Наталья Александровна, ассистент кафедры геологии, минералогии и петрографии ИГДГиГ СФУ, Красноярск, Россия. E-mail: natalja_nekrasova@mail.ru

Лобастов Борис Михайлович, ассистент кафедры геологии, минералогии и петрографии ИГДГиГ СФУ, инженер R&D центра НорНикель ИГДГиГ СФУ, Красноярск, Россия. E-mail: lbm02@ya.ru

Звягина Елена Александровна, кандидат геолого-минералогических наук, профессор кафедры геологии, минералогии и петрографии ИГДГиГ СФУ, Красноярск, Россия. E-mail: elena_zv@mail.ru

Рябуха Мария Алексеевна, научный сотрудник, лаборатория термобарогеохимии, Институт геологии ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия. E-mail: marya.ryabukha@mail.ru

Geosphere Research, 2018, 3, 6–21. DOI: 10.17223/25421379/8/1

S.A. Silyanov¹, A.M. Sazonov¹, P.A. Tishin², N.A. Nekrasova¹, B.M. Lobastov¹, Ye.A. Zvyagina¹, M.A. Ryabukha³

¹ *Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia*

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

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

GEOCHEMICAL INDICATORS OF THE GENESIS OF THE PANIMBA GOLD DEPOSIT AT THE YENISEI RIDGE (SIBERIA, RUSSIA)

The paper provides the data of study of rare and trace elements as well as precious metals distribution in sulfides and gold of the Panimba deposit (Yenisei Ridge). Our previous studies show that vein quartz of the deposit was formed by Mg-Na-Cl-containing water-carbon dioxide-hydrocarbon fluids with the salinity of 8–23 wt. % NaCl-eq., in the range of temperatures and pressures of 180–410°C, 0.2–3.3 kbar, respectively. The temperatures of sulfide formation fall within the range: arsenopyrite 300–460°C, pyrrhotite 258–359°C; and the peak temperatures of the carbonaceous substance formation in quartz (248–587°C) and slate (201–610°C) are insignificantly higher. Based on the dating performed the absolute age of quartz vein-veinlet gold-sulfide-disseminated mineralization has been determined, which is within 817.2±5.3–744±17 Ma (as per muscovite, Ar-Ar method) and 815.0±37.6–762.3±33.3 Ma (as per zircon from ore slate, U-Pb-method).

The mineralogical and geochemical studies show that the studied specimens of arsenopyrite of the deposit are characterized by systematic iron deficit and sulfur over arsenic predominance. Structural disorder is typical for the mineral, expressed in the formation of iron positions with the nearest-neighbor environment, with the predominance of sulfur and arsenic; meanwhile, the share of iron atoms with sulfur predominance is higher, which agrees with the data of the chemical composition. Pyrrhotite of the deposit differs in weak deficiency of iron. Pyrite is extremely stoichiometric, which is confirmed by the Moessbauer data indicating that 98 % of iron atoms are in the environment corresponding to the mineral. Native gold of the deposit is high-carat (902–908 ‰) and has significant silver impurities only. Arsenopyrites of the deposit are saturated with microinclusions foremost (ore and rock-forming minerals as well as minerals-carriers of rare and trace elements). There are significantly less microinclusions in pyrite and pyrrhotite, and they are absent in native gold.

The distribution of trace elements demonstrates the similarity of compositions for the groups of minerals: arsenopyrite, pyrite and pyrrhotite, gold. Arsenopyrite is characterized by more similar microelement composition in relation to hoisting rocks. Native gold and arsenopyrite are similar in the distribution of Sb, W and Sn. Arsenopyrite and iron sulfides have similar trends of nickel, cobalt and antimony distribution. All studied minerals are characterized by elevated antimony grades.

The data on the study of rare elements distribution received allows assuming the integrated source of the ore substance. REE patterns indicate the inheritance of the composition of hoisting rocks, the metamorphogenic nature of the fluid and presence of a deep source. The isotopy of sulfide sulfur speaks to the mineralization relation to granite intrusions and involvement of sedimentary sulfur in the process. The presence of highly mineralized fluids in secondary inclusions of quartz of the deposit speaks to the mineralization relation to granitoid magmatism, too.

Ore-bearing fluids of medium and low temperatures were characterized by strong reduction nature, which is confirmed by the presence of positive cerium anomalies and negative europium anomalies; the Th/U>1 value, the alkane to alkene ratio in sulfides and quartz of the deposit (over one) and the predominance of chloride complexes.

The gold-silver ratio in sulfides (0.18–0.72) and native gold (9.18–9.82) indicates the possibility of detection in the ores of silver and gold sulfides (for example acanthite, yutenbogaardtite, etc.).

The data received testifies to the correlation of grades of rare and trace elements with the number of microinclusions in arsenopyrite, which shall be taken into account during such studies.

Keywords: Panimba gold ore deposit, rare and dispersed elements, precious metals, substance sources, ICP-MS

References

- Bershtein P.S. *Usloviya lokalizatsii razlichnykh tipov zolotorudnykh mestorozhdeniy Eniseyskogo kryazha* [Localization conditions of various types of the Yenisei ridge gold deposits] // Trudy TsNIGRI, 1962, 43, pp. 47–55. In Russian
- Borisov M.V., Volkova M.M., Bychkov D.A., Bychkova Ya.V. *Raspredelenie redkozemel'nykh elementov v rudnykh telakh Dzhimidonskogo polimetallicheskogo mestorozhdeniya i vmeshchayushchikh porodakh (severnaya Osetiya, Rossiya)* [Rare-earth elements distribution in ore bodies of base-metal Dzhimi deposit and host rocks (North Ossetia, Russia)] // Moscow University Geology Bulletin. 2011. № 4. pp. 48–52. In Russian
- Volkov A.V., Murashov K.Y., Sidorov A.A. Geochemical peculiarities of ores from the largest Natalka gold deposit in Northeastern Russia // Doklady Earth Sciences. 2016. T. 466. № 2. pp. 161–164.
- Gibsher N.A., Tomilenko A.A., Sazonov A.M., Bul'bak T.A., Khomenko M.O., Ryabukha M.A., Shaparenko E.O., Sil'yanov S.A., Nekrasova N.A. Ore-bearing fluids of the Eldorado gold deposit (Yenisei Ridge, Russia) // Russian Geology and Geophysics. 2018. T. 59. pp. 983–996.
- Goryachev N.A., Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S., Prokof'ev V.Yu., Alpatov V.A., Golub V.V. *Natalkinskoe zolotorudnoe mestorozhdenie mirovogo klassa: raspredelenie RZE, flyuidnye vlyucheniya, stabil'nye izotopy kisloroda i usloviya formirovaniya rud (severo-vostok Rossii)* [The World-Class Natalka Gold Deposit, Northeast Russia: REE Patterns, Fluid Inclusions, Stable Oxygen Isotopes, and Formation Conditions of Ore] // Geology of Ore Deposits. 2008. T. 50. № 5. pp. 414–444. In Russian
- Znamensky S.E. *Redkozemel'nye elementy i itriy v kal'tsite i pirite orlovskogo mestorozhdeniya zolota (yuzhnyy Ural)* [Rare earth elements and yttrium in calcite and pyrite of the Orlovka gold deposit (the Southern Urals)] // LITHOSPHERE (Russia). № 1. pp. 135–141. In Russian
- Znamensky S.E., Michurin S.V., Velivetskaya T.A., Znamenskaya N.M. *Strukturnye usloviya formirovaniya i vozmozhnye istochniki rudnogo veshchestva Ganeevskogo mestorozhdeniya zolota (Yuzhnyy Ural)* [Structural conditions of formation and ore material sources of the Ganeevka gold deposit (Southern Ural)] // LITHOSPHERE (Russia). 2014. № 6. pp. 118–131. In Russian
- Kirik S. D., Sazonov A. M., Sil'yanov S. A., Bayukov O. A. *Issledovanie razuporyadocheniya v strukture prirodnogo arsenopirita rentgenostrukturnym analizom polikristallov i yadrym gamma-rezonansom* [Investigation of Disorder in Natural Arsenopyrite by X-Ray Powder Crystal Structure Analysis and Nuclea Gamma Resonance] // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. 2017. 10(5). pp. 578–592. In Russian
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Verzhinin A.E. Geochemical evidences for protolith origin of Fe- and Al-rich metapelites from Kuznetsk Alatau and Yenisey Ridge // Russian Geology and Geophysics. 2006. T. 47. № 1. pp. 120–133.
- Nikolaeva L.A., Nekrasova A.N., Milyaev S.A., Yablokova S.V. *Pervye dannye o raspredelenii RZE, Li, Rb, Cs, Sr, Ba v samorodnom zolote mestorozhdeniy osnovnykh zolotonosnykh provintsiy Rossii* [First data on distribution of REE, Li, Rb, Cs, Sr, and Ba in native gold from deposits of the main gold-bearing provinces of Russia] // Doklady Earth Sciences. 2010. T. 432. № 5. pp. 660–663. In Russian
- Nekrasova A.N., Ryabuha M.A., Sil'yanov S. A. *KR-spektroskopiya tverdogo uglerodistogo veshchestva v zhil'nom kvartse zolotorudnogo mestorozhdeniya Panimba (Eniseyskiy kryazh)* [Raman spectroscopy of the solid carbonaceous material in the vein quartz of Panimba gold deposit (Yenisei ridge)] // Krasnoyarsk, Kirensky Institute of Physics Siberian Branch Russian Academy of Sciences, 2017, p. 232. In Russian
- Pal'yanova G.A. *Fiziko-khimicheskie osobennosti povedeniya zolota i srebra v protsessakh gidrotermal'nogo rudoobrazovaniya: monografiya* [Physicochemical features of the behavior of gold and silver in processes of hydrothermal ore formation: monograph]. Novosibirsk, 2008, 221 p. In Russian
- Petrov V.G. *Usloviya zolotonosnosti severnoy chasti Eniseyskogo kryazha: monografiya* [Conditions of gold content in Northern part of Yenisei ridge: monograph]. Novosibirsk, 1974, 138 p. In Russian
- Petrovskaya N.V. *Zolotoe orudnenie Eniseyskogo kryazha i osobennosti protsessov formirovaniya zolotonosnykh rud* // Dissertatsiya na soiskanie uchenoy stepeni doktora geologo-mineralogicheskikh nauk [Gold mineralization of the Yenisei Ridge and features of the formation of gold ores // Thesis for the degree of Doctor of Geological and Mineralogical Sciences.]. Moscow, 1954, 326 p. In Russian
- Poleva T.V., Sazonov A.M. *Geologiya zolotorudnogo mestorozhdeniya Blagodatnoe v Eniseyskom kryazhe* [Geology of gold ore deposit Blagodatnoe in the Yenisei ridge]. Moscow, 2012, 290 p. In Russian
- Sazonov A. M., Ananyev A. A., Poleva T. V., Khokhlov A. N., Vlasov V. S., Zvyagina E. A., Fedorova A. V., Tishin P. A., Leon-tyev S. I. *Zolotorudnaya metallogeniya Eniseyskogo kryazha: geologo-strukturnaya pozitsiya, strukturnye tipy rudnykh poley* [Gold-ore Metallogeny of the Yenisey Ridge: Geological-Structural Province, Structural Types of ore Fields] // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. 2010. 4(3). pp. 371–395. In Russian
- Sazonov A. M., Nekrasova N. A., Zvyagina E. A., Tishin P. A. *Geokhronologiya granitov, vmeshchayushchikh slantsev i rud mestorozhdeniya zolota «Panimba» (Eniseyskiy kryazh)* [Geochronology of Granites, Surrounding Schists and Ores of the Panimba Gold Deposit (the Yenisey Ridge)] // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. 2016. 9(2). pp. 174–188. In Russian
- Sazonov A.M., Kirik S. D., Sil'yanov S. A., Bayukov O.A., Tishin P. A. *Tipomorfizm arsenopirita zolotorudnykh mestorozhdeniy Blagodatnoe i Olimpiada (Eniseyskiy kryazh)* [Typomorphism of arsenopyrite from the Blagodatnoe and Olimpiada gold deposits (Yenisey Ridge)] // Mineralogy. 2016. № 3. pp. 53–70. In Russian
- Serdiuk S.S., Komorovsky Yu.E., Zverev A.I., Oyaber V.K., Vlasov V.S., Babushkin V.E., Kirilenko V.A., Zemlyansky S.A. *Modeli mestorozhdeniy zolota Eniseyskoy Sibiri* [Gold deposits' models of Yenisean Siberia]. Krasnoyarsk, Siberian Federal University, 2010. 584 p. In Russian
- Beysac O., Goffe B., Chopin C., Rouzaud J.N. Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer // J. metamorphic Geol. 2002. 20. pp. 859–871.
- Guangzhou M., Renmin H., Jianfeng G., Weiqiang L., Kuidong Z., Guangming L., Huijuan L. Existing forms of REE in gold-bearing pyrite of the Jinshan gold deposit, Jiangxi Province, China // Journal of Rare Earths. 2009. V. 27(6). pp. 1079–1087.

- Kretschmar, U., Scott, S.D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe–As–S and their application // *Can. Mineral.* 1976. 14. pp. 364–386.
- Kun L., Ruidong Y., Wenyong C., Rui L., Ping T. Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China // *Chin.J.Geochem.* 2014. 33. pp. 109–118.
- Lambert J.M., Simkovich G., Walker P.L. The kinetics and mechanism of the pyrite-to-pyrrhotite transformation // *Metallurgical and materials transformations B.* 1998. V. 29B. pp. 951–963.
- McDonough W. F., Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chemical Geology.* 1995. 120. pp. 223–253.
- Monecke T., Kempe U., Götze J. Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study // *Earth and Planetary Science Letters.* 2002. 202. pp. 709–724.
- Monecke T., Kempe U., Monecke J., Sals M., Wolf D. Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: A method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2002. V. 66(7). pp. 1185–1196.
- Scott S.D. Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments // *Min. Mag.* 1983. V. 47. pp. 427–435.
- Toulmin P., Barton P.B. A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1964. V. 288. pp. 641–671.

Authors:

Silyanov Sergey A., Lead Engineer, Assistant Professor, Department of Geology, Mineralogy and Petrography, Engineer, Norilsk Nickel R&D center, Institute of Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: silyanov-s@mail.ru

Sazonov Anatoly M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Department of Geology, Mineralogy and Petrography, Institute of Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: sazonov_am@mail.ru

Tishin Platon A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Acting Dean, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: tishin_pa@mail.ru

Nekrasova Natalya A., Assistant Professor, Department of Geology, Mineralogy and Petrography, Institute of Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: natalja_nekrasova@mail.ru

Lobastov Boris M., Assistant, Department of Geology, Mineralogy and Petrography, Engineer, Norilsk Nickel R&D center, Institute of Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: lbm02@ya.ru

Zvyagina Yelena A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Department of Geology, Mineralogy and Petrography, Institute of Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: elena_zv@mail.ru

Ryabukha Maria A., Researcher, Laboratory of Thermobaric Geochemistry, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Novosibirsk, Russia. E-mail: marya.ryabukha@mail.ru

ЛИТИЙ-УРАНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ СОЛЕННЫХ ОЗЕР И ПОДЗЕМНЫХ ИСТОЧНИКОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ТУВЫ

Ч.К. Ойдул

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

Соленые озера и минерализованные подземные воды являются объектом повышенного интереса и интенсивного изучения в качестве источника рентабельного извлечения не только традиционных продуктов, используемых для нужд (поваренная соль, сода, сульфат натрия), но и других полезных компонентов: соединений лития, брома, калия, бора, магния, урана и т.д. Экономический интерес к гидроминеральному сырью в качестве источника полезных ископаемых определяется тем, что по сравнению с обычными технологиями извлечения из горных пород, здесь исключаются дорогостоящие этапы разработки и эксплуатации шахт или карьеров, дробления пород, предварительного концентрирования и последующего перевода компонентов в раствор. Бессточные минерализованные озера и солончаки в пределах Тувы находятся преимущественно на территории Убсунурской, Тувинской, Турано-Уюкской котловин. Специализированные работы на наличие гидроминеральных ресурсов в этих объектах ранее не проводились. В настоящее время новые аппаратурные и методические возможности анализа вод и донных отложений создают благоприятные условия для детального изучения их вещественного состава. В этой связи проводились исследования по изучению многокомпонентного состава соленых озер, минерализованных подземных рассолов на данной территории при финансовой поддержке интеграционного проекта «Гидроминеральные ресурсы Сибири и сопредельных территорий: рудогенерирующий потенциал, новые технологии комплексной переработки, экологическая безопасность» № 110, результаты которых обсуждаются в данной работе. В исследованных нами озерах и подземных рассолах Центральной Тувы концентрация лития в воде не превышает фоновых содержаний (на уровне озер Южной Сибири) (0,0042–0,71 мг/л). Вместе с тем выявлено повышенное содержание урана в воде (0,07–0,092 г/т), в донных отложениях (1,92–9 г/т) соленых озер и в пресноводных подземных рассолах (0,003–0,18 мг/л), превышающее среднюю концентрацию его в морской (океанической) воде (0,003 мг/л). Если учесть, что технология извлечения урана из воды возможна при содержании его в воде в количестве 0,003 мг/л (из морской воды), то концентрации более одной десятой заслуживают внимания. Помимо урана отмечаются аномалии и по другим ценным компонентам, таким как бор, бром, йод, стронций.

Ключевые слова: гидроминеральные ресурсы, геохимия, прогиб, солоносный горизонт, впадина, микрокомпоненты, минерализация, подземный рассол, аржааны.

Введение

В Центральной Туве соленые озера сосредоточены на территории Тувинской (озера Хадын (рис. 1, 1), Сватиково (рис. 1, 2), Каък-Хол (рис. 1, 3), Хаак-Хол (рис. 1, 5), Чедер (рис. 1, 4) и Турано-Уюкской (оз. Белое, аржаан и ряд мелких озер к северо-востоку от котловины) котловин. Общими чертами этих озер являются небольшая глубина, расположение в днищах бессточных межсопочных впадин в зоне сухого климата с резкими колебаниями температур. На оз. Чедер находится круглогодичный действующий курорт. Озера Хадын, Дус-Хол (Сватиково) несут огромную сезонную антропогенную нагрузку в летнее время. Оз. Каък-Хол (Грязнуха, соседствующее с оз. Сватиково) подобной нагрузки не испытывает, но грязь активно вывозится туристами за пределы Республики Тува.

Озера Турано-Уюкской (рис. 1, 15–18) котловины находятся на более высоком гипсометрическом уровне, на предгорье Куртушибинского хребта, чем

озера Тувинской котловины. Места таежные и практически не используются в лечебных целях среди населения из-за слабой солонатовости.

Подземные минерализованные рассолы (источники) тяготеют преимущественно к горным обрамлениям Тувинского прогиба и делятся на холодные пресноводные и соленые.

К пресноводным относятся источники: Кара-Суг (рис. 1, 6), Торгалыг (северный) (рис. 1, 12), Кегээн-Булак (рис. 1, 21), Алды-Доргун (рис. 1, 8), Талдыгадыр (рис. 1, 11), Ангырактыг (рис. 1, 9), Улаатай (рис. 1, 10), источник по правому борту р. Чоза; к соленым – Хурегечи (рис. 1, 14), Ажыг-Суг (рис. 1, 7), Южный Торгалыг (аржаан Кооп Терек (рис. 1, 24)), источник на месторождении Дус-Да (рис. 1, 13), руч. Дусдуг-Хем (правый приток р. Шуй) (рис. 1, 23), скв. Госбулак (рис. 1, 9), Кундус (Бобры) (рис. 1, 20), родники восточный и южный у оз. Сватиково.

Накопление солей в озерах связано с растворением эвапоритовых минералов, о чем свидетельствуют Дус-

Дагское месторождение и Торгалыгское и Элегестинское проявления каменной соли с процессами континентального засоления [Гусева и др., 2018]. Первые сведения о составе соленых озер по Тувинскому прогибу приводятся в монографии Е.В. Пиннекера «Ми-

неральные воды Тувы» [Пиннекер, 1968] по результатам работ Тувинского гидрогеологического отряда Института земной коры. Озеро Чедер как функционирующий курорт подвергалось неоднократному обследованию разными авторами [Блюменфельд, 1960].



Рис. 1. Обзорная карта Тувы

Fig. 1. Overview map of Tuva

Сведения о других озерах практически отсутствовали, некоторые из них освещались в работах [Лепешков, Соловьев, Смирнова, 1956; Богородицкий, Валединский, 1957]. Состав соленых озер этой котловины изучался также Тувинской геологоразведочной экспедицией [Меткин и др., 1963; Фисенко и др., 1984]. При этом исследовался преимущественно общий химический состав вод, а содержание микрокомпонентов оставалось неизвестным. Членами экспедиции на оз. Каък-Хол (Грязнуха) был произведен подсчет запасов лечебной грязи. В настоящее время новые аппаратурные и методические возможности анализа вод и донных отложений создают благоприятные условия для детального изучения вещественного состава озер. В этой связи изучение многокомпонентного состава соленых озер, минерализованных подземных рассолов на данной территории представляет интерес и с точки зрения распространенности в природных средах элементов редко-

земельной минерализаций. В настоящей работе изложены результаты геохимических исследований озерных вод и подземных рассолов, проведенных с целью обнаружения гидроминеральных ресурсов. Подробная характеристика химического состава подземных вод Центральной Тувы и механизмы их формирования представлены в работе [Гусева и др., 2018]. В данной статье мы остановимся на геохимической характеристике природных вод.

Методика исследований

Для определения общего химического состава отбиралась проба воды (1 л) в пластиковую бутылку и 0,3 л – на содержание микроэлементов. На озерах пробы отбирались в 50 м от берега. Фильтровали через мембранный фильтр 0,45 мкм, а затем подкисляли концентрированной азотной кислотой марки осч. На месте отбора пробы определяли значения

pH, Eh и удельной электропроводности воды с использованием откалиброванного иономера Анион 7051 (Россия); содержание компонентов карбонатной системы (карбонат- и гидрокарбонат-ионов), диоксида кремния определяли сразу после отбора пробы общепринятыми методами анализа вод [Резников, Муликовская, Соколов, 1970]. Химический состав вод анализировался в научно-образовательном центре «Вода» Института природных ресурсов ТПУ (г. Томск). Микрокомпонентный (полный геохимический) состав вод определен в Институте химии твердых тел и механохимии (ИХТТМ СО РАН, г. Новосибирск) на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7500a (США) в режиме спектр-полуколичественного анализа с максимальным разбавлением проб воды в 6 100 раз. Калибровочным раствором для настройки спектрометра и анализа служил эталонный раствор 10 ppb Li, Y, Ce, Co, Tl в 2%-й HNO₃ (Agilent Technologies). Пробы разбавлялись высокочистой водой с сопротивлением 18,2 МΩ при 25°C, полученной на установке Direct-Q 3, UVMillipore (Россия). Азотная кислота марки осч перегонялась в установке по перегонке кислот из фторопласта. Ошибка определения не превышала ±30%.

Основные черты геологического строения Тувинского прогиба и геоморфологическое положение озер

Изучаемые озерные площади входят в мезокайнозойские котловины – Тувинскую, Турано-Уюкскую, расположенные в пределах Тувинского межгорного прогиба. В геолого-структурном плане данная геологическая структура является рифтогенной зоной. В позднеордовикское время (460–450 млн л. н.) на восточной половине Тувы произошло масштабное батолитообразование (Каахемский, Хамсаринский, Бийхемский, Восточно-Тувинский батолиты), которые спаяли в единое целое все структуры Восточной Тувы, сформировав каледонский полиаккреционный суперконтинент в составе Центрально-Азиатского суперконтинента. В это время в Западной Туве позднеколлизийное батолитообразование сопровождалось развитием ордовикских прогибов (опусканием рельефа), заполняющихся грубой молассой с незначительным вулканизмом (Хемчикско-Систигхемский прогиб). К раннему девону произошло столкновение Сибирского кратона и Центрально-Азиатского каледонского суперконтинента (в том числе и территория Тувы) вдоль трансформной границы. Это привело к образованию серии расколов-сдвигов, по которым формировался Тувинский межгорный прогиб рифтогенного происхождения [Сугоракова, Ойдуп, 2010]. Он выполнен вулканогенно-осадочными отложениями девона–нижнего карбона,

при этом вулканические образования (основного и кислого состава) сосредоточены в нижнедевонской толще. В юрский период в регионе накапливались континентальные угленосные отложения, сохранившиеся в отдельных мульдах. В неоген–четвертичное время произошли рост современных горных сооружений Тувы и накопление рыхлых отложений в долинах рек и озер. По составу резко доминируют породы алюмосиликатного состава – песчаники, алевролиты, эффузивы основного и кислого состава. Карбонатные породы образуют редкие маломощные прослои среди терригенных пород силура, девона и карбона. Лишь в фундаменте распространены мощные толщи (до 300 м) мраморизованных известняков.

Особенности данной геологической структуры: 1) на северном (Аянгаты-Шуй, Бажын-Алак, Уюк) и южном (Деспен-Самагалтай, Улуг-Шанган) обрамлении прогиба имеются серии хвостов-выступов, где сосредоточены рудопоявления редких, редко-земельных и радиоактивных элементов; 2) в нижнем девоне находится соленосный горизонт (Дус-Дагское месторождение, Торгалыгское, Элегестинское проявления каменной соли); 3) на северо-западном фланге Турано-Уюкской котловины – излияние молодых базальтов в олигоцене (28 млн лет) [Сугоракова, Ярмолюк, Лебедев, 2003].

Большая часть Тувинской котловины выполнена платформенными осадками, известными как Улуг-Хемский угольный бассейн. Он приурочен к северо-восточной части Тувинского межгорного прогиба. Отложения межгорного прогиба представлены средне-верхнепалеозойскими орогенными образованиями, представленными вулканогенной формацией нижнего девона и серо-, пестро- и красноцветной молассовой формацией средне-верхнедевонского и нижне-каменноугольного возраста. Эти отложения занимают ложе и ближайшие обрамления Улуг-Хемского угольного бассейна. Образования самого угольного бассейна представлены песчаниками, алевролитами, конгломератами, углями эрбекской свиты, также песчаниками, алевролитами, известняками аргиллитами и углями салдамской свиты. На описываемой территории днища долин, подножия склонов занимают рыхлые четвертичные отложения делювиально-пролювиального, эолового и аллювиального происхождения, пески, супеси, глины, суглинки с примесью щебня, гальки и гравийно-галечными смесями. Все вышеперечисленные факторы являются благоприятными для накопления промышленно значимых концентраций полезных компонентов в водах озер. Основное пополнение водных ресурсов озер происходит за счет сезонных атмосферных осадков на водосборной площади озер, а также благодаря разгрузке подземных вод. Климат резко континентальный. Зима холодная, малоснежная, но из-за низкой влажности (75–80 %) морозы легко переносятся.

Озера Тувинской котловины. **Оз. Хадын** (51°21' 183" с.ш.; 94°30'202" в.д.) расположено в 45–48 км южнее г. Кызыл, находится на северо-востоке бессточной Хадынской впадины с северо-западным простиранием. По площади является самым большим водоемом на этой впадине. С восточной стороны в озеро впадает р. Хадын. Кроме того, озеро питается атмосферными осадками и глубинными водами, на юго-восточном берегу отмечены лишь следы подземных источников, питающих озеро. Восточный и северный берега пологие, мелкие. Южный склон мелкосопочный (заросшие песчаные дюны), берег озера местами крутой, глубо-

кий. Ближе к восточному берегу имеется островок. В днище озера залегают озерные четвертичные отложения, пестро- и сероцветные песчаники, алевролиты, известняки илемовской, уюкской свит верхних ярусов среднего девона. Содержание металлов (железа, меди, цинка, свинца, молибдена, сурьмы, алюминия) в воде аномально высокое, превышает содержание в морской воде в десятки и сотни раз (табл. 1). Из микроэлементов: содержание лития ниже, чем в морской воде, т.е. на уровне озер Южной Сибири; цезий, уран, торий превышают уровень содержания в морской воде в несколько десятков раз, вольфрам – более 700 раз.

Таблица 1

Геохимический состав воды соленых озер Тувинской котловины, мг/л

Table 1

Geochemical composition of water in salt lakes of the Tuva Basin, mg/l

Элемент	Сватиково (Дус-Хол)	Хадын	Грязнуха (Кабяк-Хол)	Чедер	Хаак-Хол	Морская вода [ГОСТ. Р 54316–2011]
V	0,0100	0,00366	0,0042	0,0061	0,003200	0,003
Cr	–	–	53	–	<2,000E-4	0,00002
Mn	0,0290	0,0610	0,0100	0,0250	<1,700E-5	0,002
Fe	2,0100	4,9410	0,8600	2,6200	<7,700E-4	0,01
Cu	0,9150	0,3780	0,1800	0,7930	<3,700E-5	0,003
Zn	0,0560	0,8540	0,0460	0,0494	<1,200E-4	0,01
Pb	0,1037	0,1281	0,0130	0,0915	<7,900E-6	0,00001
Mo	0,0460	0,0250	0,0140	0,0450	0,02900	0,01
Sb	0,0073	0,0054	0,00094	0,01037	<2,400E-5	0,0005
Al	0,1280	0,4000	0,6400	0,1560	<3,800E-51	0,01
As	0,0390	–	–	0,0170	0,007900	0,0001
B	6,1000	2,9200	0,1300	4,3900	1,100	4,6
Br	85,4000	21,9600	5,2000	73,2000	13,00	66
Li	0,1220	0,1159	0,0390	0,1400	0,06000	0,15
Ge	0,0043	–	–	0,0280	0,004000	0,00006
Rb	0,0097	0,0061	–	0,0110	0,001200	0,2
Sr	5,8500	0,0793	7,9000	3,6600	1,500	8,0
W	0,0044	0,0732	–	0,0430	0,002200	0,0001
Cs	0,0085	0,0183	0,0015	0,0061	<6,600E-6	0,00037
Ba	1040	384	390	340	<5,200E-5	0,02
Ta	–	<0,0001	–	–	1,600E-5	–
Th	0,000366	0,0004	0,0000065	0,0355	3,800E-5	0,00001
U	0,0524	0,0730	0,0230	0,0915	0,06800	0,003

Примечание: Анализы выполнены методом ICP-MS в Институте химии твердого тела и механохимии СО РАН, г. Новосибирск, аналитик С.С. Шацкая.

Note: Analyzes were performed by ICP-MS at the Institute of Solid State Chemistry and Mechanochemistry SB RAS, Novosibirsk, analyst S.S. Shatskaya.

Оз. Сватиково (Дус-Хол) (51°21'458" с.ш. 94°25'586" в.д.) находится в 2 км к западу от оз. Хадын через возвышенный заросший песчаный дюн. Абсолютная отметка 707 м. Форма озера овальная, площадь около 0,55 км². Максимальная глубина до 3,5 м (западная половина). На восточном и южном берегах есть выходы слегка солоноватых насыщенных, газированных подземных рассолов, являющихся главными питающими источниками озера. Эти воды используют отдыхающие для питья. В отличие от оз. Хадын ложе оз. Сватиково

представлено исключительно отложениями эрбекской угленосной свиты средней юры: песчаники, гравелиты, алевролиты, угли. Северный и южный берега пологие, южный – песчаный, северный – заболоченный и заросший. На западном и восточном берегах отмечаются выходы коренных пород. В составе, так же как на соседнем оз. Хадын, много железа, меди, цинка, свинца, молибдена, сурьмы, алюминия. В отличие от оз. Хадын, в составе появляется мышьяк. Концентрация бора, брома, урана превышает концентрацию в морской воде (см. табл. 1).

Оз. Грязнуха (Каык-Хол) расположено в 3,5 км к юго-западу от оз. Сватиково (51°21'241" с.ш., 94°23'242" в.д.). Типичный материковый самосадочный водоем, заполняет одну из бессточных депрессий Хадынской впадины. Озеро топкое, мелкое, маленькое по площади и водности. Имеет овальную форму, вытянуто с северо-запада на юго-восток. Площадь – 0,715 км². Берега пологие, озеро сливается с общим рельефом местности. Ландшафт степной, полупустынный, на песчаных почвах и песках – в виде мелких бугров и барханов, абсолютная отметка 699,5 м. Питается атмосферными осадками и родником Кара-Суг. Доля питания идет от оз. Кулузун в 200 м на северо-восток и гипсометрически выше на 5 м. В настоящее время данное озеро засыхает, зарастает. Слой воды мощностью 0,3 м, редко 0,7 м. На оз. Кулузун вода слабосоленоватая. Содержание лития и урана в воде ниже, чем в остальных соседних озерах: 0,038 и 0,023 мг/л соответственно, также минимальны содержания по бору и бромю.

Оз. Чедер находится в 35 км от г. Кызыл по трассе М-54 к юго-востоку. Длина 4,5 км, ширина 0,8 до 1,5 км. Максимальная глубина до 2 м, общая площадь водной глади около 5 км². Берега пологие, заболоченные. С юго-востока в озеро впадает руч. Кужур-Судак. В отличие от вышеописанных озер, ложа Чедера представлена четвертичными озерными отложениями на песчаниках, алевролитах, известняках и эффузивах кислого, среднего состава тапсынской свиты нижнего кембрия. На юго-западе озера выходы серо-, пестроцветных песчаников, алевролитов, мергелей, известковистых сланцев дерзигской свиты нижнего-среднего силура. Микроэлементный состав

характеризуется наличием бора (4,4), брома (73), мышьяка, лития на уровне или незначительно превышающем уровень содержания в морской воде, урана больше в несколько десятков раз.

Оз. Хаак-Хол (Хак-Хол по Пиннекеру) (51°19'705" с.ш.; 93°33'678" в.д.) находится в 12 км от трассы Кызыл–Хову-Аксы по правой стороне в бессточной впадине. По дну озеро залегают юрские отложения эрбекской свиты – песчаники и алевролиты с прослоями углей на юго-восточной половине и к северу-западу экиоттутгской свиты нижнекаменугольной системы – красноцветные песчаники, алевролиты, реже известняки. Площадь озера 5,342 м². Берега пологие, заболоченные и топкие. Подход к озеру только с юго-западной стороны. Краевая зона озера неглубокая, и вода покрыта разноцветной тиной. В 1,5 км от западного берега на территории полевого стана пробурена скважина, вода из нее солоноватая с минерализацией сульфатно-хлоридно-натриево-кальциевого химического типа, рН 7,61. Микроэлементный состав такой же, как предыдущие озера, но намного беднее. Исключение составляет уран (0,068 мг/л).

Подземные рассолы (источники) на территории делятся на холодные пресноводные и соленые.

К пресноводным относятся: Кара-Суг, Торгалыг (северный), Кегээн-Булак, Алды-Доргун, Талдыгадыр, Ангырактыг, Улаатай, источник по правому борту р. Чоза; к соленым – Хурегечи, Ажыг-Суг, Южный Торгалыг (аржаан Кооп Терек), источник на месторождении Дус-Даг, руч. Дусдуг-Хем (правый приток р. Шуй), Тосбулак, Кундус (Бобры), родники восточный и южный оз. Сватиково.

Таблица 2

Геохимический состав пресных подземных рассолов, мг/л

Table 2

Geochemical composition of fresh underground brines, mg/l

Элемент	Талдыгадыр	Ангырактыг	Улаатай	Алды-Доргун	Торгалыг (северный)	Кара-Суг	Кегээн-Булак	Кларк речной воды [Справочник... 1990]
Li	0,044	0,035	0,057	0,36	0,0094	0,0054	0,0042	0,0025
Be	<0,00098	0,00098	–	<0,00098	–	–	–	–
B	0,35	0,31	0,025	0,48	0,022	0,086	0,022	–
Na	53	24,5	–	74	–	–	–	–
Mg	10	7,8	–	5,7	–	–	–	–
Al	0,17	0,225	<0,00024	0,21	–	0,35	0,55	0,16
Si	21	25	–	22	–	–	–	–
P	2,9	3,25	–	3,3	–	–	–	–
S	160	120	–	98	–	–	–	–
Cl	2,2	490	–	310	–	–	–	–
K	3,1	2,4	–	2,6	–	–	–	–
Ca	30	15	–	11	–	–	–	–
Sc	0,0033	0,0028	–	0,0022	–	–	–	–
Ti	0,012	0,01	–	0,01	–	–	–	0,003
V	0,0027	0,002	<0,00016	0,0023	0,0034	<0,0001	<0,00016	0,001
Cr	0,016	0,013	<0,0015	0,02	–	–	<0,0015	0,001
Mn	0,03	0,034	0,024	0,017	0,036	0,016	0,019	0,01
Fe	2	2,1	<0,006	2,1	0,14	<0,006	<0,006	0,04

Элемент	Талдыг-адыр	Ангырак-тыг	Улаатай	Алды-Доргун	Торгалыг (северный)	Кара-Суг	Кегээн-Булак	Кларк речной воды [Справочник... 1990]
Co	0,0019	0,0016	<0,00015	0,0028	0,00062	–	<0,0001	0,0003
Ni	0,026	0,03	0,022	0,034	0,062	<0,02	0,025	0,0025
Cu	0,1	0,097	0,0003	0,1	<0,0003	0,11	<0,0003	0,007
Zn	0,85	0,68	<0,001	0,69	0,2	0,13	<0,001	0,02
Ga	0,0047	0,0029	–	0,0029	–	–	–	0,0001
Ge	0,0025	0,003	<0,00069	0,0033	0,00096	–	0,00016	0,00007
As	0,0078	0,0065	<0,0012	0,01	–	–	<0,0012	0,002
Se	0,13	0,12	<0,065	0,086	–	–	<0,0099	0,0002
Br	2	1,45	0,0084	1,3	<0,001	<0,13	0,092	0,02
Rb	0,004	0,0017	0,0093	0,01	<0,0001	<0,0001	<0,00015	0,002
Sr	1,8	0,255	0,16	0,24	0,26	0,37	0,23	0,05
Y	0,00071	0,0009	<0,00009	0,0013	–	–	<0,00009	0,0007
Zr	0,0033	0,0024	0,017	0,003	–	0,022	0,018	0,0026
Nb	0,00058	0,006	–	0,00072	–	–	–	0,000001
Mo	0,0066	0,0081	<0,00064	0,091	0,01	<0,00064	<0,00064	0,001
Cd	0,0024	0,0026	–	0,0021	–	–	–	0,0002
In	0,00053	0,00053	–	0,00055	–	–	–	–
Sn	0,01	0,0093	–	0,0084	–	–	–	0,00004
Sb	0,0028	0,0047	<0,00036	0,003	<0,00036	0,00036	0,00036	0,001
Te	0,0058	0,0032	–	<0,0032	–	–	–	–
I	0,28	0,255	–	0,33	–	–	–	0,002
Cs	0,0011	0,0012	<0,0001	0,0039	–	–	<0,0001	0,00003
Ba	0,055	0,033	0,0009	0,03	0,037	–	0,17	0,03
La	0,013	0,0135	–	0,019	–	–	–	0,00005
Ce	0,0012	0,0011	–	0,0013	–	–	–	0,00008
Pr	0,000058	0,000083	–	0,0001	<0,0001	–	<0,0002	–
Nd	<0,0002	0,00045	–	0,0002	–	–	<0,0005	–
Sm	<0,00023	0,00023	–	<0,00023	–	–	–	0,000008
Eu	<0,000063	0,000063	<0,00016	<0,0001	–	0,00043	<0,00036	0,000001
Gd	<0,00019	0,000020	<0,00052	<0,00019	–	–	<0,00052	–
Tb	<0,000031	0,000036	–	–	–	–	–	0,000001
Dy	<0,00012	0,00012	–	<0,00012	–	–	–	0,000005
Ho	–	–	–	–	–	–	–	0,000001
Er	<0,0001	0,0001	–	<0,0001	–	–	–	0,000004
Tm	–	–	–	–	–	0<000089	–	0,000001
Yb	<0,00013	0,00013	–	<0,00013	<0,0004	–	<0,0004	0,000004
Lu	–	–	–	–	–	–	–	0,000001
Hf	<0,0001	0,0001	<0,0008	<0,0001	<0,0004	<0,00033	–	–
W	0,0047	0,009	0,00073	0,07000	0,016	0,0095	0,00064	0,00003
Re	<0,0001	0,0001	–	<0,0001	–	–	–	–
Os	<0,00017	0,00017	–	<0,00017	–	–	–	–
Ru	<0,00034	0,00034	–	<0,00034	–	–	–	–
Rh	0,000061	0,00006	–	<0,0001	–	–	–	–
Pd	0,00027	0,00027	–	0,00044	–	–	–	–
Ag	0,007	0,0035	–	0,014	–	–	–	0,0002
Ir	<0,0001	0,0001	–	<0,0001	–	–	–	–
Pt	<0,00015	0,00015	–	<0,00015	–	–	–	–
Au	0,00019	0,00015	–	0,00035	–	–	–	0,000002
Hg	0,0067	0,0065	–	0,0046	–	–	–	0,00007
Tl	0,0011	0,001	–	0,001	–	–	–	0,001
Pb	0,021	0,0022	–	0,023	0,066	0,2	<0,00024	0,001
Bi	0,005	0,0041	–	0,0039	–	–	–	–
Th	–	0,0001	<0,00013	0,0001	<0,00013	<0,00013	<0,00013	0,0001
U	0,0066	0,019	0,18	0,15	0,0028	0,0051	0,0074	0,0005

Примечание: Анализы выполнены методом ICP-MS в Институте химии твердого тела и механохимии СО РАН, г. Новосибирск, аналитик С.С. Шацкая.

Note: Analyzes were performed by ICP-MS at the Institute of Solid State Chemistry and Mechanochemistry SB RAS, Novosibirsk, analyst S.S. Shatskaya.

Источники Кара-Суг, Ажыг-Суг, Улаатай, источник по правому борту р. Чоза, так ли иначе находят на территории проявления карбонатитовой зоны с комплексными рудными узлами Fe, Ba, Sr, F,

U, P3Э. Карбонатитовая зона простирается в субмеридиональном направлении в Центральной Туве. Район распространения позднемезозойских карбонатитов охватывает структуры Тувинского рифтогенного прогиба, Хемчикско-Систигхемского прогиба и Куртушибинской зоны Западного Саяна. Самыми известными и наиболее изученными из них являются Карасугский и Улаатай-Чозский комплексные рудные узлы Fe, Ba, Sr, F, U, P3Э. Источники Кара-Суг, Ажыг-Суг расположены на западных флангах, а Улаатай, аржаану р. Чоза – непосредственно среди рудных тел.

Минерализация воды на Улаатай – 1,80; Кара-Суг – 0,2; аржаан у р. Чоза – 1,2, а на Ажыг-Суг – 5,290 г/л. По результатам полного геохимического анализа, каких-либо аномальных содержаний редких и редкоземельных элементов в водах данных источников не обнаружено (табл. 2, 3). Фиксируются повышенные содержания по селену, более чем в 300 раз превышающие содержание в речной воде. В повышенных концентрациях фиксируются стронций, бром, йод. Содержание урана в воде из источника Улаатай составляет 0,18 мг/л. Столь повышенные концентрации урана объясняются тем, что на южном склоне хребта Танну-Ола находится Улаатай-Чозский рудный узел. Он состоит из сближенных друг к другу Тээли-Оргудыдского, Улаатайского, Северо-Чозского и Южно-Чозского полей. Эти поля карбонатитов представлены двумя основными типами – анкерит-кальцитовыми и сидеритовыми, которые встречаются как обособленно, так и совместно в составе отдельных их проявлений. Сидеритовые карбонатиты в большинстве случаев обогащены флюоритом, баритом, баритоцелестином, бастнезитом, уранинитом и представляют собой комплексные многокомпонентные руды. На источнике Улаатай роднички выходят непосредственно из-под рудных тел субширотного простирания частично и полностью окисленных урансодержащих сидеритовых карбонатитов. Торий как элемент-гидролизат не может накапливаться в водах под воздействием экзогенных процессов разрушения алюмосиликатных пород, а стремится к образованию гидроокислов и осаждению со вторичной фазой в условиях окислительной среды, что и доказывает низкое его содержание здесь.

В водах источников **Кегээн-Булак, Торгалыг (северный), Алды-Доргун, Талдыгадыр, Ангырактыг** минерализация воды колеблется от 0,218 до 0,394 г/л, отмечается концентрация тяжелых и цветных металлов, в некоторых водах их содержание превышает содержание в речной воде в несколько десятков (железа – более 53) раз. В повышенных концентрациях фиксируются стронций, селен, бром, йод. Содержание урана превышает более 300 раз содержание в речной воде на Алды-Доргун (0,15 мг/л), а в остальных – на уровне содержания в речной воде.

В районе **Дус-Дагского** месторождения каменной соли (50°42'56,8" с.ш.; 92°43'51,7" в.д.) нами исследованы подземные, крепкие рассолы хлоридного натриевого состава, приуроченные непосредственно к соленосным отложениям. Здесь разгрузка подземных вод наблюдается на северо-западном борту уступа карьера месторождения каменной соли на абсолютной отметке 1 117 м. От источника вода ручейком заполняет нижний отработанный забой, что говорит о его достаточно высоком дебите. Дус-Дагское месторождение каменной соли находится на юге Тувы в правом борту лога Кендей, на левом берегу р. Южный Торгалыг в переходной зоне от средне-низкогорного рельефа подножья южного склона хребта Западный Танну-Ола к степным и полупустынным пространствам Убсунурской котловины. Орография района месторождения представлена переходной зоной от средне-, низкогорного рельефа подножья южного склона хребта Западный Танну-Ола к степным и полупустынным пространствам Убсунурской котловины. Преобладают абсолютные высотные отметки 1 100–1 600 м над уровнем моря. В районе Дус-Дагского месторождения развиты отложения девонской системы, представленные средним и верхним отделами. Средний отдел девонской системы подразделяется на эйфельский и живетский ярусы. Отложения живетского возраста подразделяются на три свиты: ихедушиингольскую, илеморовскую и уюкскую. Ихедушиингольская свита слагает центральную часть Дус-Дагского месторождения и характеризуется двучленным строением: нижняя подсвита – соленосная алевро-глинистая и верхняя – песчано-алевритовая. Нижняя подсвита ихедушиингольской свиты, являющаяся собственно соленосной, представлена толщей светло-зеленых, реже лиловых, бурых, серых, часто гипсоносных, аргиллизированных глин с маломощными (до первых метров) прослоями алевролитов и мелко-, тонкозернистых известковистых песчаников. Глинистая толща содержит линзу каменной соли, составляющую разведанное полезное ископаемое. Содержание в воде: йода – 1,8; стронция – 11; мышьяка – 0,083; лития – 0,71; ртути – 0,08 мг/л, выше, чем в морской; бора – 0,054; брома – 24; урана – ниже 0,002 мг/л. Вместе с тем присутствуют в пределах обнаружения золото, серебро и элементы платиновой группы.

Источник Кооп Терек, в 10 км к западу от карьера Дус-Даг (50°43'55,4" с.ш.; 92°36'52,7" в.д., на отметках 1 070 м в поле красноцветных песчано-глинистых пород среднего девона с пластами каменной соли. Еще одна точка разгрузки хлоридных натриевых соленых вод. Этот очаг разгрузки соленых вод расположен на левом берегу р. Южный Торгалыг. В.В. Зайков, Е.В. Онуфриева и В.Г. Ворончихин в 1962–1965 гг. [Зайков, Онуфриева, Ворончихин, 1965] обнаружили восемь соленых родников, которые рас-

сеиваются в гравийно-галечниковых отложениях, создают заболоченность и разгружаются в р. Южный Торгалыг. В настоящее время – три родника со слабым дебитом, может быть, из-за засушливого лета.

Таблица 3

Геохимический состав соленых подземных рассолов Тувинского прогиба, мг/л

Table 3

Geochemical composition of salt brines of the Tuva trough, mg/l

№	Элемент	Ажыг-Суг	Родник у Сватиково	Хурегечи (средн.)	№	Элемент	Ажыг-Суг	Родник у Сватиково	Хурегечи (средн.)
1	Li	0,28	0,025	0,0102	32	Nb	6,900E-4	3,800E-4	0,00032
2	Be	0,012	<9,800E-4	<0,00025	33	Mo	0,004	0,0051	0,003
3	B	0,47	0,9200	0,07	34	Cd	0,007	0,0024	<0,000081
4	Na	98	300,0	471	35	In	7,800E-4	0,0011	0,00002
5	Mg	500	86,00	23	36	Sn	0,01	0,017	0,0047
6	Al	86	0,37	<0,000038	37	Sb	0,0031	0,0025	<0,000024
7	Si	37	16,00	0,47	38	I	0,26	0,62	0,017
8	P	4,2	2,5	<0,00053	39	Cs	0,0037	0,098	0,00014
9	S	1,2	160,0	215	40	Ba	0,031	0,043	0,043
10	Cl	210	1,4	880	41	Hf	<1,000E-4	<1,000E-4	0,00003
11	K	2,7	3,6	1,63	42	Ta	1,600E-4	<3,100E-5	0,00001
12	Ca	140	50,00	148	43	W	0,0079	0,0061	0,0003
13	Sc	0,0061	0,0026,	0,00015	44	Re	4,800E-4	<8,300E-5	0,00003
14	Ti	0,0061	0,01	<0,00029	45	Hg	0,0085	0,0084	0,0001
15	V	0,0039	0,0046	<0,000021	46	Pb	0,039	0,074	<0,000008
16	Cr	0,017	0,015	0,0002	47	Bi	0,0047	0,0097	<0,000005
17	Mn	15	0,042	<0,000017	48	Th	9,700E-5	6,900E-5	0,000006
18	Fe	2,5	2,9	1,39	49	U	0,0056	0,0097	0,0025
19	Co	0,84	0,0053	0,00043	50	La	0,052	0,055	0,007
20	Ni	2,6	0,04	0,128	51	Ce	0,079	0,0032	0,0002
21	Cu	0,23	0,28	<0,000037	52	Pr	0,014	2,800E-4	<0,000005
22	Zn	1,2	0,32	<0,00012	53	Nd	0,095	7,900E-4	<0,000025
23	Ga	0,003	0,0035	0,0013	54	Sm	0,032	3,200E-4	<0,000028
24	Ge	0,013	0,003	0,0014	55	Eu	0,012	1,800E-4	0,00001
25	As	0,0064	0,0094	0,0008	56	Gd	0,056	2,300E-4	<0,000024
26	Se	0,13	0,12	0,0014	57	Tb	0,0098	<3,100E-5	<0,000004
27	Br	1,8	11,00	0,31	58	Dy	0,059	1,700E-4	<0,000015
28	Rb	0,0039	0,0013	0,0024	59	Ho	0,01	<3,100E-5	<0,000004
29	Sr	0,48	7	5,7	60	Er	0,027	<9,100E-5	0,00022
30	Y	0,29	0,0018	<0,000009	61	Tm	0,0035	<2,900E-5	<0,000004
31	Zr	0,0032	0,0023	0,0015	62	Yb	0,018	<1,300E-4	<0,000016
					63	Lu	0,0025	<2,900E-5	<0,000004

Примечание: ЭПГ, Ag, Au, In – в пределах обнаружения; HPⁿ, кроме La, Ce, – в пределах обнаружения. Анализы выполнены методом ICP-MS в Институте химии твердого тела и механохимии СО РАН, г. Новосибирск, аналитик С.С. Шацкая.

Note: PGE, Ag, Au, In – within detection; HPⁿ except La, Ce – within detection. Analyzes were performed by ICP-MS at the Institute of Solid State Chemistry and Mechanochemistry SB RAS, Novosibirsk, analyst S.S. Shatskaya.

Источники Хурегечи (аржаан Хурегечи) расположен на северном склоне хр. Восточный Танну-Ола и находятся в полосе девонских отложений, где предполагается наличие пластов каменной соли, за счет выщелачивания которых могут образовываться соленые воды. Возможное наличие пластов каменной соли в данном регионе косвенно подтверждается тем, что к северу от места расположения источников Хурегечи, через небольшой хребет, в долине р. Элегест имеется обособленная горка, местные жители называют ее «Дус-Даг» (соленая гора), сложенная отложениями кендейской (?) свиты. Местность вокруг этой горы отличается множеством солончаков. Выходы родни-

ков источника Хурегечи приурочены к верховью и приустьевой части сухого распадка, впадающего по правому борту к устью р. Хурегечи, левого притока р. Элегест. Сложная тектоническая зона: тектонические контакты нижнекембрийских и девонских отложений проходят по распадку в северо-восточном и северо-западном направлениях. Первый анализ воды выполнен В.К. Соловьевым, а наиболее полное описание соленых источников в устье р. Хурегечи привел В.В. Зайков, где им было отмечено наличие 10 рассеянных выходов соленой воды с расходом отдельных струй от 0,01 до 2 л/с [Зайков, Онуфриева, Ворончихин, 1965].

Верхний Хурегечи. В верховье распадка разгрузка подземных вод происходит из мощного тектонического разлома северо-западного простирания, выполненного липкой голубоватой глиной мощностью до 6–7 м.

Родники нижней группы источника выходят на поверхность по левому борту распадка в приустьевой ее части, на границе прибрежной террасы у основании горы. Абсолютная отметка 1 249 м, координаты 51°00' 34,25" с.ш., 093°11'38,29" в.д. Здесь каптированы пять выходов подземных вод. В 2012 г. автором проведено обследование воды родника с наибольшим дебитом по сравнению с другими выходами нижней группы. В отличие от родников верхней группы здесь в анионном составе кроме хлорид-ионов существенную роль играют сульфат-ионы, в катионном составе увеличилась доля ионов кальция при уменьшении доли ионов натрия. Минерализация воды на Верхнем Хурегечи от 2,46–2,49 г/л, а на Нижнем – 3,67–3,69 г/л. Содержание лития низкое, 0,01 мг/л, урана – на уровне морской воды, 0,0031 мг/л, стронция – превышает более 6 мг/л. Выше предела обнаружения РЗЭ и элементы платиновой группы, золото и серебро. В малых количествах из высокотоксичных элементов фиксируются ртуть и селен.

Источник **Дустуг-Хем** (Шуй, 50°42'44,8" с.ш., 90°16'98" в.д.), на южном склоне хр. Шапшал. Ручей Дустуг-Хем (соленая река) является правым притоком р. Шуй, выходы подземных вод находятся в 3 км от устья ручья. Источник разгружается на высоте 1 520 м над уровнем моря. Разгрузка подземных вод в данной точке находится на Аянгаты-Шуйском сбросо-сдвиговом хвосте северного обрамления Тувинского прогиба, что подтверждает наличие глубинного компонента гелия в пробе воды в концен-

трациях $155\text{--}265 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{см}^3 \text{ H}_2\text{O}$ [Дучков и др., 2010]. Соленосный состав подземных вод вероятно, за счет девонского соленосного горизонта. В составе воды лития – 0,35 мг/л, урана – 0,0151, мышьяка – 0,14, стронция – 1,25 мг/л. Из благородных металлов серебро – 0,0002 мг/л из разряда высокотоксичных – селен – 0,04036 мг/л.

Скважина Тос-Булак. По трассе М-54 по правой стороне при движении в сторону Эрзина в 9 км от Кызыла пробурена скважина на левом берегу ручья Тос-Булак. Отмечается низкое содержание лития в воде: 0,021 мг/л, при этом концентрация урана (0,014 мг/л) превышает концентрацию в морской воде в 4 раза; бора – 0,51; брома – 3,1; стронция – 3,3; йода – 1,1. Кроме того, в пределах обнаружения метода фиксируются РЗЭ, элементы платиновой группы, золото и серебро. Из высокотоксичных отмечаются ртуть 0,0065 и селен 0,1 мг/л соответственно.

Источники Кундус (Бобры). Множество выходов подземных вод находится на правом берегу Енисея в 2 км от нижнего моста. Содержание лития и урана ниже, чем на Тосбулаке: 0,011 и 0,0079 мг/л соответственно. Концентрация бора, брома, йода, стронция на порядок ниже, чем на Тосбулаке. Присутствуют РЗЭ, элементы платиновой группы, золото, серебро, селен, ртуть выше порога чувствительности метода.

Родники на западном и восточном берегах оз. Сватиково (Дус-Хол) и состав подземных вод из скважины хозяйственно-питьевого назначения. Неоднократное опробование этих объектов показало определенную стабильность состава вод и подверженность грунтовых вод процессам континентального засоления. Содержаниями лития – 0,021, урана – 0,0097–0,0156 мг/л.

Таблица 4

Литий, уран в водах и донных осадках минерализованных озер и подземных рассолов на территории Центральной Тувы

Table 1

Lithium, uranium in waters and bottom sediments of mineralized lakes and underground brines in the territory of Central Tuva

Озеро	Минерализация, г/л	рН	Концентрация в воде, в мг/л		Концентрация в донных осадках, г/г	
			литий	уран	литий	уран
Озера						
Хадын	9,46	9,46	0,116	0,073	8	1,92
Сватиково (Дус-Хол)	107–249	7,96	0,122	0,0524	5,1	9
Грязнуха (Каык-Хол)	654,740	7,10	0,038	0,023	15,5	3,84
Чедер	67,180	9,10	0,140	0,092	17,8	3,8
Хаак-Хол	8,559	9,25	0,06	0,068	0,0012	0,0003
Белое	5,007	8,73	0,13	0,0081	0,0019	0,0038
Аржаан	0,893	9,77	0,02	0,0028	0,0094	0,0076
Кислое	2,2810	6	0,019	0,0029	0,0099	0,0010
Безымянное	1,380	7,75	0,016	0,0022	0,01	0,007
Соленые источники						
Родик восточнее оз. Сватиково	2,366	7,81	0,025	0,01	–	–

Озеро	Минерализация, г/л	рН	Концентрация в воде, в мг/л		Концентрация в донных осадках, г/т	
			литий	уран	литий	уран
Хурегечи нижний	3,672–3,690	7,74	0,01	0,0031	–	–
Хурегечи верхний	2,453–2,490	7,97	0,01	0,0031	–	–
Ажыг-Суг	5,279	7,34	0,28	0,0066	–	–
Тосбулак	1,738	7,48	0,021	0,0014	–	–
Кундус	0,590	7,97	0,011	0,008	–	–
Дустуг-Хем	4,374	8,33	0,35	0,0151	–	–
Дус-Даг	314,257	6,33	0,71	0,019	–	–
Пресноводные источники						
Скважина у оз. Хаак	1,378	7,61	0,037	0,024	–	–
Кара-Суг	0,76	8,0	0,0054	0,0051	–	–
Торгалыг (северный)	0,67	8,09	0,0094	0,0028	–	–
Алдыг-Доргун	0,255	8,1	0,36	0,15	–	–
Талдыгадыр	0,394	7,92	0,044	0,0066	–	–
Ангырактыг	0,216	7,90	0,035	0,02	–	–
Улаатай	1,80–2,0	4,5–6	0,057	0,18	–	–
Кегээн-Булак	0,4–0,5	5,7	0,0042	0,0074	–	–
Сенек	0,56	6,0	0,037	0,017	–	–

Турано-Уюкская котловина. Ложе котловины представлено отложениями таксыл-ачатоольской свиты ордовик–нижнего силура: красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, и отложениями кендейской свиты нижнего девона: основные, средние и кислые эффузивы.

Оз. Белое находится в 13 км от г. Турана к юго-западу. Абсолютная отметка 830 м, берега заросшие камышом, пологие и заболоченные, глубина небольшая. Донные отложения представлены тонким илом, мощность колеблется от 0,2 до 1,2 м, с запахом сероводорода. Минерализация воды – 5,007 г/л, химический тип – сульфатно-хлоридно-натриевый.

Оз. Аржаан. К юго-востоку в 1,5–2 км от с. Аржаан расположено маленькое озеро условно нами названо так. Озеро мелкое (0,2–0,6 м), пресноводное, гуляет скот. Общая площадь не более 0,81 км². Минерализация воды – 0,893 г/л, пресная, химический тип – карбонатно-гидрокарбонатно-натриево-магниевый.

К северо-востоку от этих озер находятся оз. Кислое и несколько озерков и солончаков. Доступ к последним очень сложный из-за заболоченности берегов, а на солончаке слой воды над иловым материалом до 5 см, ил глубиной 0,6–1,4 м, жидкий, топкий.

На оз. **Кислое** минерализация воды от 2,650 на глубине 0,3 м и до 2,971 г/л на глубине 1,45 м. На соседнем озере без названия минерализация около 1,380 г/л. Химический тип воды гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый, как на оз. Кислое. В целом концентрация микрокомпонентов в воде и донных осадков намного беднее, чем в озерах Тувинской котловины. Содержание лития в этих озерах колеблется от 0,016 до 0,13 мг/л, т.е. ниже содержания в морской воде; урана – от 0,0022 до 0,0081 мг/л. В донных осадках лития еще меньше, чем в озерной воде, уран на уровне содержания в морской воде или

превышает до 2 раз. Содержание мышьяка в воде превышает содержание в морской воде от 2 до 4 раз, содержание брома – 0,61–6,3 мг/л; йода – 0,05–1,1; бора – 0,062–0,8 мг/л.

Обсуждение

В Центральной Туве особенности геологической структуры в сочетании с другими факторами могли быть более благоприятными для накопления промышленно значимых концентраций полезных компонентов (в том числе лития, урана). Вместе с тем, по результатам анализов, концентрация лития в подземных водах не достигает промышленных содержаний. Концентрирование микроэлементов в подземных водах контролируется исключительно извлечением их из горных пород при выщелачивании. Другие источники вещества отсутствуют. К примеру, уран при благоприятных гидрогеохимических условиях накапливается в подземных водах и вне районов его месторождения. В озерах Западной Монголии источником урана выступают мезозойские рифтовые дайковые комплексы с сульфосольной минерализацией. Бикарбонат, карбонат ионов в подземных водах при взаимодействии с этой породой приводит к образованию карбонатных комплексов уранила [Исупов и др., 2012]. Разгрузка подземных вод непосредственно в озера приводит к накоплению соединений урана в озерной воде.

Исследованные нами источники содержат повышенные концентрации урана (0,031–0,18 мг/л), превышающие среднюю его концентрацию в морской (океанической) воде (0,003 мг/л). Исключением является источник Тосбулак, где урана 0,001 мг/л. В этой связи несомненный интерес вызывает проведение поисково-оценочных работ в подземных и поверхностных водах

на предмет обнаружения урана. Особенно в тех подземных водах, которые находятся по северному обрамлению Тувинского прогиба и расположены в ареале распространения карбонатитовых тел с комплексным оруденением на Fe, Ba, Sr, F, U, PЗЭ и гранитного батолита сутхольского комплекса. В них содержание урана достигает до 0,18 мг/л. Различные живые организмы, в том числе и человек, обладают огромной адаптивной силой, способны приспосабливаться к превышающим или, наоборот, ниже пороговых значений концентрациям. Вероятно, в этой связи активные пользователи подземными водами не получают ощутимых отрицательных реакций даже при наличии высокоток-

сичных элементов. Подземные воды обогащены не только редкими и редкоземельными элементами, также в них присутствуют, в пределах обнаружения выбранного метода анализа, элементы платиновой группы, золото и серебро.

Автор признательна С.С. Шацкой за выполнение геохимических исследований методом ICP-MS. Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного проекта «Гидроминеральные ресурсы Сибири и сопредельных территорий: рудогенерирующий потенциал, новые технологии комплексной переработки, экологическая безопасность» № 110.

ЛИТЕРАТУРА

- Блюменфельд А.О.** Курортные богатства Тувы. Кызыл : Тувин. книжн. изд-во, 1960. 68 с.
- Богородицкий К.Ф., Валединский В.И.** Гидроминеральные ресурсы (Тувинской АО) // Природные условия Тувинской АО : труды Тувинской комплексной экспедиции СОПС. М., 1957. Вып. 3. С. 12–16.
- ГОСТ Р 54316–2011.** Воды минерализованные природные питьевые. Общие технические условия. Введ. 2012–07–01. 41 с.
- Гусева Н.В., Копылова Ю.Г., Ойдуп Ч.К., Аракчаа К.Д., Рычкова К.М., Хвощевская А.А., Аюнова О.Д.** Формирование химического состава подземных соленых и рассольных вод Тувинского прогиба и его обрамления // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 2. С. 172–182.
- Дучков А.Д., Рычкова К.М., Лебедев В.И., Каменский И.Л., Соколова Л.С.** Оценки потока по данным об изотопах гелия в термоминеральных источниках // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 2. С. 264–275.
- Зайков В.В., Онуфриева Е.В., Ворончихин В.Г.** Отчет о результатах работ поисково-оценочного отряда на калийные соли за 1962 г.
- Исупов В.П., Ариунбилэг С., Разворотнева Л.И., Ляхов Н.З., Шварцев С.Л., Владимиров А.Г., Колпакова М.Н., Шацкая С.С., Чупахина Л.Э., Мороз Е.Н., Куйбида Л.В.** Геохимическая модель накопления урана в озере Шаазгай-Нуур (Северо-Западная Монголия) // Доклады академии наук. 2012. Т. 447, № 6. С. 658–663.
- Лепешков И.Н., Соловьев В.К., Смирнова Н.Н.** К физико-химической характеристике соляных озер Тувы // Известия сектора физико-химического анализа. 1956. Т. XXVII. С. 84–85.
- Меткин В.А. и др.** Окончательный отчет Шарасурской ГСП за 1961–1963 гг. (Материалы к геологической карте Союза ССР м-ба 1:200 000).
- Пиннекер Е.В.** Минеральные воды Тувы. Кызыл : Тувин. книжн. изд-во, 1968. 105 с.
- Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю.** Методы анализа природных вод. М. : Недра, 1970. 488 с.
- Справочник** по геохимическим поискам полезных ископаемых / А.П. Соловов, А.Я. Архипов, В.А. Бугров и др. М. : Недра, 1990. 335 с.
- Сугорокова А.М., Ойдуп Ч.К.** Краткий очерк геологического строения и металлогении Тувы на основе современных данных. Кызыл : Изд-во ТувИКОПР СО РАН, 2010. С. 3–7.
- Сугорокова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И.** Кайнозойский вулканизм Тувы. Кызыл : ТувИКОПР СО РАН, 2003. 92 с.
- Фисенко Н.А. и др.** Подземные воды листов М-46-ХVII, М-46-ХVIII, ХХIV. (Окончательный отчет Тесхемской партии по результатам проведения гидрогеологической съемки масштаба 1:200000 на площади листов М-46-ХVII, М-46-ХVIII/ХХIV за 1980–1984).

Автор:

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

Geosphere Research, 2018, 3, 22–33. DOI: 10.17223/25421379/8/2

Ch.K. Oydup

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

LITHIUM URANIUM MINERALIZATION OF SALT LAKES AND UNDERGROUND SOURCES OF CENTRAL TUVU

Salted lakes and mineralized groundwater are the object of increased interest and intensive study as a source of cost-effective extraction of not only traditional products used for needs (sodium chloride, sodium bicarbonate, sodium sulphate), but also other useful components: lithium, bromine, potassium, boron compounds, magnesium, uranium, etc. Economic interest in hydromineral raw materials as a source of minerals is determined by the fact that, in comparison with conventional mining technologies, expensive stages of mining and quarrying, crushing rocks, pre-concentrating and subsequent transfer of components into the solution are excluded. Stocks of valua-

ble components, for example lithium, are estimated in hundreds and more thousands of tons in the salars of South America (Chile, Bolivia, Argentina), as well as in the saline lakes of China.

Bottomless mineralized lakes and solonchaks within Tuva are located mainly on the territory of the Ubsunur, Tuva, Turan-Uyuk basins. Specialized works on the presence of hydromineral resources in these objects have not been conducted previously. At present, new instrumentation and methodological possibilities for analyzing waters and bottom sediments create favorable conditions for a detailed study of their material composition.

In this connection, a study was carried out to study the multicomponent composition of saline lakes, mineralized underground brines in this area with the financial support of the integration project "Hydromineral Resources of Siberia and Neighboring Territories: Ore-generating Potential, New Technologies for Complex Processing, Environmental Safety" No. 110, the results discussed in this work.

The concentration of lithium in water studied by us in the lakes and underground brines of Central Tuva does not exceed the background contents (at the level of the lakes of Southern Siberia) (0.0042–0.71 mg/l). At the same time, an increased uranium content in water (0.07–0.092 ppm), in bottom sediments (1.92–9 ppm) of saline lakes and in freshwater subterranean brines (0.003–0.18 mg/l), exceeding the average concentration of its marine (oceanic) water (0.003 mg/l). If we consider that the technology of extracting uranium from water is possible when its content in water is 0.003 mg/l (from sea water), then concentrations of more than one dozen deserve attention.

In addition to uranium, anomalies are noted for other valuable components, boron, bromine, iodine, strontium. From the number of toxic elements arsenic, selenium, mercury are present, their participation in the biological process and the impact on living organisms should still be investigated.

Keywords: *hydromineral resources, geochemistry, deflection, saline horizon, depression, microcomponents, mineralization, underground brine, arzhaans.*

References

- Blumenfeld A.O. *Kurortnyye bogatstva Tuvy* [Resort riches of Tuva]. Kyzyl :Tuvin. Book. Ed., 1960. 68 p. In Russian
- Bogoroditsky K.F., Valedinsky V.I. *Gidromineral'nyyeresursy (Tuvinskoy AO)* [Hydromineral resources of Tuva autonomous region]. In the book "Natural conditions of the Tuva AO" / Tr. Tuvinsk. complex. expedition SOPS, v. 3. Ed. AN SSSR, Moscow, 1957. pp. 12–16. In Russian
- GOST R 54316–2011. *Vody mineralizovannyye prirodnyye pit'yevyye. Obshchiye tekhnicheskiye usloviya. Vved. 2012–07–01* [Mineralized natural drinking water. General technical conditions. Enter 2012–07–01]. 41 p. In Russian
- Guseva N.V., Kopylova Yu.G., Oidup Ch.K., Aracchaa K.D., Rychkova K.M., Khvashchevskaya A.A., Ayunova O.D. Formation of the chemical composition of brackish and brine groundwater in the tuva depression and surrounding areas // Russian Geology and Geophysics. № 2. pp. 135–143
- Duchkov A.D., Rychkova K.M., Lebedev V.I., Kamenskii I.L., Sokolova L.S. Estimation of heat flow in tuva from data on helium isotopes in thermal mineral springs // Russian Geology and Geophysics. 2010. № 2, pp. 209–219.
- Saykov V. V., Onuphrieva E.V., Voronchichin V.G. *Otchet o rezultatax rabot poiskovo-osenochnogo otryda na kaliynye soli. 1963–1965gg.* [Report on the results of the search and appraisal detachment of potash salts for 1962]. In Russian
- Isupov V.P., Ariunbileg S., Razvorotneva L.I., Lyakhov N.Z., Shvartsev S.L., Vladimirov A.G., Kolpakova M.N., Shatskaya S.S., Chupakhina L.E., Moroz E.N., Kuybida L.V. *Geokhimicheskaya model' nakopleniya urana v ozere SHAazgayNuur (Severo-Zapadnaya Mongoliya)* [Geochemical model of uranium accumulation in Lake ShaazgayNuur (North-West Mongolia)] //Doklady Earth Sciences. 2012. T. 447.№6. pp. 658–663. In Russian
- Lepeshkov IN, Soloviev VK, Smirnova N.N. *K fiziko-khimicheskoy kharakteristike solyanykh ozer Tuvy* [To the physico-chemical characteristics of the salt lakes of Tuva] / Izv.sects. fiz-him. analysis, v. XXVII, 1956. In Russian
- Metkin V.A. Oconchatelnyi orchet Sharasurscoy GCP sa 1961–1963. (Materialy k geologicheskoy karte USSR macshtab: 1: 200 000). In Russian
- Pinneker E.V. *Mineralnye vody Tuvy* [Mineral waters of Tuva] / Tuva. Izd.,Kyzyl, 1968, 105 p. In Russian
- Reznikov AA, Mulikovskaya EP, Sokolov I. Yu. *Metody analiza prirodnykh vod* [Methods of Natural Water Analysis]. Moscow: Nedra, 1970. 488 p. In Russian
- Spravochnik po geokhimicheskim poiskam poleznykh iskopayemykh* [Handbook of geochemical mineral prospecting] / A.P. Solovov, A.Ya. Arkhipov, V.A. Bugrov and others. Moscow: Nedra, 1990. 335 p. In Russian
- Sugorakova A.M., Oidup Ch.K. *Kratkiy ocherk geologicheskogo stroeniya i metallogenii Tuvy na osnove sovremennykh dannykh* [A brief sketch of the geological structure and metallogeny of Tuva on the basis of modern data] / Kyzyl: Publishing house of TuVIKOPR of the SB RAS. 2010. pp. 3–7. In Russian
- Sugorakova A.M., Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I. *Kaynozoyksiy vulkanizm Tuvy* [Cenozoic volcanism of Tuva]. Kyzyl: TuVIKOPR of the SB RAS. 2003. 92 p. In Russian
- Fisenko N.A. *Podzemnyye vody listov M-46-XVII, M-46-XVIII, XXIV. (Okonchatel'nyy otchet Teskhemskoy partii po rezul'tatam provedeniya gidrogeologicheskoy s'yemki m-bv 1:200000 na ploshchadi listov M-46-XVII, M-46- XVIII/XXIV za 1980–1984f.* [Underground waters of sheets M-46-XVII, M-46-XVIII, XXIV. (oconchatelnyy otchet Teshemskoy partii po rezultatam gidrogeologicheskoy semci mb. 1: 200000 na ploshchadi listov M-46-XVII, M-46- XVIII / XXIV for 1980–1984)]. In Russian

Author:

Oydup Choiganmaa K., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geodynamics, Magmatism and Ore Formation, Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources SB RAS, Kyzyl, Russia.

E-mail: oydup_ch@mail.ru

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.4(571.55)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ФОРМИРОВАНИИ ВЕРХНЕ-АЛИИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО И НОЙОН-ТОЛОГОЙСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Б.Н. Абрамов

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

Установлено, что образование Верхне-Алиинского месторождения связано с шахтаминским комплексом (J_{2-3}), Нойон-Тологойского – с акатуевским (J_3). Магматическим источником данных месторождений была адакитовая магма. Интрузии этих комплексов соответствуют образованиям вулканических дуг, эффузивные образования – известково-щелочным сериям. В магматических образованиях месторождений выявлено присутствие тетрад-эффектов в спектрах лантаноидов, указывающее на обогащение магматических расплавов летучими компонентами.

Ключевые слова: шахтаминский и акатуевский комплексы, адакитовая магма, Восточное Забайкалье.

Введение

В работе приводятся новые данные о формировании Верхне-Алиинского золоторудного и Нойон-Тологойского полиметаллического месторождений Восточного Забайкалья.

Установлено, что в Восточном Забайкалье с рудно-магматическими системами (РМС) шахтаминского интрузивного комплекса (J_{2-3}) связано формирование золоторудных и молибденовых месторождений, с РМС акатуевского комплекса (J_{2-3}) – формирование полиметаллических месторождений [Санин, Зорина, 1980; Спиридонов, Зорина, Китаев, 2006; Абрамов, 2013; Абрамов, Посохов, 2015]. Выявлено, что источниками рудоносных магматических расплавов была адакитовая магма, образованная в результате мантийно-корового взаимодействия, характеризующаяся повышенными концентрациями летучих компонентов.

Методика исследований

Аналитические исследования проведены в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ). Определение элементного состава пород проводилось РФА методом на спектрометре ЭДПС-1 (аналитик Б.Ж. Жалсараев). Содержания редкоземельных элементов установлены ICP-AES-методом (атомно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой). Средство измерения – атомно-эмиссионный спектрометр OPTIMA 2000 DV (фирмы PerkinElmer) (аналитики Л.А. Левантуева, Т.И. Казанцева, А.А. Цыренова). Содержание петрогенных компонентов определялось стандартным методом «мокрой» химии.

Краткая геологическая характеристика Верхне-Алиинского и Нойон-Тологойского месторождений

Верхне-Алиинское золоторудное месторождение расположено в 30 км восточнее г. Балей, в пределах Мунгинского рудного узла Балейского рудного района. Разведанные запасы месторождения оцениваются в 21 т золота, с содержанием в руде 13 г/т. Образование золотого оруденения связывается с формированием шахтаминского комплекса, образующего совместно с эффузивами шадаронской (J_{2-3}) серии кольцевую вулканоплутоническую структуру (рис. 1). В центре этой структуры развиты гранитоиды шахтаминского комплекса, в периферийных частях – эффузивы шадаронской серии [Абрамов, 2016].

Основными вмещающими породами на площади месторождения являются монцониты и гранодиорит-порфиры. Монцониты имеют следующий минеральный состав: плагиоклаз – 10–60 %, калишпат – 5–35 %, пироксен – 10–90 %, роговая обманка – 0–20 %, биотит – 0–20 %, оливин – 0–20 %, кварц – 0–15 %. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном и монацитом. Структура пород – гипидиоморфнозернистая, текстура – массивная. Гранодиорит-порфиры в порфириновых выделениях представлены, главным образом, плагиоклазом. В меньших количествах присутствуют биотит, роговая обманка, кварц, пироксен, калишпат. Минеральный состав их не постоянен: плагиоклаз – 30–50 %, роговая обманка, калишпат и биотит – 0–15 %, кварц – 0–20 %. Акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон.

Вулканогенно-осадочные образования шадаронской серии развиты в северо-восточной части месторождения. В разрезе серии наиболее широко пред-

ставлены андезиты, андезито-базальты, трахиандезиты и их туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники и туфоалевролиты.

В пределах вулканоплутонической структуры отмечается рудная зональность – высокотемпературные минеральные ассоциации (кварц, турмалин, арсенопирит), развитые в центральной части ВПС, сменяются на низкотемпературные (кварц, кальцит, антимонит) минеральные ассоциации в периферий-

ной части. Рудные тела представлены кварцевожильными и штокверковыми зонами. Протяженность рудных тел составляет 50–550 м. На месторождении выделяются следующие стадии минерализации: 1) дорудная кварц-турмалиновая; 2) раннесульфидная кварц-пирит-арсенопиритовая; 3) позднесульфидная халькопирит-пирротиновая; 4) позднесульфидная полиметаллическая (продуктивная); 5) кварцево-карбонатная.

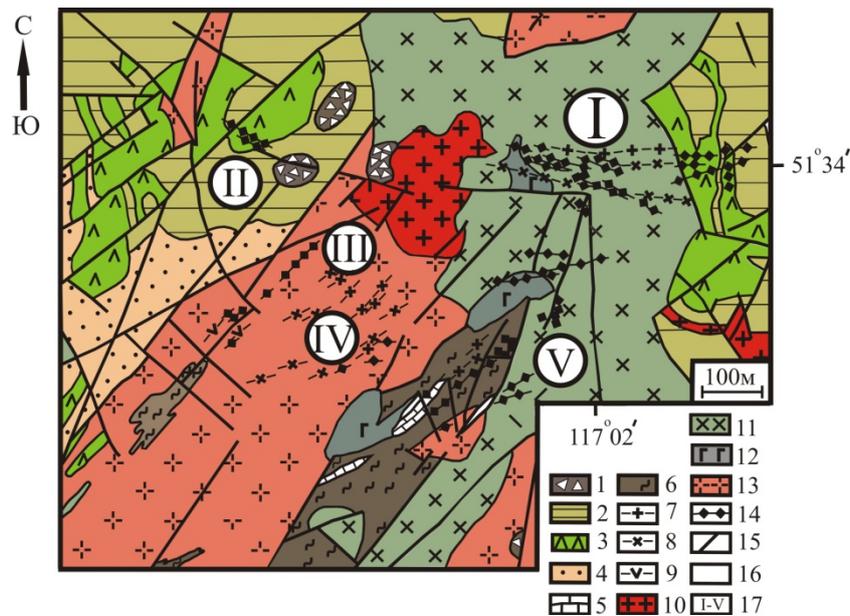


Рис. 1. Схема геологического строения Мунгинского рудного узла

1 – флюидно-эксплозивные брекчии (J_3); 2 – вулканогенные отложения шадаронской серии (J_{2-3}): андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты, трахидациты, брекчии, лавы, туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, гравелиты, дресвяники; 3 – эффузивы шадаронской серии (J_{2-3}): андезито-базальты, андезиты, дациты; осадочные отложения верхнегазимурской свиты (C_1) (4–6): 4 – конгломераты, дресвяники, песчаники, алевролиты, туфы кислого состава, 5 – мраморизованные известняки, 6 – кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы; шахтаминский комплекс (J_{2-3}) (7–12): 7 – дайки гранит-порфиров, 8 – дайки диоритовых порфиров, 9 – дайки лампрофиров, 10 – гранит-порфиры, 11 – монзониты, сиениты, 12 – габбро, перидотиты; 13 – гранитоиды ундинского комплекса (C); 14 – золотоносные кварцево-сульфидные жилы; 15 – месторождения и рудопроявления золота Мунгинского рудного узла: I – Верхне-Алиинское месторождение, рудопроявления: II – Мунгинское, III – Ново-Мунгинское, IV – Рябоконт, V – Глазкинское; 16 – тектонические нарушения, 17 – геологические границы

Fig. 1. Scheme of the geological structure of the Munginsky ore node

1 – fluid-explosive breccia (J_3); 2 – volcanogenic deposits of the Shadaronsky series (J_{2-3}) (andesites, andesites-basalts, andesite-dacites, trachidacites, breccia, lava, tuffs, tuff sandstones, tuff conglomerate, gravelites, gress); 3 – effusives of the Shadaronsky series (J_{2-3}) (andesite-basalts, andesites, dacites); sediments of the verhnegazimursky Suite (C_1) (4–6): 4 – conglomerates, gruss, sandstones, aleurolites, tuffs of acidic composition, 5 – marbled limestone, 6 – crystalline schists, amphibolites, gneisses; shakhtaminsky complex (J_{2-3}) (7–12): 7 – dikes of granite-porphyry, 8 – dikes of diorite porphyrite, 9 – dikes of lamprophyres, 10 – granite-porphyrines, 11 – monzonite, syenites, 12 – gabbro, peridotite; 13 – granitoids of undinsky complex (C); 14 – gold-bearing quartz-sulphide veins; 15 – deposits and occurrences of Munginsky gold ore node: I – Verkhne-Aliinsky deposit, ore manifestation: II – Munginsky, III – Novo-Munginsky, IV – Ryabokon, V – Glazkinsky; 16 – tectonic disturbances, 17 – geological boundaries

Околорудные изменения пород более всего представлены зонами березитизации, наиболее широко развитыми в Восточной рудоносной зоне. Процессы калишпатизации, серицитизации представлены незначительно. Мощность зон метасоматически измененных пород колеблется от нескольких метров до 10–11 м. Образование околорудных метасоматитов предшествовало рудообразованию. Часто зоны бере-

зитизации пронизаны тонкими кварцевыми прожилками. Зона окисления на месторождении развита незначительна. Окисленные руды наблюдаются до глубины 3–5 м. Они представлены гидроокислами железа, малахита, азурита, ковеллина, замещающими первичные рудные минералы.

Нойон-Тологойское полиметаллическое месторождение расположено в Юго-Восточном Забайкалье

в северной части Кличкинского рудного района. Месторождение было открыто экспедицией 324 «Сосновгеология» в ходе поисково-оценочных работ 1989–1994 гг. По запасам оно относится к числу крупных (Pb – 920 тыс. т, Zn – 1 090 тыс. т, Ag – 4 тыс. т) [Чечеткин и др., 2011]. Образование Нойон-Тологойского

месторождения связано с процессами формирования акатуевского интрузивного комплекса. На месторождении развиты вулканогенно-осадочные отложения залгатуйской свиты мулинской серии (J_{2-3}), интрузии акатуевского комплекса (J_{2-3}) и средне-позднеюрские осадочные отложения (рис. 2).

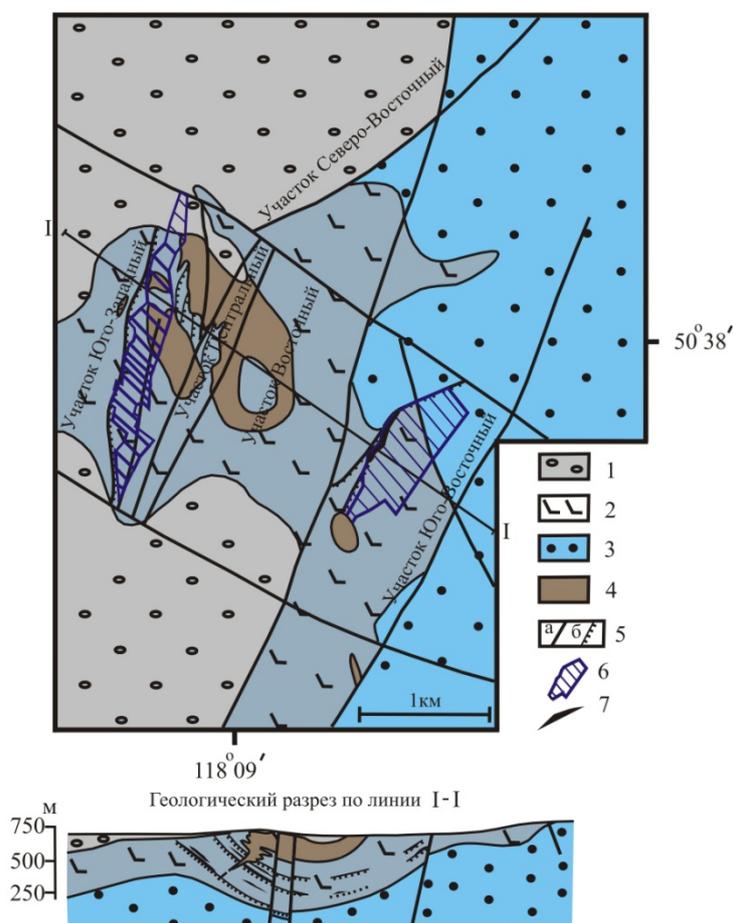


Рис. 2. Схема геологического строения Нойон-Тологойского полиметаллического месторождения

1 – болбойская свита (J_3): конгломераты, песчаники, алевролиты, туфы; 2 – залгатуйская свита (J_{2-3}): покровы андезито-базальтов, базальтов, трахиандезитов с прослоями песчаников, туфов, алевролитов, конгломератов; 3 – верхнегазимульская свита (J_2): конгломераты с прослоями песчаников, алевролитов; 4 – акатуевский интрузивный комплекс (J_{2-3}): сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры; 5 – тектонические нарушения: а – крутопадающие, б – пологозалегающие (межпластовые срывы); 6 – контуры сводных проекций рудных залежей с разведанными запасами; 7 – рудные тела с полиметаллическим оруденением

Fig. 2. Scheme of the geological structure of the Noyon-Tologoisky polymetallic deposit

1 – Bolboisky suite (J_3): conglomerates, sandstones, aleurolites, tuffs; 2 – zalgatuiyusky suite (J_{2-3}): covers of andesite-basalt, basalt, trachandesite with interlayers of sandstones, tuffs, aleurolites, conglomerates; 3 – Verkhnegasimursky suite (J_2): conglomerates with sandstone and aleurolite interlayers; 4 – Akatuevsky intrusive complex (J_{2-3}): syenite-porphury, quartz syenite-porphury; 5 – tectonic faults: a – steeply dipping, b – gently sloping (interstratal breakdowns); 6 – contours of consolidated projections of ore deposits with proven reserves; 7 – ore bodies with polymetallic mineralization

Рудная минерализация локализована в эффузивах залгатуйской свиты, в меньшей мере – в юрских осадочных отложениях и в лакколите сиенит-порфиров акатуевского комплекса.

Рудные тела, имеющие пластообразную, штокверкоподобную и жильную формы, локализуются в зонах тектонических нарушений и на контактах

стратиграфических отложений. Мощность рудных тел колеблется от 1,0 до 44,0 м, в среднем составляя 2,0–3,0 м, протяженность по латерали – до 1,0 км. Наиболее распространенными минералами являются пирит, марказит, арсенопирит, галенит и сфалерит, менее развиты буланжерит, тетраэдрит, фрейбергит. Отмечается следующая последовательность их вы-

деления: арсенопирит + пирит → галенит + сфалерит → буланжерит [Абрамов, 2017].

Метасоматиты отмечаются преимущественно в зонах тектонических нарушений. Наиболее распространены зоны березитизации и пропилитизации пород. В результате более поздних и слабо проявленных процессов аргиллизации в измененных базальтах появляются микропрожилки глинистых минералов. Кварцево-серицит-сульфидные метасоматиты развиты преимущественно в центральных частях рудных зон, хлорит-карбонатные метасоматиты – на флангах рудных зон. Изотопный возраст рудовмещающих березитов (К-Аг метод) составляет 132 ± 5 млн лет [Тарабарко, Губкин, 1996].

Нойон-Тологойское месторождение по геологическому строению и составу руд аналогично Акатуевскому полиметаллическому месторождению, образование которого связано с акатуевским комплексом. Это сходство подтверждается также по соотношениям изотопов стронция в интрузивных образованиях акатуевского комплекса. Начальное отношение изотопов стронция в сиенит-порфирах Нойон-Тологойского месторождения составляет $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70698 \pm 0,0004$ в монцонитах Акатуевского месторождения – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70644 - 0,70677$ [Абрамов, Посохов, 2015; Сасим, Дриль, 2011].

Петрогеохимические особенности интрузивных и эффузивных образований

Изотопный возраст гранитов шахтаминского комплекса составляет $161,7 \pm 1,4$ млн лет [Берзина и др., 2013], монцонитов акатуевского комплекса – 154 ± 4 млн лет [Сасим, Дриль, 2011]. Интрузии шахтаминского комплекса (J_{2-3}) представлены двух-, трехфазными массивами. Породы первой фазы представлены кварцевыми монцонитами, диоритами, габбродиоритами; породы второй фазы – гранодиоритами, гранитами, кварцевыми сиенитами; породы третьей фазы – гранодиоритами, крупнозернистыми порфиroidными гранитами [Объяснительная записка... 1997]. Акатуевский интрузивный комплекс образует двухфазные массивы. Породы первой фазы сложены субщелочными габброидами, оливковыми монцонитами, породы второй фазы – сиенит-порфирами, кварцевыми сиенитами [Объяснительная записка... 1997]. По геохимическим особенностям интрузии шахтаминского и акатуевского комплексов соответствуют породам вулканических дуг, эффузивные образования рассматриваемых месторождений – известково-щелочной магматической серии (рис. 3).

Сиенит-порфиры Нойон-Тологойского месторождения отвечают гранитоидам I-типа, граниты Верхне-Алиинского месторождения – гранитоидам S-типа (см. рис. 3). Эти данные указывают на то что,

формирование РМС Верхне-Алиинского и Нойон-Тологойского месторождений связано с коллизионными процессами.

Установлено, что в Восточном Забайкалье источники расплавов средне-позднеюрских магматических образований, образованных в процессе коллизии, находились как в коре, так и в мантии. Это объясняется тем, что при коллизионных процессах, при надвигании Сибирского континента на Монголо-Китайский, была погребена океаническая рифтовая зона. Ее продолжающаяся активность вызвала мантийные источники расплавов [Зорин и др., 1998].

По геохимическому составу интрузивные и эффузивные образования Верхне-Алиинского месторождения, сиенит-порфиры Нойон-Тологойского месторождений близки к адакитам (рис. 4, табл. 1). Образование адакитов связано с процессами плавления субдуцировавшей океанической литосферы [Ефремов, 2010]. Формирование адакитов часто сопровождается промышленной минерализацией элементов халькофильного ряда [Ефремов, 2010]. Геохимические особенности адакитовых интрузий характеризуются следующими характеристиками: величина $(\text{La}/\text{Yb})_n$ не более 10; содержание Yb – менее 1,8 г/т; Y – менее 18,0 г/т; Sr – более 300 г/т. Такие геохимические особенности обусловлены присутствием граната в рестите [Ефремов, 2010]. На диаграмме $(\text{La}/\text{Yb})_n - \text{Yb}_n$ точки составов сиенит-порфиров Нойон-Тологойского месторождения локализируются вдоль линии трендов плавления гранатовых амфиболитов, граниты Верхне-Алиинского месторождения – вдоль линии трендов плавления амфиболитов (рис. 4) [Shaw et al., 2001].

Анализ распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) выявил наличие тетрад-эффектов (ТЭФ) в спектрах лантаноидов в интрузиях шахтаминского комплекса ($\text{TE}_1 - 1,12-1,18$), а также в базальтах залгатуйской свиты мулинской серии ($\text{TE}_3 - 0,82-0,89$) (табл. 1).

Образование спектров ТЭФ РЗЭ обусловлено их способностью к созданию комплексных соединений в водной среде. Спектры РЗЭ делятся на четыре группы (тетрады): La–Nd, Sm–Gd, Gd–Ho и Er–Lu [Ефремов, 2010; Перетяжко, Савина, 2010]. Величина спектров ТЭФ рассчитывается по отклонению концентраций середины тетрады относительно крайних значений:

$$\text{TE}_i = \sqrt{X_2/X^{2/3}_1 X^{1/3}_4 \times X_3/X^{1/3}_1 X^{2/3}_4}$$

[Объяснительная записка... 1997; Берзина и др., 2013].

Спектры ТЭФ рассчитываются для первой, третьей и четвертой тетрад. Спектры ТЭФ принимаются значимыми, если $\text{TE}_1 > 1,1$ (M-тип), $\text{TE}_1 < 0,9$ (W-тип) [Ефремов, 2010].

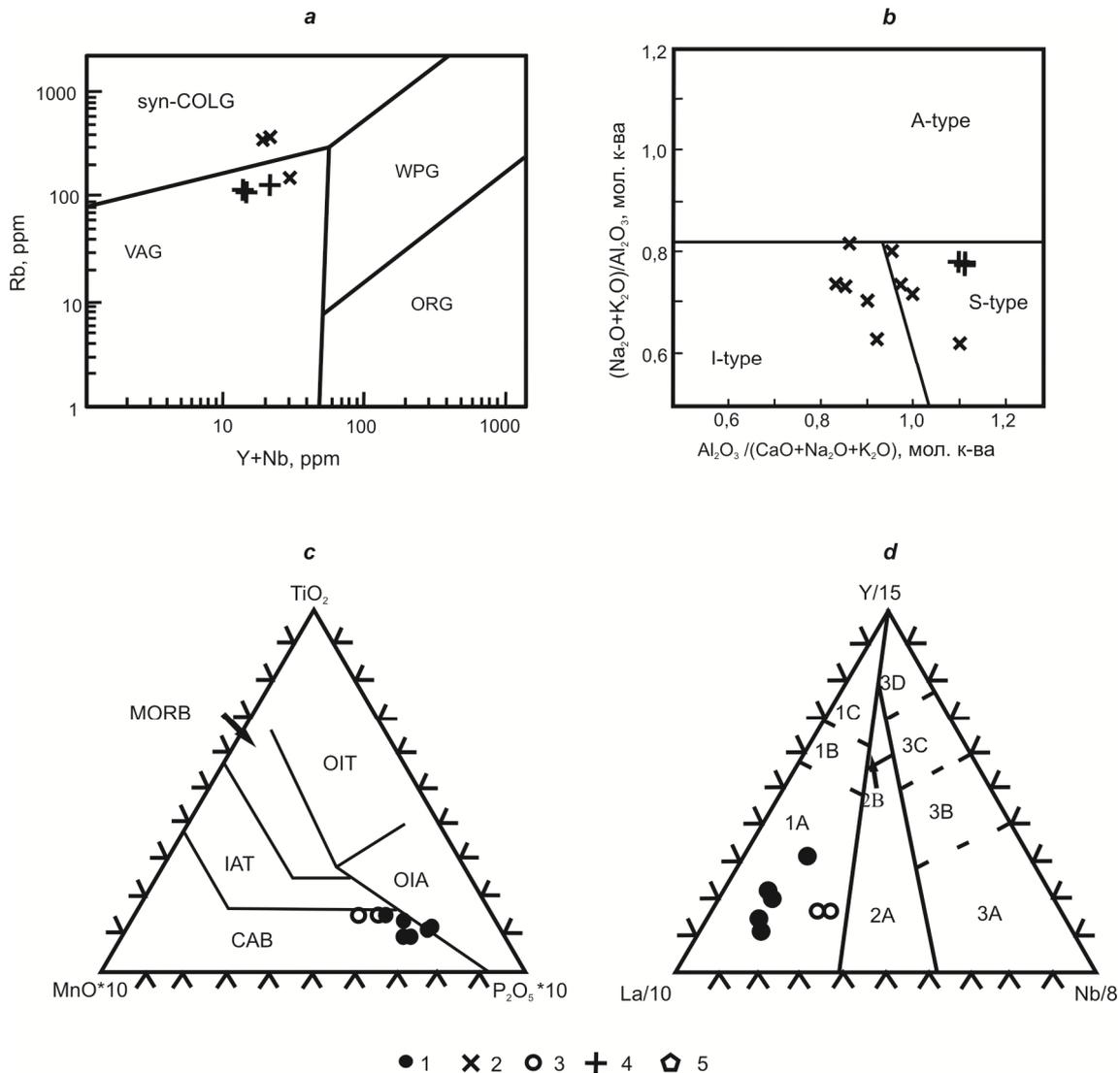


Рис. 3. Квалификационные диаграммы интрузивных и эффузивных образований Верхне-Алиинского и Нойон-Тологойского месторождений

a – дискриминационная диаграмма Rb – Y + Nb для разделения гранитоидов различных геодинамических обстановок. VAG – граниты вулканических дуг, ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, syn-COLG – коллизионные граниты; *b* – диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для гранитоидов. Типы гранитов: I-тип, S-тип, A-тип; *c* – дискриминационная диаграмма MnO – TiO₂ – P₂O₅ для базальтов. На диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIT – толеиты океанических островов, OIA – андезиты океанических островов; *d* – дискриминационная диаграмма La–Y–Nb для базальтов. 1 – базальты вулканических дуг (1A – известково-щелочные базальты; 1B – известково-щелочные базальты и щелочные толеиты); 1C – островодужные толеиты; 2 – континентальные базальты (2A – континентальные базальты, 2B – базальты задговых бассейнов); 3 – океанические базальты (3A – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов, 3B, 3C – E-тип MORB; 3B – обогащенные; 3C – слабо обогащенные; 3D – N-тип MORB. 1 – базальты залгатуйской свиты мулинской серии, 2 – сиенит-порфиры акатуевского комплекса, 3 – андезибазальты шадаронской серии, 4 – граниты шахтаминского комплекса, 5 – лампрофиты

Fig. 3. Qualification charts of intrusive and effusive formations of the Verkhne-Aliinsky and Noyon-Tologoytsy deposits

a – Discrimination Rb – Y + Nb diagram for the separation of granitoids of various geodynamic settings. VAG – granites of volcanic arcs, ORG – granites of oceanic ridges, WPG – intra-plate granites, syn-COLG – collisional granites; *b* – the diagram $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ for granitoids. Types of granites: I-type, S-type, A-type; *c* – MnO – TiO₂ – P₂O₅ discriminatory diagram for basalts. On the diagram: CAB – calc-alkaline basalts, IAT – island arc tholeiites, MORB – basalts of the mid-ocean ridges, OIT – tholeiites of oceanic islands, OIA – andesites of oceanic islands; *d* – discriminatory La–Y–Nb diagram for basalts. 1 – volcanic arc basalts (1A – calc-alkaline basalts; 1B – calc-alkaline basalts and tholeiites alkaline); 1C – island arc tholeiites; 2 – continental basalts (2A – continental basalts, 2B – back arc basalts); 3 – oceanic basalts (3A – alkaline basalts of inland continental rifts, 3B, 3C – E-type MORB; 3B – enriched; 3C – poorly enriched; 3D – N-type MORB. 1 – basalts of the Zalgatuisky suite of the Mulinsky series, 2 – syenite-porphyrity Akatuevsky complex, 3 – andesibasalts of the Shadaronsky series, 4 – granites of the Shakhtama complex, 5 – lamprophyres

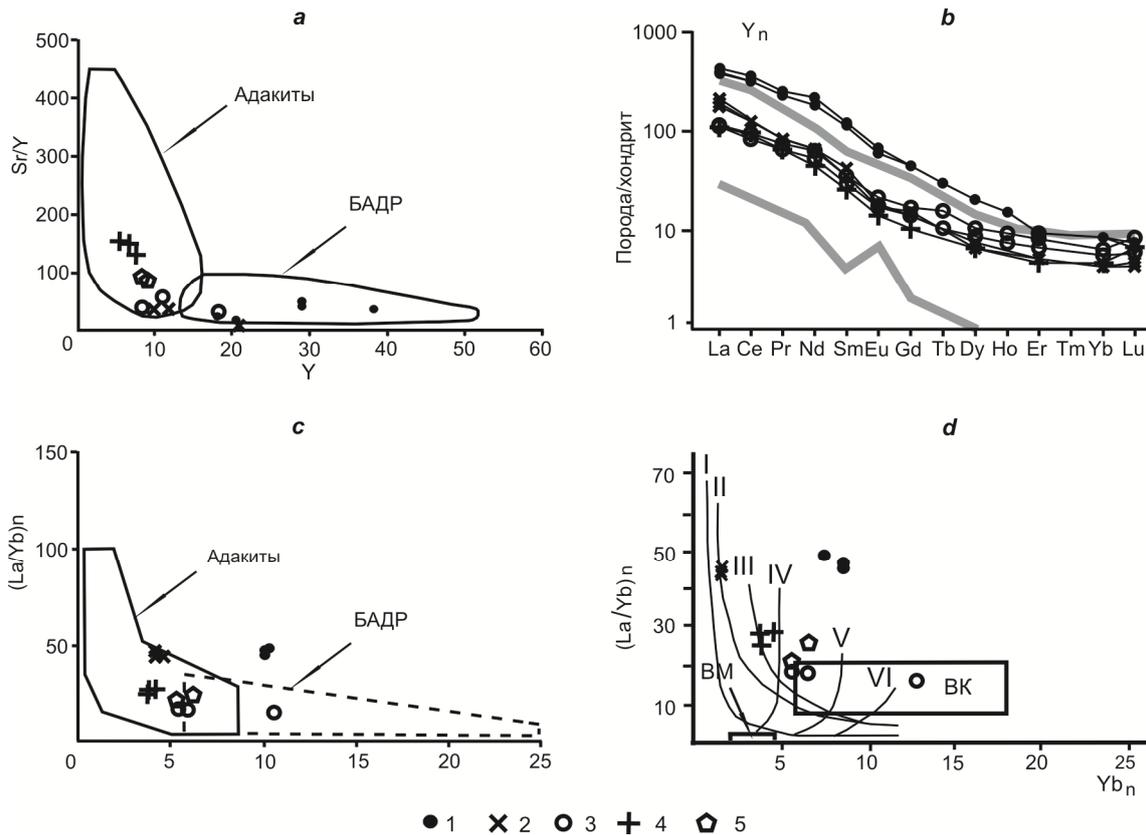


Рис. 4. Дискриминационные диаграммы и геохимические спектры интрузивных и эффузивных образований Верхне-Алиинского и Нойон-Тологойского месторождений

a – дискриминационная диаграмма Sr/Y – Y по [Defant et al., 1992]; *b* – дискриминационная диаграмма (La/Yb)_n – Yb_n по [Shaw et al., 2001]. БАДР – породы базальт-андезит-дацит-риолитовых ассоциаций островных дуг и активных континентальных окраин; *c* – спайдер-диаграмма редкоземельных элементов пород Верхне-Алиинского и Нойон-Тологойского месторождений. Толстыми серыми линиями ограничены вариации составов адакитов [Ефремов, 2010]. *d* – геохимические спектры сиенит-порфиров и базальтов залгатуйской свиты. Серые толстые линии на рис. «*c*» и «*d*» ограничивают вариации составов адакитов. 1 – базальты залгатуйской свиты, 2 – сиенит-порфиры акатуевского комплекса. Тренды плавления различных источников: I – кварцевые эклогиты, II – гранатовые амфиболиты, III – амфиболиты, IV – гранатсодержащая мантия (10% граната), V – гранатсодержащая мантия (5% граната), VI – гранатсодержащая мантия (3% граната); VM – верхняя мантия, BK – верхняя кора: тоналиты, плагиограниты, плагиогранито-гнейсы. Условные обозначения на рис. 3

Fig. 4. Discrimination charts and geochemical spectra of intrusive and effusive formations of the Verkhne-Aliinsky and Noyon-Tologoy sky deposits

a –discriminatory Sr/Y – Y diagram by [Defant et al., 1992]; *b* – discriminatory diagram (La/Yb)_n – Yb_n by [Shaw et al., 2001]. BADR – basalt-andesite-dacite-rhyolite associations of island arcs and active continental margins; *c* – spider diagram of rare-earth elements of rocks of the Verkhne-Aliinsky and Noyon-Tologoy sky deposits. Thick gray lines are limited to variations in the composition of adakites [Efremov, 2010]; *d* – geochemical spectra of syenite porphyries and basalts of the Zalgatuiskey suite. Gray thick lines in fig. “*c*” and “*d*” limit the variations in the composition of adakites. 1 – basalts of the Zalgatuiskey suite, 2 – syenite-porphury of the Akatuevsky complex. Melting trends of various sources: I – quartz eclogites, II – garnet amphibolites, III – amphibolites, IV – garnet-containing mantle with garnet content 10%, V – garnet-containing mantle with garnet 5%, VI – garnet-containing mantle with garnet 3%; VM – the upper mantle, VK – the upper crust: tonalites, plagiogranites, plagiogranite gneisses. Symbols on fig. 3

Таблица 1

Содержание петрогенных компонентов (%), элементов (г/т) и их отношения в породах Верхне-Алиинского и Нойон-Тологойского месторождений

Table 1

The content of petrogenic components (wt. %), elements (ppm) and their relationship in the rocks of the Verkhne-Aliinsky and Noyon-Tologoy sky deposits

Компонент	Номер пробы												
	Верхне-Алиинское месторождение						Нойон-Тологойское месторождение						
	андезибазальты		граниты		лампрофиры		базальты			сиенит-порфиры			
	674-1	675	684	684-1	685	688	692	823	824	829	835	836	837
SiO ₂	58,20	60,40	71,00	69,60	70,50	64,60	66,30	47,10	48,30	47,90	67,10	67,20	66,40

Компонент	Номер пробы												
	Верхне-Алиинское месторождение							Нойон-Тологойское месторождение					
	андезибазальты		граниты			лампрофиры		базальты			сиенит-порфиры		
	674-1	675	684	684-1	685	688	692	823	824	829	835	836	837
TiO ₂	0,80	0,75	0,28	0,32	0,32	0,59	0,47	1,14	1,11	1,13	0,44	0,40	0,39
Al ₂ O ₃	14,60	14,80	15,10	15,50	15,60	15,80	15,80	14,40	14,30	14,30	15,90	16,40	15,70
Fe ₂ O ₃	2,42	1,10	0,77	0,74	0,69	0,98	0,87	1,33	1,35	1,91	1,69	2,74	2,35
FeO	4,25	5,27	1,33	1,48	1,52	3,39	2,42	5,17	5,99	5,37	0,43	0,35	0,31
MnO	0,14	0,16	0,04	0,04	0,04	0,06	0,07	0,25	0,23	0,17	0,06	0,03	0,09
MgO	5,96	5,96	0,57	0,89	0,80	3,25	2,67	5,79	6,68	6,17	1,07	0,40	0,65
CaO	5,41	3,48	0,92	1,02	1,02	2,47	0,92	6,56	5,33	5,92	0,52	0,64	2,45
Na ₂ O	3,50	4,09	4,54	4,86	4,75	4,04	4,58	0,77	1,84	0,89	1,38	3,41	2,63
K ₂ O	1,23	2,13	3,98	3,92	4,00	3,30	3,41	5,68	4,98	5,72	5,36	5,00	5,06
P ₂ O ₅	0,31	0,25	0,17	0,17	0,16	0,25	0,20	0,80	0,79	0,80	0,22	0,19	0,19
Rb	126	164	127	110	109	92	85	230	160	274	248	163	188
Sr	320	580	780	920	940	770	760	1 420	1 230	1 120	165	390	360
Zr	300	340	160	145	150	180	150	300	290	320	205	200	210
Nb	11	12,2	12	6,4	7	6,8	6	9	10	12	10	9	9
Ba	810	1 020	800	1 000	1 030	820	850	2 250	2 620	1 920	905	900	1 030
La	28,6	25,2	27,7	28,3	29,0	40,6	28,4	94,5	95,4	101,5	46,4	50,1	47,8
Ce	64,2	55,2	66,2	71,6	74,0	82,8	60,1	201,0	200,0	213,5	84,0	87,5	84,5
Pr	7,35	5,9	6,3	6,8	7,0	9,5	6,7	21,7	21,5	23,2	7,8	7,9	7,7
Nd	29,25	24,7	21,5	22,3	22,8	34,2	26,1	90,8	90,3	98,3	30,4	30,1	29,5
Sm	5,8	4,7	3,94	4,2	4,2	6,15	5,1	17,8	17,5	18,9	5,5	5,4	5,4
Eu	1,24	1,07	0,84	1,01	1,03	1,36	1,15	3,42	3,41	3,71	1,02	1,05	1,09
Gd	3,6	2,9	2,15	2,4	2,45	3,8	3,25	9,6	9,4	9,8	3,1	2,8	3,0
Tb	0,59	0,40	<0,5	<0,5	<0,5	0,56	0,50	1,06	1,1	1,1	<0,5	<0,5	<0,5
Dy	2,65	2,2	1,7	1,5	1,6	2,6	2,2	5,26	5,15	5,5	2,1	1,95	2,0
Ho	0,51	0,41	<0,5	<0,5	<0,5	0,54	0,44	0,96	0,91	0,99	<0,5	<0,5	<0,5
Er	1,35	1,1	0,80	0,70	0,75	1,3	1,1	1,6	1,6	1,7	0,80	0,80	0,78
Tm	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
Yb	1,1	0,96	0,80	0,67	0,69	1,1	0,94	1,4	1,4	1,42	0,71	0,73	0,72
Lu	0,20	0,15	0,17	<0,15	<0,15	0,21	0,15	0,18	0,17	0,18	<0,15	<0,15	<0,15
Y	12,9	12,1	9,0	8,1	8,1	13,3	11,3	21,4	21,0	21,9	8,8	8,7	9,6
∑TR	159,3	137,0	141,1	147,6	151,9	184,7	136,1	470,7	468,8	501,7	190,6	197,0	192,1
(La/Yb) _n	26,00	18,36	24,06	29,62	28,88	25,61	20,96	46,87	46,31	49,61	46,41	47,66	46,83
Eu/Eu*	0,83	0,88	0,88	0,97	0,98	0,86	0,86	0,81	0,81	0,83	0,76	0,82	0,83
Eu/Sm	0,21	0,23	0,21	0,24	0,24	0,22	0,22	0,19	0,19	0,20	0,19	0,19	0,20
T ₁	1,00	0,96	1,12	1,18	1,12	1,00	0,99	0,98	0,97	0,98	0,96	0,93	0,93
T ₃	1,01	0,91	–	–	–	0,93	1,19	0,86	0,89	0,82	–	–	–

Примечание: Верхне-Алиинское месторождение: 674-1, 675 – андезибазальты; 684, 684-1, 685 – граниты; 688, 692 – лампрофиры. Нойон-Тологойское месторождение: 823, 824, 829 – базальты; 835, 836, 837 – сиенит-порфиры.

Note: Verkhne-Aliinsky deposit: 674-1, 675 – andesibasalts; 684, 684-1, 685 – granites; 688, 692 – lamprophyres. Noyon-Tologoyky deposit: 823, 824, 829 – basalts; 835, 836, 837 – syenite-porphyrus.

$$TE_1 = \sqrt{\frac{Ce \times Pr}{Gd^{2/3} \times Ho^{1/3} \times Nd^{1/3} \times Ho^{2/3}}} \quad TE_3 = \sqrt{\frac{Tb \times Dy}{La^{2/3} \times Nd^{1/3} \times La^{1/3} \times Nd^{2/3}}}$$

Выявлено, что образование спектров ТЭФ связано с наличием во флюиде обогащенных летучих компонентов и перераспределением лантаноидов между несмешиваемыми жидкими фазами [Перетяжко, Савина, 2010]. Наличие спектров ТЭФ в спектрах лантаноидов гранитов шахтаминского комплекса Верхне-Алиинского месторождения и в эффузивах залгатульской свиты мулинской серии Нойон-Тологойского месторождения указывает на обогащенность магматических расплавов данных пород летучими компонентами.

Заключение

Таким образом, источником рудоносных магматических расплавов была адакитовая магма, образова-

ная в результате мантийно-корового взаимодействия. В районе Верхне-Алиинского месторождения все составляющие ВПС (граниты, эффузивы) соответствуют адакитам. Наличие рудной зональности в пределах ВПС указывает на магматический источник оруденения. На Нойон-Тологойском месторождении адакитам отвечают только сиенит-порфиры акатуевского комплекса (коллизийные образования), эффузивы мулинской серии не соответствуют им. Вероятно, их образование происходило в постколлизийной обстановке. Наличие ТЭФ в спектрах лантаноидов в гранитах шахтаминского комплекса и эффузивах мулинской серии указывает на обогащенность магматических расплавов данных пород летучими компонентами.

Работа выполнена по проекту IX.137.1.2 (№ государственной регистрации АААА-А17-117011210077-2) при частичной поддержке гранта РФФИ (грант № 16-05-00353).

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов Б.Н.** Гранитоиды мезозойских золоторудных месторождений Восточного Забайкалья: условия формирования, геохимические особенности // Руды и металлы. 2013. № 6. С. 48–54.
- Абрамов Б.Н., Посохов В.Ф.** Изотопы стронция в интрузивных образованиях мезозойских рудно-магматических систем Восточного Забайкалья // Материалы Всероссийского совещания «Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы». Иркутск : Институт земной коры СО РАН, 2015. С. 22–24.
- Абрамов Б.Н.** Верхне-Алиинское золоторудное месторождение: условия формирования, петрогеохимические особенности пород и руд (Мунгинский рудный узел, Восточное Забайкалье) // Литосфера. 2016. № 4. С. 92–101.
- Абрамов Б.Н.** Нойон-Тологойское полиметаллическое месторождение: петрогеохимические особенности состава пород и руд // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 2. С. 215–230.
- Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О., Крымский Р.Ш., Ларионов А.Н., Николаева И.В., Серов П.А.** Шахтаминская Мо-порфириновая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 6. С. 764–786.
- Ефремов С.В.** Раннепалеозойские адакиты Восточного Саяна. Геохимические особенности и источники вещества // Геохимия. 2010. № 11. С. 1185–1201.
- Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Скляр Е.В., Тумуртоого О., Хозбаяр П., Арвисбаатар Н., Бямбаа Ч.** Террейны Восточной Монголии и Центрального Забайкалья и развитие Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 1. С. 11–25.
- Объяснительная записка** к геологической карте Читинской области масштаба 1:500000 (под ред. И.Г. Рутштейна). Чита, 1997. 239 с.
- Перетяжко И.С., Савина Е.А.** Признаки жидкостной несмесимости в онгонитовой магме по данным изучения расплавленных и флюидных включений в породах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Доклады академии наук. 2010. Т. 433, № 4. С. 524–529.
- Санин Б.П., Зорина Л.Д.** Формации свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М. : Наука, 1980. 195 с.
- Сасим С.А., Дриль С.И.** Изотопно-геохимические характеристики пород акатуевского массива Восточного Забайкалья и связанных с ними полиметаллических руд // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2011. № 1. С. 78–85.
- Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А.** Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск : Гео, 2006. 291 с.
- Тарабарко А.Н., Губкин Г.Н.** Основные черты геологического строения месторождения Нойон-Тологой // Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию академика С.С. Смирнова. Новосибирск, 1996. С. 190–196.
- Чечеткин В.С., Харитонов Ю.Ф., Чабан Н.Н., Тарабарко А.Н.** Минерально-сырьевые ресурсы Забайкальского края. Перспективы освоения и развития // Материалы IX конференции «Проблемы геологической и минерагенической корреляции в сопредельных районах России, Китая и Монголии». Чита, 2011. С. 12–17.
- Defant M.J., Richerson P.M., Boer J.Z. et al.** The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview // J. Petrol. 1991. V. 32, № 6. P. 1101–1142.
- Shaw J.E., Baker J.A., Menzies M.A. et al.** Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): A mixed lithosphere – asthenosphere source active by lithospheric extension // J. Petrol. 2001. V. 44, № 9. P. 1657–1679.

Автор:

Абрамов Баир Намжилевич, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория геоэкологии и рудогенеза, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия.

E-mail: b_abramov@mail.ru

Geosphere Research, 2018, 3, 34–42. DOI: 10.17223/25421379/8/3

B.N. Abramov

Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russian

NEW DATA ON THE FORMATION OF THE VERKHNE-ALIINSKY GOLD AND NOYON-TOLOGOYSKY POLYMETALLIC DEPOSITS (EASTERN TRANSBAIKALIA)

The paper presents new data on the formation of the Verkhne-Aliinsky gold and Noyon-Tologoysky polymetallic deposits in Eastern Transbaikalia. It established that in the Eastern Transbaikalia, the ore-magmatic systems of the Shakh-tama intrusive complex (J_{2-3}) are associated with the formation of gold and molybdenum deposits, with the ore-magmatic systems of the Akatuevsky complex (J_{2-3}) – polymetallic deposits.

The Verkhne-Aliinsky gold deposit is located 30 km east of the Baley city, within the Munginsky ore cluster of the Baleisky ore region of Eastern Transbaikalia. The formation of gold mineralization is associated with the formation of the Shakh-tama complex, which together with the effusive structures of the Shadaron (J_{2-3}) series forms a ring volcano-plutonic structure. The granitoids of the Shakh-tama complex developed in the center of this structure, and in the peripheral parts – effusives of the Shadaron series.

The Noyon-Tologoysky polymetallic deposit is located in the northern part of the Klichkinsky ore region in the South-Eastern Transbaikalia. The formation of the deposit is associated with the formation of the Akatuevsky intrusive complex. The field contains volcanogenic-sedimentary deposits of the Zalgatui Suite of the Mulinsky series (J_{2-3}), intrusions of the Akatuevsky complex (J_{2-3}) and Middle-Late Jurassic sediments.

It established that the isotopic age of granite Shakhtama complex is 161.7 ± 1.4 Ma, monzonites Akatuevsky complex – 154 ± 4 Ma. Intrusion Shakhtama complex (J_{2-3}) is represented by two- three-phase arrays. Rocks of the first phase are represented by quartz monzonites, diorites, gabbrodiorites; rocks of the second phase – granodiorites, granites, quartz syenites; rocks of the third phase – granodiorites, coarse-grained porphyry granites. Akatuevsky intrusive complex forms two-phase arrays. Rocks of the first phase are composed of subalkaline gabbroids, olivine monzonites, rocks of the second phase-syenite-porphyry, quartz syenites. In geochemical features of intrusions Shakhtama and Akatuevsky complexes correspond to volcanic arc rocks, effusive formation of this deposits of calc-alkaline magmatic series.

The syenite-porphyrines of the Noyon-Tologoy sky deposit corresponds to I-type granitoids, the Verkhne-Aliinsky granites correspond to S-type granitoids. These data indicate that the formation of the ore-magmatic system of the Verkhne-Aliinsky and Noyon-Tologoy sky deposits is associated with collision processes. The initial ratio of strontium isotopes in the syenite-porphyrines of the Noyon-Tologoy sky deposit is $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70698 \pm 0,000$.

The magmatic source of these deposits was the adakite magma, formed as a result of the mantle-crust interaction, characterized by elevated concentrations of volatile components. The intrusions of these complexes correspond to the formations of volcanic arcs, the effusive formations to the calc-alkaline series.

The presence of tetrad effects in the lanthanide spectra revealed in the magmatic formations of both deposits, indicating the enrichment of magmatic melts with volatile components. Analysis of the distribution of rare earth elements revealed the existence of tetrad effects in the spectra of the lanthanides in the intrusions Shakhtama complex ($TE_1 - 1,12-1,18$), and in basalts Zalgatui Suite of the Mulin sky series ($TE_3 - 0,82-0,89$).

Keywords: shakhtaminsky and akatuevsky complexes, adakite magma, Eastern Transbaikalia.

References

Abramov B.N. *Granitoidy mezozoyskikh zolotorudnykh mestorozhdeniy Vostochnogo Zabaykal'ya: usloviya formirovaniya, geokhimicheskiyye osobennosti* [Granitoids of the Mesozoic gold deposits of Eastern Transbaikalia: formation conditions, geochemical features] // Rudy i metally, 2013, № 6. pp. 48–54. In Russian.

Abramov B.N., Posohov V.F. *Izotopy strontsiya v intruzivnykh obrazovaniyakh mezozoyskikh rudno-magmatischeskikh sistem Vostochnogo Zabaykal'ya* [Isotopes of strontium in Intrusive formations of Mesozoic ore-magmatic systems in Eastern Transbaikalia] // Materialy Vserossiyskogo soveshchaniya «Flyuidnyy rezhim endogennykh protsessov kontinental'noy litosfery». Irkutsk. Institut zemnoy kory SO RAN. 2015. pp. 22–24. In Russian.

Abramov B.N. *Verkhne-Aliinskoe zolotorudnoe mestorozhdenie: usloviya formirovaniya, petrogeo-himicheskie osobennosti porod i rud (Munginskij rudnyy uzel, Vostochnoe Zabajkale)* [Verkhne-Aliinsky gold deposit: Conditions of formation, petrogeochemical features of rocks and ores (Munginsk ore cluster, Eastern Transbaikalia)] // Litosfera. 2016. № 4. pp. 92–101. In Russian.

Abramov B.N. The Noyon-Tologoy polymetallic deposit: formation conditions and petrogeochemical peculiarities of rocks and ores (eastern Transbaikalia) // Russian Geology and Geophysics. V. 58. Is. 2. pp. 177–179.

Berzina A.P., Berzina A.N., Gimon V.O. et al. The Shakhtama porphyry Mo ore-magmatic system (eastern Transbaikalia): age, sources, and genetic features // Russian Geology and Geophysics. V. 54. Is. 6. pp. 587–605.

Efremov S.V. Early Paleozoic Adakites in the Eastern Sayan: Geochemistry and Sources // Geochemistry International. 2010. V. 48. № 11. pp. 1112–1127.

Zorin Y.A., Belichenko V.G., Turutanov E.K. Terranes in East Mongolia and Central Transbaikalia and evolution of the Okhotsk-Mongolian fold belt // Russian Geology and Geophysics. V. 39. Is. 1. pp. 11–25.

Obyasnielnaya zapiska k geologicheskoy karte Chitinskoj oblasti masshtaba 1:500000. [Explanatory note to the geological map of Chita region scale 1: 500000]. pod redaktsiyey I.G. Rutshejna. Chita. 1997. 239 p. In Russian.

Peretyazhk, I.S., Savina E.A. Sinks of liquid immiscibility in ongonitic magma: Evidence from the study of melt and fluid inclusions in rocks of the Ary-Bulak massif (Eastern Transbaikalia) // Doklady Earth Sciences. V. 433. Is. 2. pp. 1077–1082.

Sanin B.P., Zorina L.D. *Formatsii svintsovo-tsinkovykh mestorozhdeniy Vostochnogo Zabaykal'ya* [Formations of lead-zinc deposits of Eastern Transbaikalia]. Moscow : Nauka. 1980. 195 p. In Russian.

Sasim S.A., Dril' S.I. *Izotopno-geokhimicheskiye kharakteristiki porod akatuevskogo massiva Vostochnogo Zabaykal'ya i svyazannykh s nimi polimetallicheskikh rud* [Isotope-geochemical of rocks Akatuevsky massiv in East Trans-Baikal area and related polymetallic ores] // Izvestiya Sibirskogo otdeleniya seksii nauk o Zemle Rossiyskoy akademii estestvennykh nauk. Geologiya, poiski i razvedka rudnykh mestorozhdeniy. 2011. № 1. pp. 78–85. In Russian.

Spiridonov A.M., Zorina L.D., Kitaev N.A. *Zolotonosnyye rudno-magmatischeskiye sistemy Zabaykal'ya*. [Gold-bearing ore-magmatic systems of Transbaikalia]. Novosibirsk: Akademicheskoe izdatel'stva «Geo», 2006. 291 p. In Russian.

Tarabarko A.N., Gubkin G.N. *Osnovnyye cherty geologicheskogo stroyeniya mestorozhdeniya Noyon-Tologoy* // Materialy Vserossiyskoy konferentsii, posvyashchennoy 100-letiyu akademika S.S. Smirnova. Novosibirsk [The main features of the geological structure of the Noyon-Tologoy Deposit // Materials of the All-Russian Conference all-Russian conference dedicated to the 100th anniversary of academician S. S. Smirnov]. Novosibirsk. 1996. pp. 190–196. In Russian.

Chechetkin V.S., Haritonov YU.F., Chaban N.N., Tarabarko A.N. *Mineral'no-syr'yevyye resursy Zabaykal'skogo kraya. Perspektivy osvoeniya i razvitiya* // Materialy IX konferentsii «Problemy geologicheskoy i mineragenicheskoy korrelyatsii v sopredel'nykh rayonakh Rossii, Kitaya i Mongolii» [Mineral and raw material resources of the Transbaikalian Territory. Prospects for exploration and development // Proceedings of the IX Conference "Problems of geological and mineragenic correlation in the adjacent regions of Russia, China and Mongolia] Chita. 2011. pp. 12–17. In Russian.

Defant M.J., Richerson P.M., Boer J.Z. et al. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview // J. Petrol. 1991. V.32. № 6. pp. 1101–1142.

Shaw J.E., Baker J.A., Menzies M.A. et al. Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): A mixed lithosphere – asthenosphere source active by lithospheric extension // J. Petrol. 2001. 44. (9). pp. 1657–1679.

Author:

Abramov Bair N., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Geocology and Ore Genesis, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia.

E-mail: b_abramov@mail.ru

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОКИСЛЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОВОШИРОКИНСКОЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

О.В. Еремин, Г.А. Юргенсон, Е.С. Эпова

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

Впервые выполнена термодинамическая модель окисления сульфидных руд Новоширокинского золото-полиметаллического месторождения в Восточном Забайкалье. Сульфидные руды сложены сульфидами и сульфосолями. Главные минералы представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом. Особенностью сульфидов и сульфосолей является их сурьмянистость. В результате расчета термодинамического равновесия для системы «твердые фазы-водный раствор-газовая фаза» при $T = 25^{\circ}\text{C}$, $P = 1$ атм. определены равновесные минеральные ассоциации, в целом показывающие соответствие модельного и природного минералообразования. Результаты моделирования показали, что для совершенствования термодинамических расчетов необходимы дополнительные данные для стандартных потенциалов Гиббса гипергенных минералов сурьмы и мышьяка.

Ключевые слова: Новоширокинское месторождение, ПК «Селектор», окисление сульфидов, термодинамическое равновесие.

На территории Восточного Забайкалья в зоне коллизии Сибирского и Северо-Китайского континентов порфиоровыми магматическими системами сформирована серия мезозойских полиметаллических месторождений с промышленной рудной минерализацией. Среди них традиционно выделяются два промышленных типа: Нерчинский собственно полиметаллический, локализованный, в основном, в карбонатных горных породах протерозойско-кембрийского возраста, и новоширокинский золото-полиметаллический, приуроченный к терригенно-эффузивным образованиям юры. В настоящее время из месторождений этого промышленного типа эксплуатируются Новоширокинское и Нойон-Тологойское. В последние годы эти месторождения относят к порфиоровому типу [Коваленкер и др., 2016], связывая их с шахтаминским интрузивным комплексом. К этому же порфиоровому типу отнесены генетически связанные с шахтаминским комплексом Шахтаминское, Бугдаинское, Култуминское, Лугоканское, Быстринское и другие месторождения.

Основными полезными компонентами руд Новоширокинского месторождения являются Pb, Zn, Au, Ag, Cu, Cd, Bi, добыча которых производится с 2009 г. В связи с незначительным выходом рудных тел на дневную поверхность зона окисления развита слабо. Месторождение разрабатывается подземным способом, в процессе разведки с использованием систем подземных горных выработок созданы поро-до-рудные отвалы и склады руд, подвергающиеся гипергенным изменениям с выносом продуктов окисления на ландшафт. В настоящей работе рассмотрена теоретическая модель окисления основных руд месторождения.

Геологическое строение и характеристика основных руд месторождения

Геологическое строение Новоширокинского золото-полиметаллического месторождения, минеральный состав вмещающих горных пород и руд освещены во многих публикациях [Юргенсон, 2006; Али, Прокофьев, Кряжев, 2014; Прокофьев и др., 2017] (рис. 1).

Рудовмещающей структурой является Новоширокинский субширотный разлом. Рудовмещающая толща сложена породами нижних горизонтов средней (эффузивной) и нижней (туфогенно-осадочной) толщи шадоронской серии. Рудные тела контролируются серией кулисообразных трещин северо-западного простирания. Рудные тела жильобразные. Рудовмещающие горные породы – пропилитизированные эффузивы среднего состава. Рудные тела брекчированы, не выдержаны по мощности, с раздувами, пережимами, апофизами.

В рудных телах месторождения выделены следующие минеральные ассоциации [Юргенсон, 2006; Али, Прокофьев, Кряжев, 2014; Прокофьев и др., 2017], развитые в пропилитизированных вулканических породах: дорудные кварц-турмалиновая и кварц-серицит-хлорит-карбонатная с пиритом (околорудные метасоматиты); рудные кварц-халькопирит-пиритовая (Au), кварц-полиметаллическая (Au), кварц-гематит-полиметаллическая (Au) и карбонат-полиметаллическая; пострудная – карбонатная с баритом, реальгаром, аурипигментом и киноварью.

В рудах месторождения к настоящему времени определено более 60 минеральных видов [Эпова, Юргенсон, Еремин, 2016; Прокофьев и др., 2017]. Главные рудные минералы – галенит, сфалерит, пи-

рит, второстепенные – халькопирит, гематит, ковеллин, малахит, смитсонит, редкие сурьмяные сульфосоли (бурнонит, полибазит, буланжерит), фрейбергит, золото, борнит, халькозин, англезит, айкинит, тетраэдрит. Галенит образует мелкозернистые агрегаты идиоморфных зерен 0,1–1,0 мм, сфалерит – мелкозернистые агрегаты 0,5–1,0 мм и гнездообразные скопления зерен 2,0–2,5 см. Пирит в виде кристаллов размером 0,01–3 мм или крупнозернистых агрегатов –

до 1,0–1,5 см. Руды кокардовые, брекчиевые, массивные, метаколлоидные, полосчатые, прожилково-вкрапленные, переотложенные. Типы руд – медистые серно-колчеданные, кварцево-полиметаллические, карбонатные полиметаллические.

Образец сфалерит-галенитовой ассоциации приведен на рис. 2. Типичные взаимоотношения минералов карбонат-полиметаллической руды представлены на рис. 3.

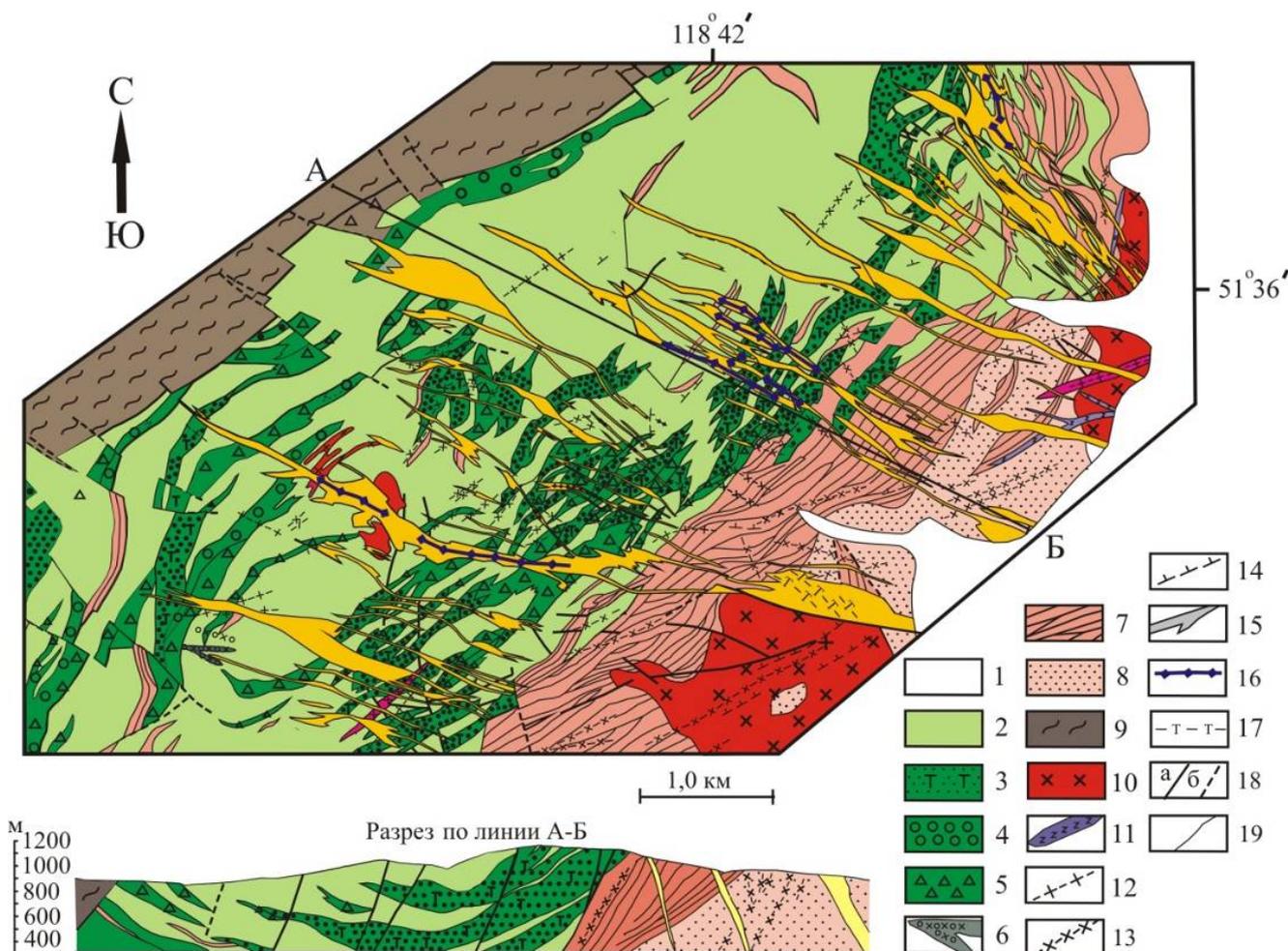


Рис. 1. Схема геологического строения Новоширокинского золото-полиметаллического месторождения по [Гордеев, Иванов, 2007]

1 – четвертичные отложения; 2–5 – шадоронская серия J_{2-3} : 2 – верхняя эффузивная толща (андезиты, андезибазальты), 3–5 – нижняя толща (туфопесчаники, туфоалевролиты, туфобрекчии); 6 – кварцевые диоритовые порфиры J_{2-3} ; 7 – J_{1-2} : песчаники, алевролиты; 8 – J_{1-2} : песчаники; 9 – C_{1-2} – слюдяные алевролиты, песчаники, сланцы; мезозойские интрузии; 10 – гранодиориты; 11 – кварцевые порфиры; 12 – гранит-порфиры; 13 – диоритовые порфиры; 14 – лампрофиры; 15 – зоны метасоматитов; 16 – рудоносные кварц-сульфидные жилы; 17 – кварц-турмалиновые жилы; 18 – тектонические нарушения: а) достоверные, б) предполагаемые; 19 – геологические границы

Fig. 1. Scheme of geological structure of Novoshirokinsky gold-polymetallic deposit by [Gordeev, Ivanov, 2007]

1 – the quaternary sediments; 2–5 – the shadaronsk series J_{2-3} : 2 – the upper volcanic thickness (andesite, andezibasalt), 3–5 – the lower thickness (tuff sandstones, tuff siltstone, tuff breccias); 6 – the quartz diorite porphyry J_{2-3} ; 7 – the sandstones, siltstones J_{1-2} ; 8 – the sandstones J_{1-2} ; 9 – the micaceous siltstones, sandstones, shales C_{1-2} ; mesozoic intrusions; 10 – the granodiorites; 11 – the quartz porphyries; 12 – the granite-porphyries; 13 – the diorite-porphyry; 14 – the lamprophyre; 15 – the metasomatite zones; 16 – the ore bearing quartz sulfide veins; 17 – the quartz tourmaline veins; 18 – the tectonic faults: a) reliable, b) estimated; 19 – the geological boundaries.

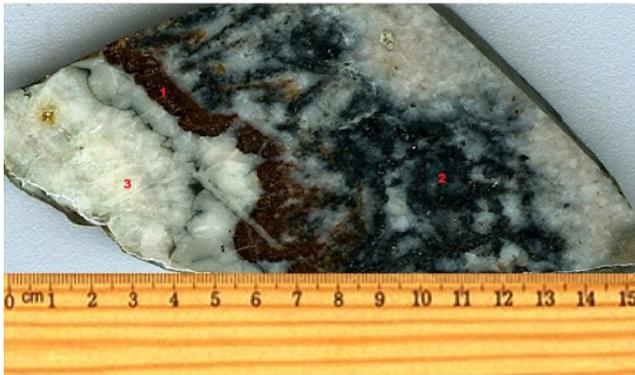


Рис. 2. Сфалерит-галенитовая руда

1 – сфалерит; 2 – галенит; 3 – кварц

Fig. 2. Sphalerite-galenite ore

1– sphalerite; 2 – galenite; 3 – quartz

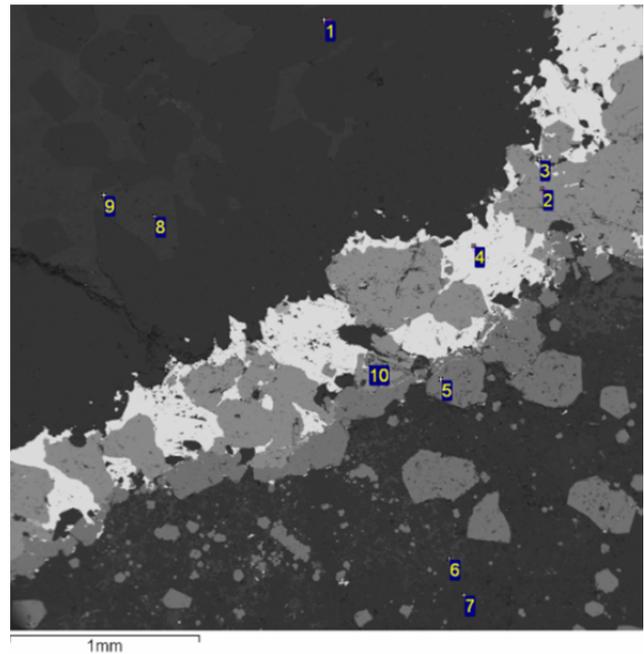


Рис. 3. Ватанабит-пирит-сфалерит-галенитовая ассоциация в кварцево-доломитовой жиле

Пирит (3, 5); сфалерит (2); галенит (4); манганоломит (8, 9); мангансидерит (1, 6); кварц (7); ватанабит (10).
Изображение BSE

Fig. 3. Watanabeite-pyrite-sphalerite-galenite association in quartz-dolomite vein

Pyrite (3, 5); sphalerite (2); galenite (4); mangandolomite (8, 9); quartz (7); mangansiderite (1, 6); watanabeite (10).
BSE image

Нами [Эпова, Юргенсон, Еремин, 2016] в рудах определены ватанабит – $Cu_4(As,Sb)_2S_5$, халькостибит $CuSbS_2$, фаматинит Cu_3SbS_4 , фрейбергит $(Cu, Ag)_{12}Sb_4S_{13}$. Эта разность тетраэдрита (до 29,33% сурьмы) образует довольно крупные (до 80 μm) зерна и оторочки вокруг кубических кристаллов пирита. Особенностью сульфосолей Новоширокинского месторождения является содержание в них серебра. Оно присутствует даже в буланжерите. Из весьма редких сульфосолей сурьмы установлены фюллепит $Pb_3Sb_8S_{15}$ и плагинит $Pb_5Sb_8S_{17}$. Сульфосоля меди и свинца также представлена не буланжеритом, а бурнонитом. Эта особенность минерального состава рудных минералов определяет относительно высокую сурьмянистость и низкую мышьяковистость руды. Тем не менее некоторые фрейбергиты содержат до 12,8 % мышьяка. Особенностью всех изученных блеклых руд является присутствие в них железа и цинка. В рудах месторождения широко развиты марганцовистые карбонаты – мангансидерит, мангананкерит и мангандоломит, придающие им весьма привлекательный ярко- или нежно-розовый цвет. В качестве отдельных минеральных фаз в них присутствует антимонит, также подчеркивающий высокую сурьмянистость всей рудномагматической системы.

Описание модели

В ПК «Селектор» [Карпов, Киселёв, Летников, 1976] была сформирована задача расчета термодинамического равновесия для системы «твердые фазы–водный раствор–газовая фаза» при $T = 25^\circ C$, $P = 1$ атм. Твердая фаза представлена 100 г рудоносной породы с химическим составом по [Эпова, Юргенсон, Еремин, 2016]: (мас. %) S (30), Si (14), Al (1,5), Pb (2,99–3,22), Zn (0,696–0,71), Fe (25,3–26,3), Cu (5,4–6,16), Cd (0,008–0,011), As (0,581–0,630), Sb (2,75–3,01), Bi (0,0881–0,1264), Ag (0,1), Mg (0,45–0,49), Ca (0,1–0,2), K (0,5–0,7), Na (0,03–0,04), Mn (0,09–0,107), с примесными элементами (г/т) – Au (20), In (11,7–13,5), U (0,09–0,12). Жидкая фаза определялась в количестве 1 кг H_2O . Система рассматривалась открытой к газовой фазе с составом современной земной атмосферы. Термодинамические характеристики множества возможных компонентов взяты из баз ПК «Селектор», дополненных данными [Булах и Булах, 1978; Chernorukov et al., 2002; Hemingway, Seal, Chou, 2002; Gaboreau, Viellard, 2004; Nordstrom et al., 2014; Eremin, 2015; Еремин и др., 2015; Ashworth, Frisch, 2017; Majzlan et al., 2017; Majzlan et al., 2018a, 2018b, 2018c; Еремин и др., 2018]. Результаты расчетов представлены в таблице.

Результаты расчета термодинамического равновесия при окислении сульфидной руды (масса 100 г) Новоширокинского месторождения в присутствии 1 кг воды (Т:Ж=1:10) с использованием ПК «Селектор»

Results of calculation of thermodynamic equilibrium of sulfide ore oxidation (weight 100 g) of Novosibirskoye deposit in the presence of 1 kg of water (S:L=1:10) with the use of PC "Selector"

Химический состав руды, % (г/т)		Основные водные формы в равновесном растворе	Общая концентрация в водной фазе, мг/л	Равновесные с раствором твердые фазы, масса (г); [] – источники данных стандартных энергий Гиббса минералов
E _h Н		e ⁻ H ⁺	1,19 В pH = 0,56	– –
S	30	SO ₄ ²⁻ , HSO ₄ ⁻	55 340	Сульфаты (Ca, K, Zn) [Yokokawa, 1988] – 6,3 г; гидросульфаты (Fe, Al) [Yokokawa, 1988] – 83,7 г
P	0,4	H ₃ PO ₄	44,02	Фосфаты – 2,5 г: штрэнгит (FePO ₄ ·2H ₂ O) [Карпов, Киселёв, Летников, 1976], заирит (BiFe ₃ (PO ₄) ₂ (OH) ₆) [Еремин и др., 2018]; ранункулит (AlUO ₂ PO ₃ OH(OH) ₃ ·3H ₂ O) [Chernorukov et al., 2002]
Si	14	SiO ₄ ⁴⁻	47 524	–
Al	1,5	–	–	Алюминит (Al ₂ SO ₄ OH·7H ₂ O) [Еремин и др., 2015]
Ca	0,2	–	–	Гипс (CaSO ₄ ·2H ₂ O) [Yokokawa, 1988]
Mg	0,4	–	–	Арсенат Mg ₃ (AsO ₄) ₂ ·8H ₂ O [Nordstrom, Majlan, Konigsberger, 2014] – 1,65 г
K	0,7	K ⁺ , KHSO ₄	184,37	Леонит (K ₂ MgSO ₄ ·4H ₂ O) [Yokokawa, 1988]
Na	0,04	Na ⁺ , NaSO ₄ ⁻	51,7	–
Mn	0,1	Mn ²⁺ , MnSO ₄	140,91	–
Fe	25	Fe ³⁺ , Fe(OH) ₄ ⁻ , FeOH ²⁺	2 404	Fe(SO ₄)(OH)(H ₂ O) _x (фиброферрит, бутлерит и др.) [Majzlan et al., 2018a], феррикопиапит (Fe ₅ (SO ₄) ₆ OOH·20H ₂ O) [Hemingway et al., 2002], заирит, штрэнгит, трипугиит (FeSbO ₄) [Еремин и др., 2018]
Zn	0,7	–	–	Госларит (ZnSO ₄ ·7H ₂ O) [Yokokawa, 1988]
Cu	6	Cu(CO ₃) ₂ ²⁻	17 945	–
Cd	0,01	Cd(CO ₃) ₃ ⁴⁻	26,9	–
As	0,5	–	–	Арсенат (Mg)
Sb	3	–	–	Трипугиит
Pb	3	Pb(CO ₃) ₂ ²⁻	4 905	–
Bi	0,1	–	–	Заирит
Ag	0,1	Ag(SO ₄) ⁻	19,6	–
Au	20 (г/т)	Ag(OH) ₅ ²⁻	2,9	–
In	14 (г/т)	In(SO ₄) ₃ ³⁻	5,1	–
U	0,1 (г/т)	–	–	Ранункулит (AlUO ₂ PO ₃ OH(OH) ₃ ·3H ₂ O)

Примечание: прочерк (–) – отсутствие соединений при равновесии.

Note: A dash (–) is the absence of compounds at equilibrium.

Обсуждение

По результатам моделирования (см. таблицу) можно видеть, что окисление сульфидных руд в присутствии воды приводит к образованию сильно-кислого сульфатного раствора, в котором в растворимых формах присутствуют силикат-анионы, фосфорная кислота, соединения калия, натрия, железа, марганца, меди, кадмия, свинца, серебра, золота и индия. Основная масса равновесных с раствором минералов представлена гидросульфатами железа и алюминия, в меньшем количестве образуются сульфаты кальция и цинка. Класс фосфатных минералов представлен штрэнгитом, заиритом и ранункулитом. Единственным минералом класса оксидов, присутствующим при равновесии, является трипу-

гиит. Он, по данным [Majzlan et al., 2018b], представляется основным гипергенным минералом сурьмы. Однако для зон гипергенеза месторождений в Забайкалье с обширным развитием многолетнемерзлых пород он не характерен. Причины отсутствия в списке вероятных продуктов окисления минералов сурьмы типичных для ландшафтно-климатической зоны, где локализовано Новоширокинское месторождение, связаны с необходимостью моделирования условий, характерных для зоны криоминералогенеза. Именно в ней (месторождение Олимпиадинское, находящееся в зоне развития многолетнемерзлых горных пород) одним из авторов [Костина, Юргенсон, Глотова, 1983; Юргенсон, 1996, 1997] описаны сенармонтит, минералы группы ромеита, гидроромеита и др.

Преобразование алюмосиликатных минералов приводит к формированию алюминита, часть алюминия переходит в состав гидроксиофосфата уранила – ранункулита. Мышьяк, входящий в состав первичных минералов, полностью окисляется с образованием арсената $Mg_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$. Термодинамические данные для этого синтетического соединения, как указывают авторы обзора [Nordstrom et al., 2014], требуют пересмотра и уточнения. По их мнению, соединения класса «простых» арсенатов $Mg_3(AsO_4)_2 \cdot xH_2O$, подобных арсенатам кальция, вряд ли существуют в природе. Например, первоначально рассматриваемая формула минерала рослерита $Mg_3(AsO_4)_2 \cdot 7H_2O$ была уточнена по рентгеноструктурным данным как $MgHAsO_4 \cdot 7H_2O$, что ведет к пересмотру соответствующих термодинамических констант реакций образования этих соединений.

Серебро и индий присутствуют в растворе в сульфатных формах, золото – в виде гидроксокомплекса. Углекислый газ из атмосферы образует растворимые карбонатные комплексы меди, кадмия и свинца. Исключение углерода из модельной системы приводит к появлению при равновесии Pb-ярозита ($Pb_{0.5}Fe_3(SO_4)_2(OH)_6$), биверита ($Pb_{0.94}Fe_{1.76}Cu_{1.12}(SO_4)_2(OH)_6$), халькантита.

Рассмотренная теоретическая модель окисления сульфидных руд показывает потенциальные, термодинамически обусловленные направления протекания химических реакций в системе. Некоторые минералы, полученные в результате физико-химических расчетов, обнаружены рядом исследова-

телей в зоне гипергенеза месторождения – это пломбоярозиты, гипс, оксиды железа и др. [Прокофьев и др., 2017].

Заключение

1. Показано, что для прогноза присутствия основной массы гипергенных минералов предложенный подход к моделированию вполне пригоден, что позволяет оценивать появление устойчивых гипергенных минеральных ассоциаций в отходах горного производства, образующихся в результате разработки сульфидных руд.

2. На примере сравнения действительно формирующихся и прогнозируемых с помощью предложенного моделирования гипергенных минеральных ассоциаций показано, что необходимо учитывать как минералого-геохимические особенности руд, так и погодно-климатические условия местоположения обрабатываемых месторождений. В частности, это касается месторождений, находящихся в условиях многолетней мерзлоты.

3. Для совершенствования термодинамического моделирования продуктов окисления отходов обогащения и сульфидных руд необходимы дополнительные данные для стандартных потенциалов Гиббса гипергенных минералов сурьмы и мышьяка, являющихся опасными факторами воздействия на окружающую среду.

Работа выполнена по госзаданию № 0386-2015-0006 (IX.137.1.2) и поддержана РФФИ (№ 18-05-00673 А).

ЛИТЕРАТУРА

- Али А.А., Прокофьев В.Ю., Кряжев С.Г. Геохимические особенности формирования Ново-Широкинского золото-полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2014. № 2. С. 15–21.
- Булах А.Г., Булах К.Г. Физико-химические свойства минералов и компонентов гидротермальных растворов. Л.: Недра, 1978. 167 с.
- Гордеев В.И., Иванов С.И. Технично-экономическое обоснование разведочных кондиций для подсчета запасов золота, свинца и цинка Ново-Широкинского месторождения по состоянию на 01.01.2007 г. ООО «Забайкалзолотопроект». Чита, 2007. 157 с.
- Еремин О.В., Русаль О.С., Бычинский В.А., Чудненко К.В., Фомичев С.В., Крнев В.А. Расчет стандартных термодинамических потенциалов сульфатов и гидроксосульфатов алюминия // Журнал неорганической химии. 2015. № 8. С. 1048–1055.
- Еремин О.В., Юргенсон Г.А., Солoduхина М.А., Эпова Е.С. Гипергенные минералы сурьмы и висмута: Метод оценки их стандартных потенциалов Гиббса // Минералогия техногенеза. 2018. № 19. С. 103–131.
- Карпов И.К., Киселев А.И., Летников Ф.А. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ. М.: Недра, 1976. 256 с.
- Коваленкер В.А., Абрамов С.С., Киселева Г.Д., Крылова Т.Л., Языкова Ю.И., Бортников Н.С. Крупное Быстринское Cu–Au–Fe-месторождение (Восточное Забайкалье) – первый в России пример ассоциированной с адакитами скарново-порфировой рудообразующей системы // Доклады академии наук. 2016. Т. 468, № 5. С. 547–552.
- Костина Г.М., Юргенсон Г.А., Глотова Е.В. Технологические исследования золотосодержащей руды коры выветривания Олимпиадинского месторождения // Сборник рефератов НИР ЗабНИИ. Чита, 1983. С. 105–106.
- Прокофьев В.Ю., Киселева Г.Д., Долманова-Тополь А.А., Кряжев С.Г., Зорина Л.Д., Краснов А.Н., Борисовский С.Е., Трубкин Н.В., Магазина Л.В. Минералогия и условия формирования Новоширокинского золото-полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59, № 6. С. 542–575.
- Эпова Е.С., Юргенсон Г.А., Еремин О.В. Особенности перехода в миграционное состояние химических элементов из золото-полиметаллических руд Новоширокинского месторождения // Материалы Всероссийской конференции с международным

участием «Эволюция биосферы и техногенез», VI Всероссийского симпозиума с международным участием «Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий» и XIII Всероссийских чтений памяти академика А.Е. Ферсмана «Рациональное природопользование», «Современное минералообразование», посв. 35-летию ИПРЭК СО РАН. Улан-Удэ : Изд-во БНЦ СО РАН, 2016. С. 226–229.

Юргенсон Г.А. Особенности минералогии и формирования зоны окисления в условиях многолетнемерзлых пород // Проблемы рудообразования, поисков и оценки минерального сырья : материалы конф., посв. 100-летию акад. С.С. Смирнова. Новосибирск : СО РАН, 1996. С. 127–160.

Юргенсон Г.А. Зона окисления в многолетнемерзлых породах // Записки ВМО. 1997. Ч. 126, № 5. С. 15–27.

Юргенсон Г.А. Минеральное сырье Забайкалья. Ч. I: Черные и цветные металлы. Чита : Поиск, 2006. 256 с.

Ashworth Ch., Frisch G. Complexation equilibria of indium in aqueous chloride, sulfate and nitrate solutions: An electrochemical investigation // J. Solution Chem. 2017. V. 46. P. 9–10.

Chernorukov N.G., Karyakin N.V., Suleimanov E.V., Barch S.V., Alimzhanov M.I. Thermodynamics of aluminum uranophosphate and aluminum uranoarsenate // Radiochemistry. 2002. V. 44. P. 216–218.

Eremin O.V. The Gibbs energy increments for minerals of Pb-jarosite group // Physical Chemistry: An Indian Journal. 2015. № 10. P. 90–95.

Gaboreau S., Viellard Ph. Prediction of Gibbs free energies of formation of minerals of the alunite supergroup // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. V. 68. P. 3307–3316.

Hemingway B., Seal R., Chou I-M. Thermodynamic data for modeling acid mine drainage problems: Compilation and estimation of data for selected soluble iron-sulfate minerals / U.S. Geological Survey, open-file report 2002. 161 p.

Majzlan J., Stevko M., Dach E., Benisek A., Plasil J., Sejkora J. Thermodynamics, stability, and phase relations among euchroite, $\text{Cu}_2(\text{AsO}_4)(\text{OH})\cdot 3\text{H}_2\text{O}$, and related minerals // Eur. J. Mineral. 2017. V. 29. P. 5–16.

Majzlan J., Dach E., Benisek A., Plasil J., Sejkora J. Thermodynamics, crystal chemistry and structural complexity of the $\text{Fe}(\text{SO}_4)(\text{OH})(\text{H}_2\text{O})_x$ phases: metahohmannite, butlerite, parabutlerite, amarantite, hohmannite, and fibroferrite // Eur. J. Mineral. 2018a. V. 30. P. 259–275.

Majzlan J., Kiefer S., Herrmann J., Stevko M., Sejkora M., Chovan M., Lanczos T., Lazarov M., Gerdes A., Langenhorst F., Radkova A., Jamieson H., Milovsky R. Synergies in elemental mobility during weathering of tetrahedrite $[(\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Zn})_{12}(\text{Sb}, \text{As})_4\text{S}_{13}]$: Field observations, electron microscopy, isotopes of Cu, C, O, radiometric dating, and water geochemistry // Chemical Geology. 2018b. V. 488. P. 1–20.

Majzlan J., Nielsen U.G., Dach E., Benisek A., Drahotka P., Kolitsch U., Herrmann J., Bolanz R., Stevko M. Thermodynamic properties of mansfieldite ($\text{AlAsO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O}$), angelellite ($\text{Fe}_4(\text{AsO}_4)_2\text{O}_3$), and kamarizaitite ($\text{Fe}_3(\text{AsO}_4)_2(\text{OH})_3\cdot 3\text{H}_2\text{O}$) // Mineralogical Magazine. 2018c. P. 1–28.

Nordstrom D.K., Majlan J., Konigsberger E. Thermodynamic properties for arsenic minerals and aqueous species // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2014. V. 79. P. 217–255.

Yokokawa H. Tables of thermodynamic properties of inorganic compounds // Journal of the national chemical laboratory for industry. Tsukuba Ibaraki 305, Japan. 1988. V. 83. P. 27–118.

Авторы:

Еремин Олег Вячеславович, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, лаборатория геохимии и рудогенеза, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия.

E-mail: yeroleg@yandex.ru

Юргенсон Георгий Александрович, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, лаборатория геохимии и рудогенеза, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия.

E-mail: yurga@mail.ru

Эпова Екатерина Сергеевна, кандидат геолого-минералогических наук, младший научный сотрудник, лаборатория геохимии и рудогенеза, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия.

E-mail: Apikurl1@yandex.ru

Geosphere Research, 2018, 3, 43–50. DOI: 10.17223/25421379/8/4

O.V. Eremin, G.A. Yurgenson, E.S. Epova

Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia

THERMODYNAMIC MODEL OF THE OXIDATION OF SULFIDE ORE DEPOSITS NOVOSHIROKINSKOE (EASTERN TRANSBAIKALIA)

The thermodynamic model of the oxidation of sulfide ores from the Novo-Shirokinsky gold-polymetallic deposit in Eastern Transbaikalia was performed.

Sulfide ores are composed of sulfides and sulfosalts. The main ore minerals are galena, sphalerite, pyrite; secondary - chalcopyrite, hematite, covellite, malachite, smithsonite, rare antimony sulfosalts (burnonite, polibazite, boulangerite), freybergite, gold, bornite, chalcocite, anglesite, aikinite, tetrahedrite. The peculiarity of sulfides and sulfosalts is their antimony.

The task of calculating thermodynamic equilibrium for the system “solid phases – water solution – gas phase” at $T = 25^\circ\text{C}$, $P = 1$ atm was formed in the “Selector” PC. The solid phase is represented by 100 g of ore-bearing rock with the chemical composition: (wt. %) – S (30), Si (14), Al (1.5), Pb (3), Zn (0.7), Fe (25), Cu (6), Cd (0.01), As (0.5), Sb (3), Bi (0.1), Ag (0.1), Mg (0.4), Ca (0.2), K (0.7), Na (0.04), Mn (0.1) and with impurity elements (ppm) – Au (20), In (14), U (0.1). The liquid phase was determined in the amount of 1 kg H_2O . The system was considered open to the gas phase with the composition of the modern earth atmosphere.

The simulation results showed that the oxidation of sulfide ores in the presence of water leads to the formation of a strongly acidic sulfate solution, in which silicate anions, phosphoric acid, compounds of potassium, sodium, iron, manganese, copper, cadmium, lead, silver, gold and indium. The bulk of the equilibrium with a solution of minerals is represented by hydroxosulfates of iron and aluminum;

in a smaller amount, zinc and calcium sulfates are formed. The class of phosphate minerals is represented by strengite, zairite and ranunculite. The only mineral of the class of oxides present at equilibrium is tripuhyite. The transformation of aluminosilicate minerals leads to the formation of aluminite, a part of aluminum is transferred to the composition of uranyl hydroxophosphate – ranunculite. Arsenic, which is part of the primary minerals, is completely oxidized to form arsenate $Mg_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$.

Silver and indium are present in the solution in sulfate forms, gold in the form of a hydroxo complex. Carbon dioxide from the atmosphere forms soluble carbonate complexes of copper, cadmium and lead. The exclusion of carbon from the model system leads to the appearance at equilibrium of Pb-jarosite ($Pb_{0.5}Fe_3(SO_4)_2(OH)_6$), biverite ($Pb_{0.94}Fe_{1.76}Cu_{1.12}(SO_4)_2(OH)_6$), and chalcantite.

The conducted modeling of the formation of mineral associations as a whole showed the correspondence of the model and natural mineral composition of sulfide oxidation products. Nevertheless, to improve the thermodynamic calculations, additional data are needed for standard Gibbs potentials of hypergene antimony and arsenic minerals.

Keywords: *Novoshirokinskoe deposit, PC "Selector", oxidation of sulfides, thermodynamic equilibrium.*

References

- Ali A.A., Prokofiev V.Yu., Kryzhev S.G. *Geohimicheskie osobennosti formirovaniya Novo-Shirokinskogo zoloto-polymetallicheskogo mestorozhdeniya (Vostochnoye Zabaykalie, Rossiya)* [Geochemical features of the formation of the Novo-Shirokinsky gold-polymetallic deposit (Eastern Transbaikalia, Russia)]//Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya 4: Geologiya. 2014. № 2. pp. 15–21. In Russian
- Bulakh A.G., Bulakh K.G. *Fiziko-khimicheskiye svoystva mineralov i komponentov gidrotermal'nykh rastvorov*. [Physico-chemical properties of minerals and components of hydrothermal solutions]. Leningrad: Nedra. 1978. 167 p. In Russian
- Gordeev V.I., Ivanov S.I. *Techniko-economiceskoye obosnovanie razvedochnykh conditsii dlya podscheta zapasov zolota, svintsya i zinka Novo-Shirokinskogo mestorozhdeniya po sostoyaniyu na 01. 01. 2007 g. OOO «Zabaykalzolotoproekt»* [Feasibility study of exploration standards for the calculation of gold, lead and zinc reserves at the Novo-Shirokinskoye deposit as of 01.01.2007. Zabaykalzolotoproekt Ltd]. Chita, 2007. 157 p. In Russian
- Eremin O.V., Rusal' O.S., Bychinskii V.A., Chudnenko K.V., Fomichev S.V., Krenev V.A. Calculation of the standard thermodynamic potentials of aluminum sulfates and basic aluminum sulfates // Russian Journal of Inorganic Chemistry. 2015. V. 60. № 8. pp. 950–957.
- Eremin O.V., Yurgenson G.A., Solodukhina M.A., Epova E.S. *Gipergennye mineraly surmu i vismyta: Metod otsenki ih standartnykh potentsialov Gibbsa* [Hypergenic antimony and bismuth minerals: A method for evaluating their standard Gibbs potentials]// Mineralogiya technogeneza. 2018. №19. pp. 103–131. In Russian
- Karpov I.K., Kiselev A.I., Letnikov F.A. *Modelirovanie prirodnogo mineraloobrazovaniya na EVM*. [Simulation of natural mineral formation on a computer] Moscow: Nedra. 1976. 256 p. In Russian
- Kovalenker V.A., Abramov S.S., Kiseleva G.D., Krylova T.L., Yazykova Y.I., Bortnikov N.S. The large Bystrinskoe Cu–Au–Fe deposit (Eastern Trans-Baikal Region): Russia's first example of a skarn–porphyry ore-forming system related to adakite // Doklady Earth Sciences. 2016. V. 468. № 2. pp. 566–570.
- Kostina G.M., Yurgenson G.A., Glotova Ye.V. *Tekhnologicheskkiye issledovaniya zolotosoderzhashchey rudy kory vyvetrivaniya Olimpiadninskogo mestorozhdeniya* [Technological studies of gold-bearing ore of the weathering crust of the Olimpiadninskoye deposit]//Sb. referatov NIR ZabNII. Chita. 1983., pp.105–106. In Russian
- Prokofiev V.Y., Kiseleva G.D., Dolomanova-Topol A.A., Borisovsky S.E., Trubkin N.V., Magazina L.V., Kryzhev S.G., Krasnov A.N., Zorina L.D. Mineralogy and formation conditions of Novoshirokinsky base metal–gold deposit, Eastern Transbaikal region, Russia // Geology of ore deposits. 2017. V. 59. № 6. pp. 551–560.
- Epova E.S., Yurgenson G.A., Eremin O.V. *Osobennosti perehoda v migratsionnoe sostoyanie himicheskikh elementov iz zoloto-polymetallicheskih rud Novoshirokinskogo mestorozhdeniya* [Features of the migratory state of chemical elements from gold-polymetallic ores of the Novoshirokinsk deposit]/V sbornike: Materialu Vserossiyskoy konferentsii s mezhdunarodnum uchastiem "Evolutsiya biosferu i technogeneza", VI Vserossiyskogo simposiuma s mezhdunarodnum uchastiem "Mineralogiya i geohimiya landshafta gorno-rudnykh territorii" i XIII Vserossiyskikh chteniy pamyati akademika A.E.Fersmana "Ratsionalnoe prirodopolzovanie", "Sovremennoe mineraloobrazovanie", posviashennuyh 35-letiyu IPREC SO RAN. 2016. pp. 226–229. In Russian
- Yurgenson G.A. *Osobennosti mineralogii i formirovaniya zony okisleniya v usloviyakh mnogoletnemerzlykh porod* [Peculiarities of mineralogy and formation of the oxidation zone under permafrost conditions]// Problemy rudoobrazovaniya, poiskov i otsenki mineral'nogo syr'ya: Mater. konf., posv. 100-letiyu akad. S.S. Smirnova. Novosibirsk: SO RAN. 1996. pp. 127–160. In Russian
- Yurgenson G.A. *Zona okisleniya v mnogoletnemerzlykh porodakh* [Oxidation zone in permafrost] // Zap. VMO. 1997. V. 126. № 5. pp. 15–27. In Russian
- Yurgenson G.A. *Mineral'noye syr'ye Zabaykal'ya. CH.I. Chernyye i tsvetnyye metally*. [Mineral raw materials of Transbaikalia. P.I. Ferrous and non-ferrous metals]. Chita: Poisk, 2006. 256 p. In Russian
- Ashworth Ch., Frisch G. Complexation equilibria of indium in aqueous chloride, sulfate and nitrate solutions: An electrochemical investigation//J. Solution Chem. 2017. V. 46. P. 9–10.
- Chernorukov N. G., Karyakin N. V., Suleimanov E. V., Barch S. V., Alimzhanov M. I. Thermodynamics of aluminum uranophosphate and aluminum uranoarsenate//Radiochemistry. 2002. V. 44. pp. 216–218.
- Gaboreau S., Viellard Ph. Prediction of Gibbs free energies of formation of minerals of the alunite supergroup//Geochimica et Cosmochimica Acta. 2004. V. 68, pp. 3307–3316.
- Eremin O.V. The Gibbs energy increments for minerals of Pb-jarosite group//Physical Chemistry: An Indian Journal. 2015. № 10. pp. 90–95.
- Hemingway B., Seal R., Chou I-M. Thermodynamic data for modeling acid mine drainage problems: Compilation and estimation of data for selected soluble iron-sulfate minerals/U.S. Geological Survey, open-file report 02-161.
- Majzlan J., Stevko M., Dach E., Benisek A., Plasil J., Sejkora J. Thermodynamics, stability, and phase relations among euchroite, $Cu_2(AsO_4)(OH) \cdot 3H_2O$, and related minerals // Eur. J. Mineral. 2017. V. 29. pp. 5–16.

Majzlan J., Dach E., Benisek A., Plasil J., Sejkora J. Thermodynamics, crystal chemistry and structural complexity of the $\text{Fe}(\text{SO}_4)(\text{OH})(\text{H}_2\text{O})_x$ phases: metahohmannite, butlerite, parabutlerite, amarantite, hohmannite, and fibroferrite // *Eur. J. Mineral.* 2018a. V. 30. pp. 259–275.

Majzlan J., Kiefer S., Herrmann J., Stevko M., Sejkora M., Chovan M., Lanczos T., Lazarov M., Gerdes A., Langenhorst F., Radkova A., Jamieson H., Milovsky R. Synergies in elemental mobility during weathering of tetrahedrite $[(\text{Cu},\text{Fe},\text{Zn})_{12}(\text{Sb},\text{As})_4\text{S}_{13}]$: Field observations, electron microscopy, isotopes of Cu, C, O, radiometric dating, and water geochemistry // *Chemical Geology* 2018b. V. 488, pp. 1–20.

Majzlan J., Nielsen U.G., Dach E., Benisek A., Drahota P., Kolitsch U., Herrmann J., Bolanz R., Stevko M. Thermodynamic properties of mansfieldite $(\text{AlAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$, angelellite $(\text{Fe}_4(\text{AsO}_4)_2\text{O}_3)$, and kamarizaite $(\text{Fe}_3(\text{AsO}_4)_2(\text{OH})_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O})$ // *Mineralogical Magazine*. 2018c. pp. 1–28. doi:10.1180/mgm.2018.107

Nordstrom D.K., Majlan J., Konigsberger E. Thermodynamic properties for arsenic minerals and aqueous species // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2014. V. 79. pp. 217–255.

Yokokawa H. Tables of thermodynamic properties of inorganic compounds // *Journal of the national chemical laboratory for industry*. Tsukuba Ibaraki 305, Japan. 1988. V. 83. pp. 27–118.

Authors:

Eremin Oleg V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Research Associate, Laboratory of Geochemistry and Ore Genesis, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia.

E-mail: yeroleg@yandex.ru

Yurgenson Georgiy A., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Researcher, Laboratory of Geochemistry and Ore Genesis, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia.

E-mail: yurgga@mail.ru

Epova Ekaterina S., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Junior Researcher, Laboratory of Geochemistry and Ore Genesis, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia.

E-mail: Apikur1@yandex.ru

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ГИПЕРГЕННЫХ СУЛЬФАТОВ НА ПРИМЕРЕ ШЕРЛОВОГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

О.С. Русаль

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

Приводятся результаты моделирования процессов гипергенного сульфатообразования в карьере Шерловогорского месторождения в диапазоне температур 0–45°C с помощью программного комплекса «Селектор». Установлены разнообразие сульфатов, очередность их появления и поля устойчивости, составлены ряды сульфатов в зависимости от температуры и количества молей воды в моделируемой системе.

Ключевые слова: Шерловогорское месторождение, сульфаты меди, сульфаты магния, сульфаты цинка, программный комплекс «Селектор», модель, ряды сульфатов.

Введение

Шерловогорское олово-полиметаллическое месторождение разрабатывалось с 1936 по 1993 г. Итогом деятельности одноименного ГОКа стали оловорудный карьер с техногенным озером, образовавшийся в результате затопления карьера, хвостохранилище, сеть отвалов и складов вскрышных пород и некондиционных руд. Основные рудные минералы месторождения представлены касситеритом, сфалеритом, галенитом, пиритом, пирротином, халькопиритом, арсениопиритом; нерудные – кварцем, хлоритом, турмалином, полевыми шпатами, кальцитом, флюоритом и др. [Касаткин, Клопотов, Плашил, 2014].

Гипергенные геохимические процессы в карьере Шерловогорского месторождения развиваются достаточно быстро и охватывают значительную часть территории. Процесс окисления руд и вмещающих пород приводит к появлению большого числа разнообразных минералов групп сульфатов, карбонатов, оксидов, гидроксидов и др. Сульфаты представлены растворимыми и нерастворимыми формами. Растворимые в основном представлены кристаллогидратами с формулой $Me^{2+}SO_4 \cdot nH_2O$.

Целью работы являются установление минералов класса сульфатов, образующихся на испарительном геохимическом барьере в температурном диапазоне 0–45°C, условия их образования и стадийность.

Исследованию гипергенных процессов уделялось внимание многих ученых на протяжении длительного периода времени [Карасик, 1946; Яхонтова, 1961; Jambor, Boyle, 1962; Nordstrom, 1982; Авдонин, 1984; Двуреченская, 1987; Жданов, 1989; Щербакова, 1995; Юргенсон, 1997; Jambor, Nordstrom, Alpers, 2000; Бортникова, 2001; Белогуб, Щербакова, Никандрова, 2007; Сергутская, 2013; Зверева, Ястремская, Лысенко, 2014; Русаль, 2015 и др.]. Большой интерес в настоящее время представляют процессы гипергенеза, протекающие при отрицательных температурах [Юргенсон, 1997; Еремин, 2004; Павлюкова,

Маркович, 2006; Marion, Kargel, Catling, 2008; Marion, Mironenko, Roberts, 2010; Птицын и др., 2009; Эпова, 2014; Moncur et al., 2015]. Гипергенные сульфаты эфемерные, условия их возникновения и пределы устойчивости достаточно ограничены, поэтому натурные исследования представляются в большей части нерезультативными. Метод компьютерного моделирования, предложенный И.К. Карповым и реализованный в компьютерную программу [Карпов, 1971; Карпов, 1977; Карпов, 1981; Карпов и др., 1999; Бычинский, Исаев, Тупицин, 2004; Авченко, Чудненко, Александров, 2009; Чудненко, 2010], основан на принципе работы, заключающимся в минимизации энергии Гиббса и построении термодинамической модели, содержащей информацию о качественном и количественном составе раствора и процентном соотношении выпавших из него минералов, рН-Eh-параметрах системы.

Объект и методы

Объектом исследования выступают гипергенные минералы класса сульфатов, образующиеся на испарительном геохимическом барьере в карьере Шерловогорского месторождения.

Физико-химическое моделирование процессов образования сульфатов осуществлялось с помощью программного комплекса «Селектор» [Чудненко, 2010]. Расчет проводился для системы 24 независимых компонентов: Mg, Zn, Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Ca, S, Si, Al, Pb, C, Cl, F, As, N, P, Sn, K, Na, H, O, e. Учитывались 323 зависимых компонента, в том числе 147 компонентов водного раствора, 19 газов и 157 твердых фаз.

Использованы термодинамические базы данных для водных, газовых компонентов и для твердых фаз. Список твердых фаз дополнен согласованными значениями изобарно-изотермического потенциала некоторых возможных минералов сульфатов с кристаллизационной водой, их энтальпией образования из элементов и энтропией в стандартном состоянии (298,15 К; 1 бар).

Модель однорезервуарная, открытая по отношению к атмосфере. Расчет химического равновесного состава проводился при температурах от 0 до +45°C и давлении 1 атм. Рассматриваются процессы, происходящие на испарительном барьере в карьере месторождения на контакте порода – поверхностные воды в соотношении 10:1, состав атмосферы С – 0,0104977, N – 54,65, O – 14,61099. Минимальное значение выводимого зависящего компонента 10^{-8} . Для расчета использовалось среднее значение состава руд и вмещающих пород, отобранных в карьере месторождения.

Результаты исследования и обсуждение

Моделируемая система имитирует процесс испарения воды на испарительном геохимическом барьере. В рассматриваемой модели уделяется внимание минералам магния, меди, цинка. При 0°C первыми в системе появляются сульфаты цинка, меди, магния, кобальта, натрия, свинца, кальция, а также кварц, гематит, алунит.

Сульфаты меди. Сульфаты меди представлены халькантитом $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, боннатитом $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, пуатвенином $\text{CuSO}_4 \cdot 1\text{H}_2\text{O}$ и безводным сульфатом меди CuSO_4 . Зависимости для сульфатов меди построены при концентрации воды 0,5 моль, это концентрация, при которой в системе присутствуют все четыре сульфата. Для халькантита и боннатита схожи кривые изменения концентрации от температуры. Причем при уменьшении 3-водного сульфата одновременно пропорционально идет увеличение 1-водного (пуатвенина), он образуется непосредственно на боннатите как продукт его дегидратации (рис. 1).

Рассмотрение моделируемой системы в диапазоне температур 0–45°C дает возможность построения рядов сульфатов по стадийности их образования в зависимости от концентрации воды от 55 до 0,51 моли.

Ряды сульфатов:

0–45°C

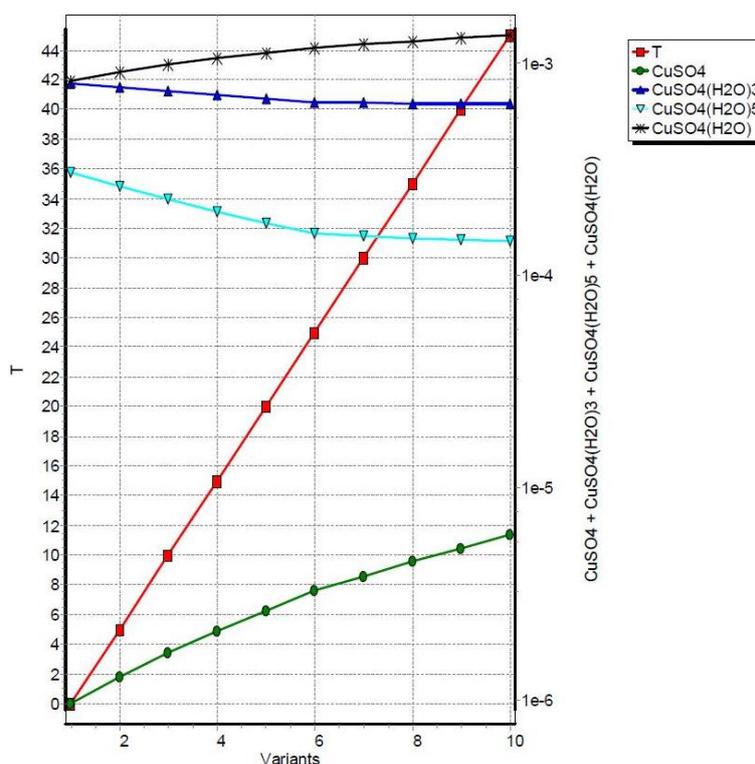
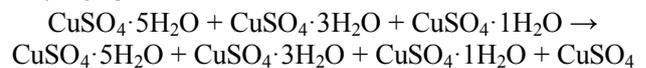


Рис. 1. Зависимость изменения концентрации сульфатов меди от температуры

Температура T указана в °C, Variant – число вариантов решения модели; число молей воды в моделируемой 0,51 моль

Fig. 1. The dependence of copper sulfate concentration change on temperature

Temperature T is indicated in °C, Variant is the number of model solutions; the number of moles of water in the simulated 0.51 mol

Сульфаты магния. Среди сульфатов магния в модели присутствуют меридианит $\text{MgSO}_4 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$, эпсомит $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, пентагидрит $\text{MgSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, кизерит $\text{MgSO}_4 \cdot 1\text{H}_2\text{O}$, а также магнийсодержащий минерал группы галотрихита – пиккеренгит

$\text{MgAl}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$, причем эпсомит появляется при температуре 10°C, а при 40°C и пентагидрит, кизерит присутствует в ассоциации с пиккеренгитом, что и наблюдалось при натуральных исследованиях. Меридианит устойчив при низких температурах воздуха.

Сульфаты магния представлены на двух графиках, так как поля устойчивости этих минералов разные, при 5 молях воды в системе отсутствует кизерит, а при 0,5 молях – меридианит и эпсомит. Одновременно при уменьшении концентрации меридианита растет концентрация пиккеренита, который, в свою

очередь уменьшаясь, при определенном количестве молей воды дает начало появлению и росту эпсомиту, а эпсомит – пентагидриту (рис. 2, а). Пентагидрит в свою очередь переходит в кизерит, при этом пиккеренит в системе остается, хотя концентрация его уменьшается (рис. 2, б).

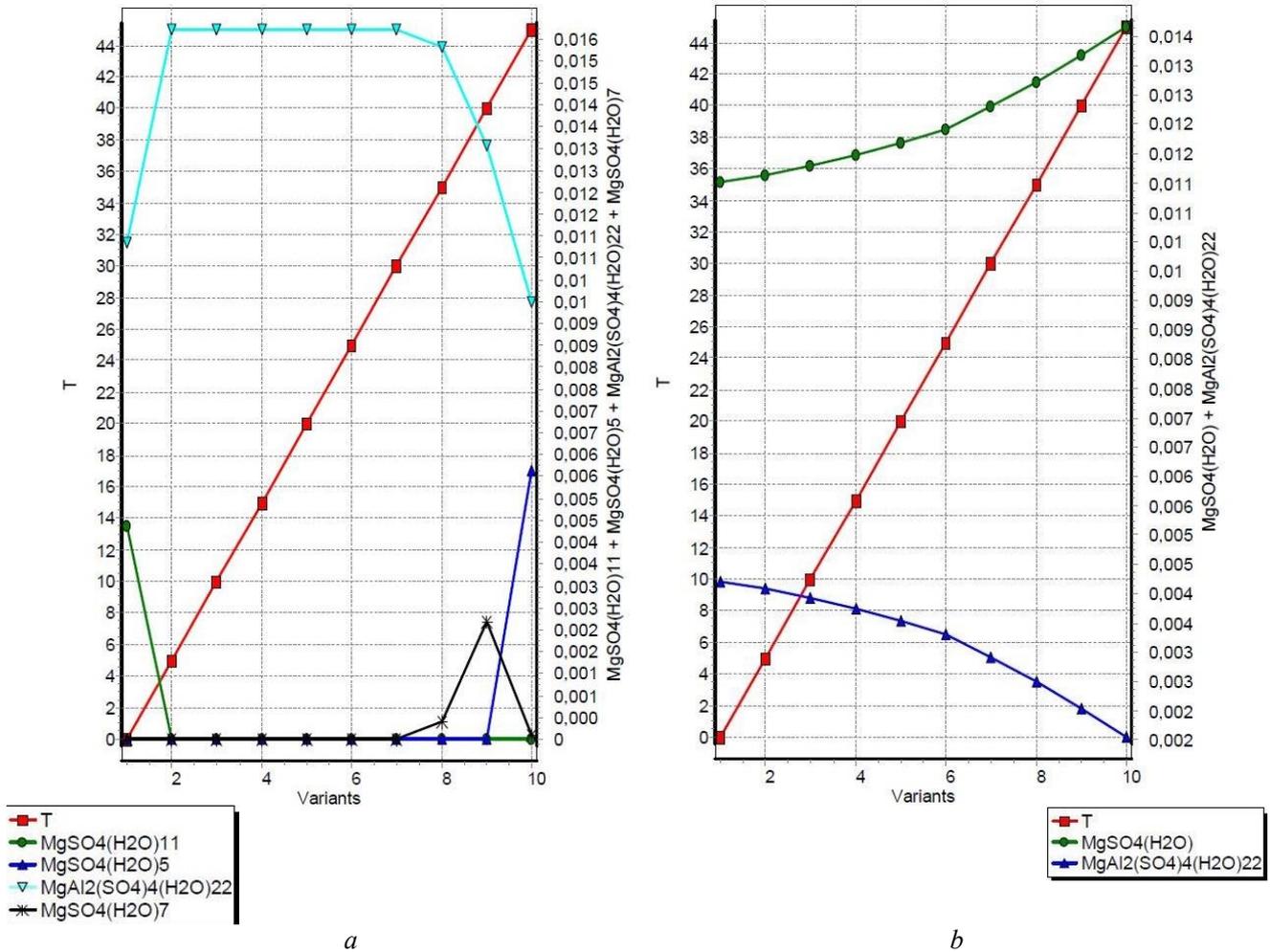


Рис. 2. Зависимость изменения концентрации сульфатов магния от температуры

Температура Т указана в °С, Variant – число вариантов решения модели. а – число молей воды в моделируемой системе равно 5 моль; б – число молей воды в моделируемой системе равно 0,5 моль

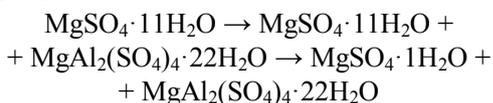
Fig. 2. The dependence of the change in the concentration of magnesium sulfate temperature

Temperature T is indicated in °C, Variant is the number of model solutions; а – the number of moles of water in the simulated system is 5 mol; б – is the number of moles of water in the simulated system is 0.5 mol

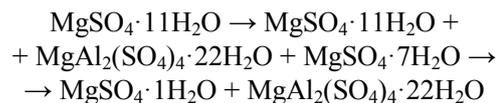
Рассмотрение моделируемой системы в диапазоне температур 0–45°С дает возможность построения рядов сульфатов по стадийности их образования в зависимости от концентрации воды от 55 до 0,51 моли. Большое разнообразие рядов отмечается для сульфатов магния, поля устойчивости меридианита, эпсомита и пентагидрита ограничены температурой.

Ряды сульфатов:

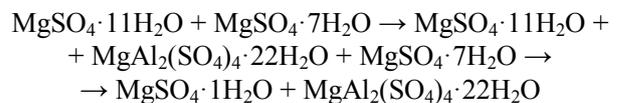
0–10°С



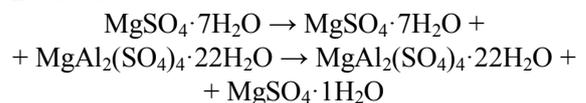
10°С



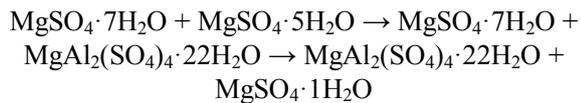
15°С



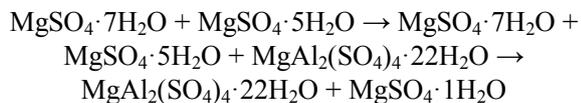
20–35°С



40°C



45°C



Сульфаты цинка. Минералы цинка представлены голсеритом $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, бианкитом $\text{ZnSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$,

сандеритом $\text{ZnSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, ганнингитом $\text{ZnSO}_4 \cdot 1\text{H}_2\text{O}$ и безводным сульфатом цинка ZnSO_4 .

График для сульфатов цинка разделен для наглядности изменения концентрации безводного сульфата (рис. 3, а, б). Вообще, присутствие всех 4 сульфатов возможно во всем диапазоне температур и практически при любой концентрации воды от 55 до 0,5 моль, исключение составляет температура 0°C, при которой ZnSO_4 появляется при концентраций воды 0,5 моль, что вполне объяснимо.

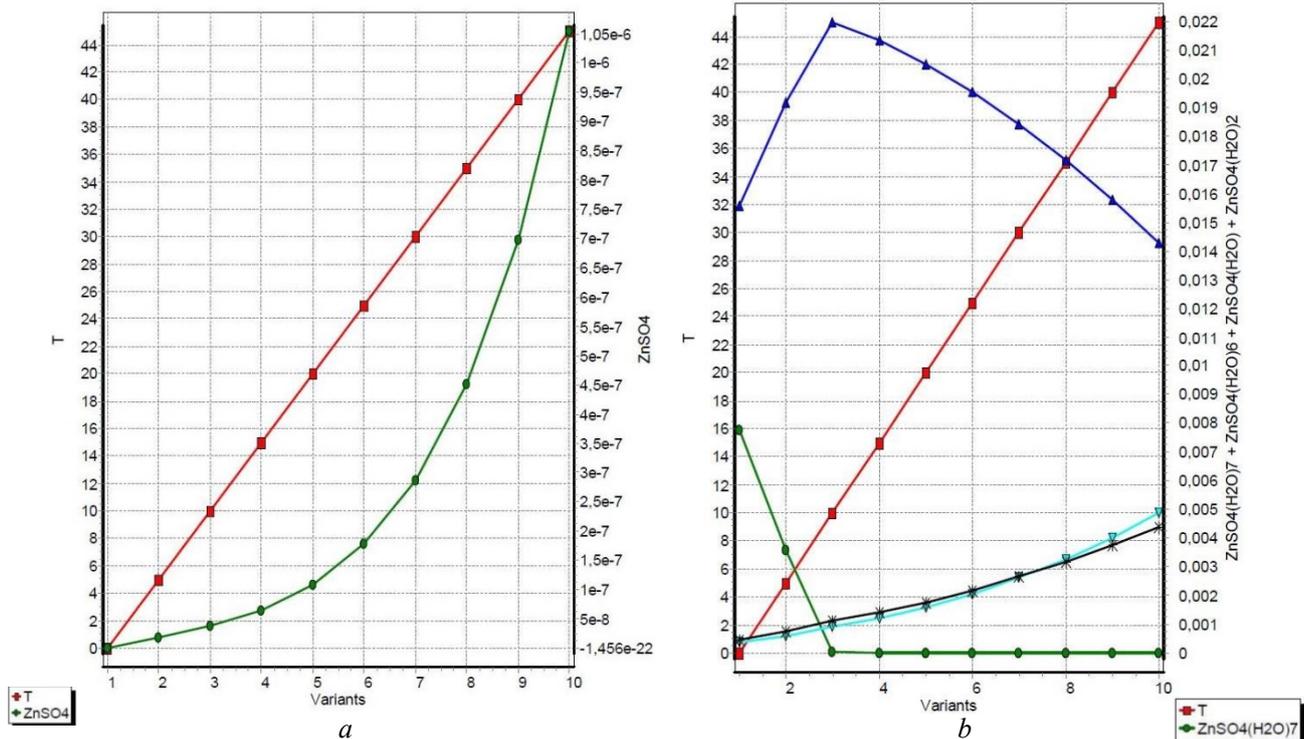


Рис. 3. Зависимость изменения концентрации сульфатов цинка от температуры

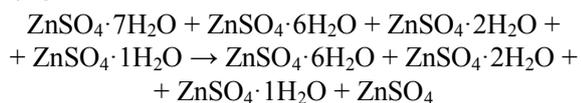
Температура T указана в °C, Variant – число вариантов решения модели; a – число молей воды в моделируемой системе равно 5 моль; b – число молей воды в моделируемой системе равно 0,5 моль

Fig. 3. The dependence of zinc sulfate concentration variation on temperature

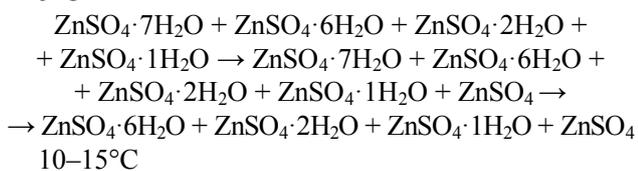
Temperature T is indicated in °C, Variant is the number of model solutions; a – the number of moles of water in the simulated system is 5 mol; b – the number of moles of water in the simulated system is 0.5 mol

Ряды сульфатов:

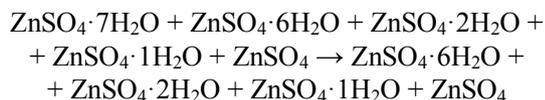
0°C



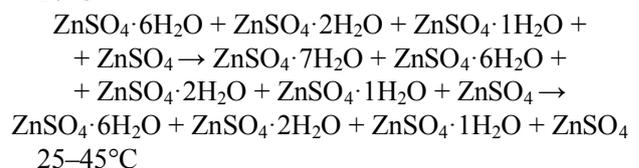
5°C



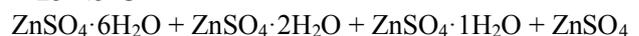
10–15°C



20°C



25–45°C



Несмотря на большое разнообразие сульфатов, образующихся на геохимическом барьере, в растворе сохраняется повышенная концентрация цинка, меди, магния и других металлов. Это объясняется нахождением природно-техногенной системы в кульминационной стадии процесса окисления, которая характеризуется наличием большего количества водорастворимых

сульфатов металлов, сульфиды которых менее устойчивы в окислительных условиях, в первую очередь сфалерит, халькопирит и галенит [Русаль, 2015]. Согласно В.П. Зверевой [Зверева, Ястремская, Лысенко, 2014], окисление сфалерита приводит к образованию высококонцентрированных растворов, но из них не происходит кристаллизации техногенных минералов, а цинк и сера полностью переходят в раствор. В растворе при малом количестве молей воды содержание цинка, меди и магния и серы достаточно высокое в пределах $n \cdot 10^{-8}$ – $n \cdot 10^{-3}$, рН колеблется в пределах 0,48–1,64, Eh = 1,13–1,22.

Заключение

Физико-химическое моделирование дает возможность рассмотреть процесс образования гиперген-

ных сульфатов, их количество и стадийность появления. Первыми в системе появляются сульфаты магния, цинка и меди. Сульфаты магния неустойчивы во всем диапазоне температур, среди них выделяются низкотемпературные – меридианит и высокотемпературные – пентагидрит. Кизерит присутствует в системе в ассоциации с пиккеренгитом. Сульфаты цинка и меди стабильны во всем диапазоне температур, лишь безводные их члены при низких температурах появляются в системе при малом количестве молей воды. Образующиеся растворы в моделируемой системе высокоминерализованные, даже при малом количестве молей воды в модели в растворе присутствует большое количество металлов и серы, которые определяют низкие значения рН и высокую реакционную активность.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдонин В.Н.** Техногенное окисление сульфидов Красногвардейского месторождения на Урале // Материалы по минералогии месторождений Урала. Свердловск : УНЦ АН СССР, 1984. С. 63–69.
- Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А.** Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М. : Наука, 2009. 232 с.
- Белогуб Е.В., Щербакова Е.П., Никандрова Н.К.** Сульфаты Урала: распространенность, кристаллохимия, генезис. М. : Наука, 2007. С. 30–31.
- Бортникова С.Б.** Геохимия тяжелых металлов в техногенных системах (вопросы формирования, развития и взаимодействия с компонентами экосферы) : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 2001. 48 с.
- Двуреченская С.С.** Минералогия зоны гипергенеза одного из золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М. : МГУ, 1987. 20 с.
- Жданов Ю.Я.** Минералогия зоны окисления Купольного олово-серебряного месторождения // Геология и полезные ископаемые центральной части Главного металлогенического пояса Северо-Востока СССР. Якутск : Якутский научный центр СО АН СССР, 1989. С. 133–151.
- Зверева В.П., Ястремская Е.А., Лысенко А.И.** Оценка влияния рудничных вод полиметаллических и касситерит-сульфидных месторождений Дальнегорского района на гидросферу методом физико-химического моделирования // Экологическая химия. 2014. № 23 (3). С. 159–166.
- Ерёмин О.В.** Криоминералогенез в зоне окисления Удоканского месторождения : дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Чита, 2004. 102 с.
- Карасик М.А.** Поведение кобальта в зоне окисления сульфидных месторождений // Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М. : Изд-во АН СССР, 1946. С. 275–282.
- Карпов И.К.** Оптимальное программирование в физико-химическом моделировании обратимых и необратимых процессов минералообразования в геохимии // Ежегодник-1970. СибГЕОХИ. Иркутск, 1971. С. 372–383.
- Карпов И.К.** Разработка теоретических основ физико-химического моделирования природных процессов минералообразования на ЭВМ // Фундаментальные исследования. Наука о Земле. Новосибирск : Наука, 1977. С. 91–94.
- Карпов И.К.** Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск : Наука, 1981. 247 с.
- Карпов И.К., Чудненко К.В., Артеменко М.В., Бычинский В.А., Кулик Д.А.** Термодинамическое моделирование геологических систем методом выпуклого программирования в условиях неопределенности // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 7. С. 971–988.
- Касаткин А.В., Клопотов К.И., Плашил Я.** Гипергенные минералы Шерловой Горы // Минералогический альманах: Шерловая Гора. 2014. Т. 19, вып. 2. С. 94–137.
- Павлюкова В.А., Маркович Т.И.** Геохимические процессы в криогенных зонах окисления сульфидных месторождений // Химия в интересах устойчивого развития. 2006. № 1. С. 89–96.
- Птицын А.Б., Абрамова В.А., Маркович Т.И., Эпова Е.С.** Геохимия криогенных зон окисления. Новосибирск : Наука, 2009. 88 с.
- Русаль О.С.** Гипергенные сульфаты группы роценита Шерловгорского олово-полиметаллического месторождения Забайкальского края // Вестник Томского государственного университета. 2015. № 400. С. 414–419.
- Сергутская О.С.** Прогноз образования сульфатов магния в карьере Шерловгорского месторождения Забайкальского края // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2013. № 2 (43). С. 67–71.
- Чудненко К.В.** Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск : Гео, 2010. 287 с.
- Щербакова Е.П.** Сульфатизация земной коры – следствие технической деятельности человека // Уральский минерал. Миасс : ИМин УрО РАН, 1995. № 5. С. 23–27.
- Эпова Е.С.** Геоэкологические аспекты поведения химических элементов в условиях криогенной зоны окисления на примере Удоканского месторождения (Восточное Забайкалье) : дис. ... геол.-минерал. наук. Томск, 2014. 129 с.
- Юргенсон Г.А.** Зона окисления в многолетнемерзлотных породах // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1997. Ч. СХХVI, № 5. С. 15–27.

Яхонтова Л.К. Поведение кобальта в зоне окисления Дашкесанского железорудного месторождения // Труды минералогического музея АН СССР. 1961. Вып. 11. С. 123–138.

Jambor J.L., Boyle R.W. Gunningite, a new zinc sulphate mineral from the Keno Hill-Galena area // Yukon, Canadian Mineralogist. 1962. № 7. P. 209–218.

Jambor J.L., Nordstrom D.K., Alpers C.N. Metal-sulfate Salts from Sulfide Mineral Oxidation // Sulfate Minerals. Rev. Miner. Geochem. 2000. V. 40. P. 303–350.

Marion G.M., Kargel J.S., Catling D.C. Modeling ferrous–ferric iron chemistry with application to martian surface geochemistry // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. V. 72. P. 242–266.

Marion G.M., Mironenko M.V., Roberts M.W. FrezChem: A geochemical model for cold aqueous solutions // Computers & Geosciences. 2010. V. 36. P. 10–15.

Moncur M.C. Hydrogeochemical, mineralogical and microbial processes occurring in old sulfide-rich tailing: Thesis doctor of philosophy in earth sciences. Waterloo, Ontario, Canada, 2015. 249 p.

Nordstrom D.K. Aqueous pyrite oxidation and the consequent formation of secondary iron minerals // Acid sulfate weathering. 1982. V 3. P. 37–39.

Автор:

Русаль Ольга Сергеевна, младший научный сотрудник, лаборатория геохимии и рудогенеза, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия.

E-mail: sergutskaya@mail.ru

Geosphere Research, 2018, 3, 51–57. DOI: 10.17223/25421379/8/5

O.S. Rusal

Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia

**PHYSICO-CHEMICAL MODEL OF FORMATION OF HYPERGENE SULFATES
ON EXAMPLE SHERLOVOGORSK DEPOSIT**

The results of modeling using the program complex “Selector” processes of hypergene sulfate formation in career of the Sherlovogorsk deposit in the temperature range of 0–45°C. Hypergene geochemical processes in the Sherlovogorsk field career developing at a fast pace and cover a significant part of the territory. The process of oxidation of ores and host rocks leads to the appearance of a large number of different minerals groups of sulfates, carbonates, oxides, hydroxides, etc. Sulfates are soluble and insoluble forms. Soluble ones are mainly represented by crystallohydrates with the formula $Me^{2+}SO_4 \cdot nH_2O$. Hypergene sulfates are ephemeral, the conditions of their occurrence and the limits of stability are rather limited, so the field studies are mostly not real. The method of computer modeling proposed by I.K. Karpov is based on the principle of work consisting in minimizing the Gibbs energy and building a thermodynamic model containing information about the qualitative and quantitative composition of the solution and the percentage of minerals dropped out of it, pH-Eh-parameters of the system.

The simulated system imitates the process of water evaporation on the evaporative geochemical barrier. In this model, attention is paid to the magnesium, copper and zinc minerals. At 0°C, the first of zinc, copper, magnesium, cobalt, sodium, lead and calcium sulfates, as well as quartz, hematite, alunite appear in the system.

The variety of sulfates, the order of their appearance and the field of stability are established, the series of sulfates are composed depending on the temperature and the number of moles of water in the simulated system.

Despite the large variety of sulfates formed on the geochemical barrier, the solution retains an increased concentration of zinc, copper, magnesium and other metals. This is due to the finding of natural-technogenic system in the culmination stage of the oxidation process, which is characterized by the presence of a large number of water-soluble metal sulfates, sulfides which are less stable in oxidative conditions, primarily sphalerite, chalcopyrite and galena. According to V.P. Zvereva oxidation of sphalerite leads to the formation of highly concentrated solutions, but of them there is no crystallization of technogene minerals, and zinc and sulfur completely passes into the solution. In the solution, with a small amount of water moles, the content of zinc, copper and magnesium and sulfur is high enough within $n \cdot 10^{-8}$ – $n \cdot 10^{-3}$, the pH ranges from 0.48–1.64, Eh = 1.13–1.22 Solutions are highly mineralized, even with a small amount of water moles in the model, a large amount of metals and sulfur is present in the solution, which determine low pH values and high reactivity.

Keywords: *Sherlovogorsk deposit, copper sulphate, magnesium sulphate, zinc sulphate, program complex “Selektor”.*

References

Avdonin V.N. *Tehnogennoe okislenie sulfidov Krasnogvardeyskogo mestorojdeniya na Urale* [Technogenic oxidation of sulfides of the Krasnogvardeisk Deposit in the Urals] // Materialy po mineralogii mestorojdeniy Urala. Sverdlovsk: UNTS AN SSSR, 1984. pp. 63–69. In Russian

Avchenko O.V., Chudnenko K.V., Aleksandrov I.A. *Osnovnyy fiziko-himicheskogo modelirovaniya mineralnykh system* [Fundamentals of physical and chemical modeling of mineral systems]. Moscow : Nauka, 2009. 232 p. In Russian

Belogub E.V., Scherbakova E.P., Nikandrova N.K. *Sulfaty Urala: rasprostranennost, kristallohimiya, genesis* [Sulphates of the Urals: prevalence, crystal chemistry, genesis]. Moscow : Nauka, 2007. pp. 30–31. In Russian

Bortnikova, S. B. *Geohimiya tyazhelykh metallov v tehnogennykh sistemah (voprosy formirovaniya, razvitiya i vzaimodeystviya s komponentami ekosfery)* [Heavy metals geochemistry in technogenic systems (problems of formation, development and interaction with components of the ecosphere): avtoref. dis. d-ra geol.-mineral. nauk. Novosibirsk, 2001. 48 p. In Russian

Dvurechenskaya S.S. *Mineralogiya zony gipergeneza odnogo iz zoloto-serebryanykh mestorojdeniy Severo-Vostoka SSSR* [Mineralogy of the hypergenesis zone of one of the gold and silver deposits of the North-East of the USSR]: avtoref. dis. kand. g.-m. nauk. M.: MGU, 1987. 20 p. In Russian

- Zhdanov Yu.Ya. *Mineralogiya zonyi okisleniya Kupolnogo olovo-serebryanogo mestorojdeniya* [Mineralogy of the oxidation zone of the Dome tin-silver Deposit] // *Geologiya i poleznye iskopaemye tsentralnoy chasti Glavnogo metallogenicheskogo poyasa Severo-Vostoka SSSR*. Yakutsk: Yakutskiy nauchnyy tsentr SO AN SSSR, 1989. pp. 133–151. In Russian
- Zvereva V.P., Yastremskaya E.A., Lysenko A.I. *Otsenka vliyaniya rudnichnykh vod polimetallicheskikh i kassiterit-sulfidnykh mestorojdeniy Dalnegorskogo rayona na gidrosferu metodom fiziko-himicheskogo modelirovaniya*. [Estimation of influence of mine waters polymetallic and cassiterite-sulfide deposits of the Dalnegorsk district on the hydrosphere by the method of physical-chemical modeling] // *Ekologicheskaya himiya*. 2014. 23(3). pp. 159–166. In Russian
- Eryomin O.V. *Kriomineralogenez v zone okisleniya Udokanskogo mestorozhdeniya*: dissertatsiya kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk. Chita, 2004. 102 p. In Russian
- Karasik M.A. *Povedenie kobalta v zone okisleniya sulfidnykh mestorojdeniy* [The behavior of cobalt in the oxidation zone of sulfide deposits] // *Voprosy mineralogii, geohimii i petrografii*. Izd-vo AN SSSR, 1946. pp. 275–282. In Russian
- Karpov I.K. *Optimalnoe programmirovaniye v fiziko-himicheskoy modelirovaniy obratimyykh i neobratimyykh protsessov mineraloobrazovaniya v geohimii* [Optimal programming physical-chemical simulations of reversible and irreversible processes of mineral formation in Geochemistry] // *Ejegovnik-1970*, SibGEOHI. Irkutsk, 1971. pp. 372–383. In Russian
- Karpov I.K. *Razrabotka teoreticheskikh osnov fiziko-himicheskogo modelirovaniya prirodnykh protsessov mineraloobrazovaniya na EVM* [Development of theoretical bases of physical and chemical modeling of natural processes of mineral formation on the computer] // *Fundamentalnye issled. Nauka o Zemle*. Novosibirsk: Nauka, 1977, pp. 91–94. In Russian
- Karpov I.K., Chudnenko K.V., Artemenko M.V., Bychinskiy V.A., Kulik D.A. *Termodinamicheskoe modelirovaniye geologicheskikh sistem metodom vyipuklogo programmirovaniya v usloviyakh neopredelennosti* [Thermodynamic modeling of the systems by the method of convex programming in the conditions of uncertainty] // *Geologiya i geofizika*. 1999. T.40. No 7. pp. 971–988. In Russian
- Karpov I.K. *Fiziko-himicheskoe modelirovaniye na EVM v geohimii* [Physicochemical computer modeling in Geochemistry]. - Novosibirsk: Nauka, 1981. 247 p. In Russian
- Karpov I.K. *Fiziko-himicheskoe modelirovaniye ravnovesnykh i neravnovesnykh protsessov mineraloobrazovaniya na EVM metodami lineynogo i nelineynogo programmirovaniya* [Physicochemical modeling of the equilibrium and non-equilibrium processes of mineral formation on a computer methods of linear and nonlinear programming] // *Mejdunar. geohim. kongr.: Tez. dokl. T. 2*. Moscow, 1971. pp. 511–513. In Russian
- Kasatkin A.V., Klopotov K.I., Plashil Y.A. *Gipergennyie mineraly Sherlovoy Goryi* [Hypergene minerals of the Sherlovaya Gora] // *Mineralogicheskii almanah: Sherlovaya Gora*. 2014. T.19. Vyp. 2. pp. 94–137. In Russian
- Pavlyukova V.A., Markovich T.I. *Geohimicheskiiye protsessy v kriogennykh zonakh okisleniya sulfidnykh mestorojdeniy* [Geochemical processes in cryogenic zones of sulfide deposits oxidation] // *Chemistry for sustainable development*. 2006. No 1. S. AFR. 89–96. In Russian
- Ptitsyn A.B., Abramova V.A., Markovich T.I., Epova E.S. *Geohimiiya kriogennykh zon okisleniya* [Geochemistry of cryogenic zones of oxidation]. Novosibirsk, Nauka, 2009, 88 p. In Russian
- Rusal O.S. *Hypergene sulfates of the rozenite group of the Sherlovogorsk tin-polymetallic deposit of Transbaikal Krai* // *Tomsk State University Journal*. 2015. 400. pp. 414–419. In Russian
- Sergutskaya O.S. *Prognoz obrazovaniya sulfatov magniya v karere SHerlovogorskogo mestorojdeniya Zabaykalskogo kraja* [Predict of the formation of magnesium sulphates in the career of Sherlovogorsk deposits of Trans-Baikal region] // *Izvestiya Sibirskogo otdeleniya seksii nauk o Zemle Rossiyskoy akademii estestvennykh nauk. Geologiya, poiski i razvedka rudnykh mestorojdeniy*. No 2 (43). 2013. pp. 67–71. In Russian
- Chudnenko K.V. *Termodinamicheskoe modelirovaniye v geohimii: teoriya, algoritmy, programmnoye obespecheniye, prilozheniya* [Thermodynamic modeling in Geochemistry: theory, algorithms, software, applications]. Novosibirsk: Akademicheskoe izd-vo «Geo», 2010. 287 p. In Russian
- Scherbakova E.P. *Sulfatizatsiya zemnoy koryi posledstvie tehniceskoy deyatelnosti cheloveka* [Sulfation of the crust is a consequence of the technical activities of the person] // *Uralskiy mineral. sb*. Miass: IMin UrO RAN, 1995. No 5. pp. 23–27. In Russian
- Epova, E.S. *Geo'kologicheskiiye aspekty' povedeniya ximicheskikh e'lementov v usloviyakh kriogennoy zony' okisleniya na primere Udokanskogo mestorozhdeniya (Vostochnoe Zabajkal'e)*: dissertatsiya kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk. Tomsk, 2014. 129 p. In Russian
- Yurgenson G.A. *Zona okisleniya v mnogoletnemerzlotnykh porodakh* [oxidation zone in permafrost] // *Zap. Vsesoyuz. mineral. obshchestva*. 1997. CH. CXXXVI. No 5. pp. 15–27. In Russian
- Yahontova L.K. *Povedenie kobalta v zone okisleniya Dashkesanskogo jelezorudnogo mestorojdeniya* [Behavior of the cobalt in the oxidation zone of Dashkesan iron ore Deposit] // *Tr. mineral. muzeya AN SSSR*. 1961. Vyp. 11. pp. 123–138. In Russian
- Jambor J.L., Boyle R.W. Gunningite, a new zinc sulphate mineral from the Keno Hill-Galena area, Yukon. *Canadian Mineralogist*. 1962. 7. pp. 209–218.
- Jambor J.L., Nordstrom D.K., Alpers C.N. Metal-sulfate Salts from Sulfide Mineral Oxidation // *Sulfate Minerals. Rev. Miner. Geochem.* 2000. V. 40. pp. 303–350.
- Marion, G.M. Modeling ferrous–ferric iron chemistry with application to martian surface geochemistry / G. M. Marion, Kargel J.S., Catling D.C. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 72, pp. 242–266.
- Marion, G.M. Mironenko M.V., Roberts M.W. *FrezChem: A geochemical model for cold aqueous solutions* // *Computers & Geosciences*. 2010. V. 36, pp. 10–15.
- Moncur, M. C. *Hydrogeochemical, Mineralogical and Microbial Processes Occurring in Old Sulfide-Rich Tailing*: Thesis Doctor of Philosophy in Earth Sciences. Waterloo, Ontario, Canada, 2015. 249 p.
- Nordstrom D.K. Aqueous pyrite oxidation and the consequent formation of secondary iron minerals // *Acid sulfate weathering*. 1982. V.3, pp. 37–39.

Author:

Rusal Olga S., Junior Researcher, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia.

E-mail: sergutskaya@mail.ru

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.89-4.036

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ САРТАНСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ МУЙСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Ф.И. Еникеев

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

В пределах горного обрамления Муйской впадины (Северное Забайкалье) преимущественно дистанционными исследованиями гляциогенных форм рельефа и их абсолютных высот установлены нижняя граница хионосферы, области питания ледников, границы и параметры ледников максимальной фазы последнего позднеплейстоценового оледенения. Эти исследования включали: а) дешифрирование аэрофото- и космоснимков; б) выявление типоморфных ледников с максимальным количеством сохранившихся деструктивных и аккумулятивных гляциогенных форм; в) идентификацию ледников разобщенных центров оледенения; г) построение палеогеографической карты сартанского оледенения (МИС-2) используя, как базовую, топографическую основу масштаба 1:500 000. Полученные результаты позволили установить депрессию снеговой границы в максимум последнего похолодания на 1 300–1 400 м по отношению к современной климатической. Выявлены особенности деформации нижней границы хионосферы. Реконструкция палеогеографической обстановки показала распространение простого и сложного (дендритового) типа горно-долинных ледников, а также сетчатого и горно-покровного оледенения на некоторых участках вершинного пояса гор.

Ключевые слова: *поздний плейстоцен, оледенение, экзарация, морена, палеогляциология, снеговая граница, Муйская впадина, Северное Забайкалье.*

Краткая история изучения и постановка проблемы

Район исследования охватывает территорию листа О-50-В Северного Забайкалья в среднем течении р. Витим (рис. 1).

Следы древних оледенений в Забайкалье и Прибайкалье установлены П.А. Кропоткиным во второй половине XIX в. [Кропоткин, 1867]. Он был первым исследователем Восточной Сибири, высказавшим мнение о широком развитии покровного оледенения. Согласно его докладу в «Британской ассоциации поощрения наук», высоты с абсолютными отметками свыше 900 м подвергались оледенению как в Сибири, так и в соседней Монголии [Кропоткин, 1894]. В дальнейшем упоминания о признаках оледенения в этом районе, а также описание следов экзарационной и аккумулятивной деятельности ледников четвертичного периода встречаются в публикациях многих исследователей Прибайкалья и Забайкалья [Обручев, 1929; 1938; Думитрашко, 1952; Галкин, 1961 и др.].

В.А. Обручевым в 1929 г. составлена первая стратиграфическая схема четвертичных отложений Прибайкалья и Забайкалья. Она на многие годы являлась основной и оставалась базовой при совершенствовании ее последующими исследованиями. В предложенной схеме выделены ледниковые образования первой (максимальной) эпохи оледенения

(Q_{II}) и ледниковые образования второй эпохи оледенения (Q_{III}). В третьем томе монографии «Геология Сибири», изданном в 1938 г., обращает на себя внимание иллюстрация «Карта максимального оледенения Сибири», на которой все горные сооружения вокруг Байкала находятся под ледниковыми щитами горно-покровного оледенения. И это при превалирующем на то время мнении климатологов и геологов о невозможности развития покровных оледенений в Сибири из-за малого количества твердых осадков и резко континентального климата [Воейков, 1881; Суслов, 1954]. Отрицалась даже возможность формирования горно-долинных ледников Байкало-Станового нагорья [Мейстер, 1910]. Вывод о значительных масштабах древних оледенений доминировал и в последующих работах В.А. Обручева. Аналогичных взглядов придерживаются многие исследователи, несмотря на принципиальные отличия во взглядах как на возрастные, так и генетические составляющие стратиграфических уровней предложенной схемы расчленения четвертичных отложений.

Впоследствии специалистами различных научных и производственных подразделений составлены многочисленные региональные стратиграфические схемы, которые отличались от первой последовательно возрастающей детальностью расчленения неоген-четвертичных отложений [Корнутова, Хотина, 1967; Равский, 1972; Стратиграфия... 1976; 1981;

Карасев, 2002 и др.]. В конечном итоге многолетними исследованиями установлены, а Межведомственным стратиграфическим совещанием утверждены

четыре эпохи оледенений в Прибайкалье и Забайкалье. Стратиграфическая схема опубликована в [Стратиграфия СССР, 1984].

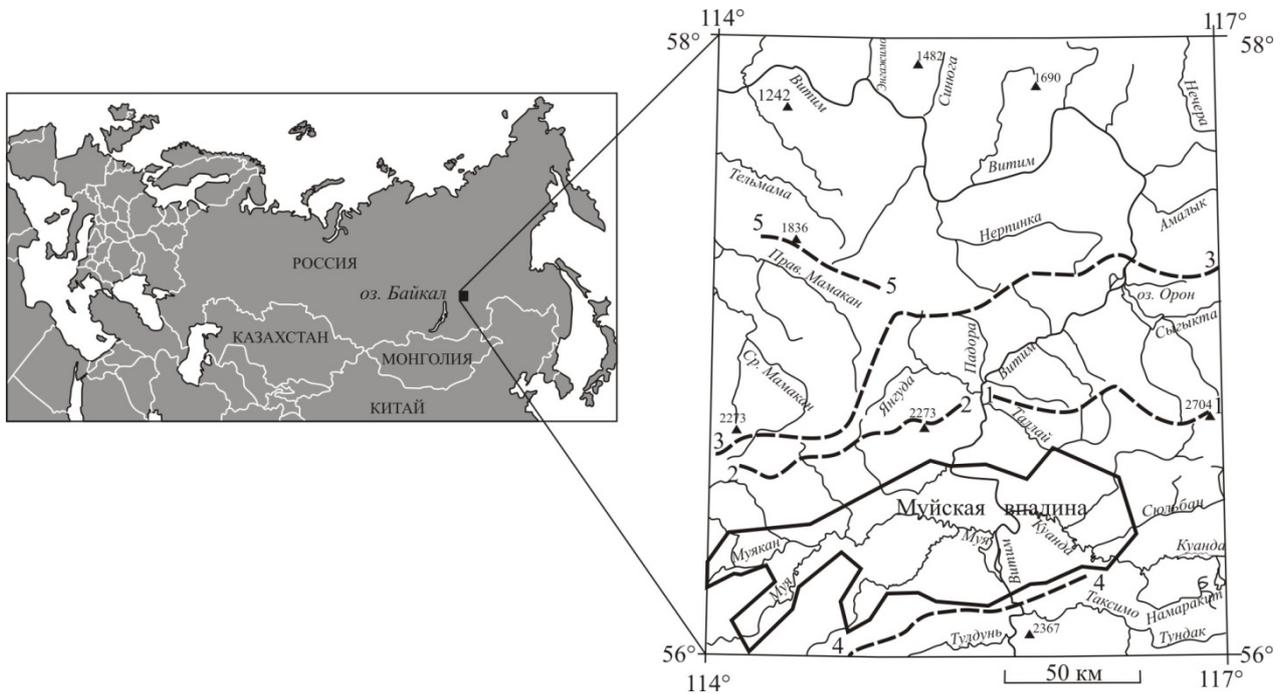


Рис. 1. Область исследования, лист О-50-В

Хребты: 1 – Кодар, 2 – Северо-Муйский, 3 – Делюн-Уранский, 4 – Южно-Муйский, 5 – Аглан-Ян

Fig. 1. Area under investigation

Ridges: 1 – Kodar, 2 – Severo-Muyskiy, 3 – Delyun-Uranskiy, 4 – Yuzhno-Muyskiy, 5 – Aglan-Yan

Кардинальное изменение взглядов на количество и масштаб оледенений Прибайкалья и Забайкалья возникло после опубликования материалов исследования четвертичных отложений Прибайкалья с использованием радиоуглеродного датирования. Необходимо иметь в виду, что к этому времени на юге Восточной Сибири, включая Забайкалье и Прибайкалье, два конечно-моренных комплекса, отчетливо выраженные в рельефе, увязывались с оледенениями в среднем и верхнем плейстоцене (Q_{II} и Q_{III}). На этом основывалось стратиграфическое расчленение четвертичных отложений при проведении геолого-съёмочных работ специалистами геологических управлений Иркутской, Читинской областей и Бурятской автономной республики, а также Всесоюзного аэрогеологического треста Мингео СССР. На всех изданных по этой территории геологических картах среднего и мелкого масштаба показаны ледниковые отложения среднего и верхнего плейстоцена.

Радиоуглеродные даты, полученные из межледниковых горизонтов в долинах рек Тья, Фролиха, Рель, показали, что эти два ледниковых горизонта относятся к оледенениям только позднего неоплейстоцена (муруктинское – Q_{III}^2 и сартанское – Q_{III}^4)

[Мац, Покатилов, 1976]. Также из древесного материала межледниковых отложений Чарской впадины в интервале 41,1–73 м, вскрытых скважиной глубиной 1 180 м, Х.А. Арслановым определена радиоуглеродная дата $38\,210 \pm 870$ лет (ЛУ 977) [Еникеев, 1986]. В дальнейшем огромное количество радиоуглеродных дат подтвердили, что последнее оледенение охватывало значительные части горных сооружений Байкало-Станового нагорья [Кривоногов, 2010].

Современные исследования с целью определения абсолютного возраста ледниковых валунов методом оптически стимулированной люминесценции (OSL) и космогенных изотопов ^{10}Be проводились зарубежными специалистами на конечной морене ледника Сыгыкта (район оз. Орон) и в 10 пунктах Чарской впадины. Полученные даты легли в интервале $10,0 \pm 0,8$ – $22,8 \pm 1,4$ тыс. лет [Margold et al., 2016; 2018]. Эти данные дополнительно подтвердили выполненные ранее палеогеографические реконструкции [Еникеев, 1986; 2006]. Ледник в долине р. Сыгыкта в максимальную фазу сартанского оледенения имел протяженность до 150 км.

Тем не менее до настоящего времени не ослабевает дискуссия о сроках последнего оледенения, ко-

личестве ледниковых периодов и, главным образом, масштабах каждого из них. В частности, некоторые испытатели природы отрицают возможность выдвигания ледников Хамар-Дабана на побережье Байкала [Ивановский, 2006]. Одним из последних сообщений по проблемам гляциологии, рассматривающих характер последнего оледенения в хребтах Прибайкалья, являются работы Э.Ю. Осипова с коллективом специалистов [Осипов, Грачев, Мац, 2003; Osipov, Khlystov, 2010]. Несмотря на итоговый характер решения проблемы сартанского оледенения Байкальской рифтовой зоны, следует согласиться с утверждением Е.Е. Кононова, что «в многочисленных публикациях описано большое разнообразие ледниковых форм рельефа и ледниковых отложений в горном обрамлении Байкала, а также на участках байкальского побережья, <...> но до сих пор нет единого мнения по многим аспектам древних оледенений» [Кононов, 2014, с. 91].

Цель данного исследования – построение палеогеографической карты максимальной фазы последнего в позднем плейстоцене оледенения горного обрамления Муйской впадины, основанное главным образом на методах дистанционного выявления и латеральной интерполяции ледниковых форм рельефа с последующим геоморфологическим анализом. Используются также публикации о морфо- и геохронологии, результатах научно-практических исследований и материалы геологического картирования.

Методы и способы исследования

Время оледенения. Каждая палеогляциологическая реконструкция базируется не только на определении пространственных параметров оледенения, но и на выяснении хронологических рамок. Традиционная хронология основана на взаимоотношениях ледниковых образований с перигляциальными и межледниковыми отложениями, а также на методах абсолютного датирования. При использовании дистанционных методов исследований доминантное значение приобретает анализ степени сохранности микро- и мезоформ гляциального рельефа, находящихся под интенсивным воздействием денудационных процессов послеледниковья.

Горные хребты и их отроги на территории листа О-50-В изобилуют формами рельефа ледниковой генерации, главными из которых являются кары. Принадлежность кара к последнему оледенению определяется в основном по трем морфологическим признакам. Это «свежесть» нивационных и экзарационных форм, наличие карового озера и / или современного каменного глетчера. В условиях максимального склонового транзита продуктов выветривания в крутосклонном, глубоком и крайне ограни-

ченном пространстве сохранность карового, как правило, небольшого озера свидетельствует об его возникновении в недалеком прошлом. Наличие каменного глетчера, который даже в современных условиях при незначительном понижении климатической снеговой границы может преобразоваться в каровый ледник, также свидетельствует о происхождении или модификации кара в период последнего криохрона. Аналогичную динамику криогенно-гляциальных процессов можно наблюдать в районах современного оледенения на хребте Кодар при анализе разновысотных ледниковых цирков [Еникеев, Старышко, 2014; Еникеев, 2017]. Таким образом, выделение высотного каменно-глетчерового пояса в вертикальной поясности горных систем позволяет определить принадлежность кара к ледникам последнего глобального похолодания в конце неоплейстоцена.

В области абляции небольшие озера типа «ласточкино гнездо», приуроченные к крутым склонам ледниковых долин и подпруженные береговым валом, сохранились в первозданном виде, хотя находятся под интенсивным воздействием склоновых процессов. На севере Забайкалья по наблюдениям в области муруктинского оледенения (МИС 4) озера, подвешенные береговыми моренными грядами на склонах ледниковых долин, встречаются крайне редко и только на пологих склонах. Многие компенсированы осадками или дренированы. Эти сведения в комплексе с другими признаками дают возможность возрастной оценки оледенения.

Морфохронологическим критерием оценки возраста ледниковых образований является порядок краевых и конечных образований от самого молодого, расположенного наиболее близкого к центру оледенения, до самых удаленных и, естественно, более древних. Исходной (нулевой) точкой отсчета древних оледенений Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) являются районы современного оледенения Байкало-Станового нагорья.

Многочисленные радиоуглеродные и термолюминесцентные даты, полученные из различных фациальных отложений коррелятных моренам во всех морфоструктурных подразделениях БРЗ, однозначно свидетельствуют о сартанском (МИС 2) возрасте последнего оледенения Прибайкалья и Забайкалья [Мац, Покатилов, 1976; Еникеев, 1986; Колман и др., 1993; Инешин, 2003; Кривоногов, 2010]. Этот же возраст конечных морен подтвержден методами оптически стимулированной люминесценции (OSL) и космогенных изотопов ^{10}Be [Margold et al., 2016].

Выявление ритмических климатических колебаний, определивших динамику растительных сообществ юга Восточной Сибири, основано на результатах спорово-пыльцевого анализа керн параметрических скважин во впадинах БРЗ [Безрукова и др., 1999; Еникеев, Старышко, 2009]. Крупно- и средне-

периодные изменения климата различной продолжительности, установленные палинологией, позволяют соотнести последнее оледенение Прибайкалья и Забайкалья с глубоким похолоданием в конце позднего неоплейстоцена.

Воссоздание ледника. Основой реставрации бывшего оледенения является выявление морфологически выраженных следов деструктивного и аккумулятивного воздействия ледников на доледниковый рельеф [Щукин, 1960; Райс, 1980; Еникеев, Старышко, 2009].

В области питания ледника экзарационная деятельность ледовых масс отчетливо проявилась созданием мезо- и микроформ рельефа: кары, трог, курчавые скалы, «бараньи лбы», нунатаки, рвы, желоба, выемки, борозды сглаживания, шлифованные коренные склоны, конфлюэнтные ступени, висячие трог на участках перетока льда в соседние долины, плечи трога и др.

Для восстановления горного ледника и определения уровня заполнения долины льдом абсолютные отметки большинства экзарационных форм используются по формуле «не ниже». Наиболее близко совпадают с поверхностью реставрируемого ледника продольная граница между нивационной и экзарационной частями склона трога (плечо), а также верхняя граница шлифовки коренного склона. Достоверной и практически контролирующей поверхностью ледника является борозда сглаживания, часто выраженная в виде границы между шлифованным склоном и нависающим над ним или даже имеющим обратный уклон скалистым обвальным осыпным (нивационным) бортом ледниковой долины. Довольно близко совпадает с поверхностью льда бывшего магистрального ледника высотная отметка дна висячего бортового кара, не имеющего троговой составляющей. Достаточно надежно определяется ледниковая поверхность в высоких седловинах, по которым осуществлялся переток льда переметного или сетчатого ледника минимальной мощности.

В области абляции протяженные аккумулятивные гряды контролируют положение поверхности ледника в долинах. Они довольно часто несут информацию, отвечающую понятию «отпечаток ледника». Это главным образом береговые и контурные морены. Кардинальное отличие береговой и боковой морены связано с условиями формирования. Боковая субгляциальная морена возникает в результате воздействия ледника на доледниковые отложения склона долины и чаще всего на коренной склон. После деградации материал боковой морены оползает на дно трога, формируя валоподобные скопления обломочного материала (мерзлотный крип), или залегает относительно маломощным слоем на пологих склонах ледниковых долин. Текстура, структура и состав ее практически не отличаются от основной (донной) морены. Береговая морена – образование абляцион-

ной природы и формируется на границе склона с ледником, имеющим в области таяния выпуклую поверхность. Аккумуляция терригенного материала, поступающего с тающего ледника, воздействие талых вод и маргинального потока существенно изменяют вещественный и качественный состав морены. Обломочный материал, как правило, окатанный и в значительной степени промыт от мелкой и тонкой фракции. Кроме того важным показателем является полное отсутствие гляциодинамических структур, характерных для субгляциальной морены.

После деградации оледенения отложения береговых морен приобретают облик узкой и протяженной гряды, контролирующей бывшее положение края ледника. В силу своего генезиса нагорный (проксимальный) конец аккумулятивной гряды располагается на границе области питания и абляции ледника и отражает высотное положение орографической снеговой линии, если на этом участке крутизна склона меньше угла естественного откоса. Грядово- и бугристо-западинный рельеф конечно-моренного комплекса, довольно часто подчеркнутый контурным валом, разительно отличается от морфологии окружающей территории и не представляет сложности в идентификации при дешифрировании аэрофото- и космических снимков. Конечные и краевые образования служат основным показателем максимального продвижения ледника в перигляциальную зону.

В пределах глубоко и резко расчлененного рельефа при больших уклонах тальвега долин сохранность конечных морен минимальна или вовсе исключена. В этих условиях для определения высоты снеговой границы и масштабов оледенений особую ценность представляют соседние распадки и долины, где в той или иной мере присутствуют элементы краевых и конечных форм приемлемой сохранности. Это позволяет в рассматриваемой ландшафтной зоне интерполировать возможное положение конца бывшего ледника, исходя из ситуации в сопредельных долинах.

В перигляциальной зоне важным источником реставрации палеогеографических особенностей и определения некоторых параметров ледниковых языков имеют эрозионные формы: ярусные и эпигенетические долины, спиллвеи, омоложенные участки склонов, возникшие в результате воздействия маргинального потока и при стоке из озер, подпруженных ледниками, и т.д. [Еникеев, Старышко, 2009].

Определение положения палеоснеговой границы. Для восстановления общей картины оледенения необходимо определение высотного положения древней снеговой границы (линии). Она очерчивает область питания ледника, сообразно которой осуществляется пространственная и коррелятивная связь разновозрастных ледниковых образований как с гляциальной обстановкой в сопредельных долинах, так и с разобщенными в пространстве положитель-

ными морфоструктурами (хребты, горные узлы, мо-надноки). Устанавливается путем последовательного приближения сверху по наблюдениям минимальных высот гор, гольцов, монадноков и других компактных положительных морфоструктур, на вершинах которых только наместились деструктивные следы ледников – так называемый метод вершин, или метод Партча и Брюкнера. Цепочка ледниковых мини-каров и нивационных воронкообразных расширений, приуроченная к периферийным частям ундулирующих хребтов и их отрогов, отчетливо подчеркивает высоту снеговой границы. К прямым признакам, позволяющим восстановить высоту орографической снеговой границы, относится положение нагорного конца гряды береговой морены на склоне ледниковой долины. Согласно условиям формирования аккумулятивной гряды, ее проксимальный конец напрямую связан с линией, разделяющей области питания и абляции ледника, и отвечает высотному положению его фирно-ледяной границы. На этом уровне меняется морфология поверхности ледника – от вогнутой в области питания к выпуклой в области абляции.

Принципиальным является выяснение величины глобальной, региональной и локальной депрессии снеговой границы, обусловленной как климатическими факторами, так и орографией горных сооружений, высотами их водоразделов и фронтальных уступов, а также ориентацией в пространстве и экспозицией склона [Еникеев, 2006].

Количественные показатели параметров оледенения и высотного положения снеговой границы в абсолютных отметках устанавливаются по долинам и распадкам, где наблюдаются наиболее сохранившиеся и яркие следы деструктивной и аккумулятивной деятельности ледников. Типоморфные (опорные) ледники

выявляются по возможности во всех основных ландшафтных подразделениях, что обеспечивает их равномерное распределение по площади оледенения.

Процесс восстановления ледников по абсолютным отметкам деструктивных и аккумулятивных следов требует использования топографических карт, аэрофото- и космических снимков крупных и средних масштабов в зависимости от размеров объекта гляциальной морфологии и степени его детализации. Палеогеографические построения существенно облегчаются при использовании компьютерных программ Google Earth Pro и SAS.Planet.Release, позволяющих работать в системе 3D с различной разрешающей способностью космоснимков и с любой детальностью горизонтального сечения рельефа.

В связи с большой площадью рассматриваемых территорий окончательная генерализация первичного материала проведена на топооснове масштаба 1:500 000.

Результаты исследования

Конечным результатом исследования является построение палеогеографической карты сартанского оледенения горного обрамления Муйской впадины. В пределах хребтов Кодар, Северо-Муйский, Делюн-Уранский, Южно-Муйский, Аглан-Ян и разобщенных горных массивов из многих проявлений ледниковой деятельности, выраженных экзарационными и аккумулятивными формами рельефа, определены 25 опорных участков, на которых реставрация ледника не представляет сложности (таблица, рис. 2). Типовые ледники характеризовали специфику гляциальной ситуации в связи с особенностями климата и орографии в долинах, на водоразделах различных порядков и их склонах (таблица).

Типоморфные ледники сартанского оледенения горного обрамления Муйской впадины

Typomorphic glaciers of the Sartan glaciation of the mountain framing of the Mui depression

№	Местоположение		Абсолютные отметки, м				Гляциформы**	
	Ледник*	Координаты	Водораздел	Головной кар	Конец ледника	Снеговая линия	Экзарационные	Аккумулятивные
1	Правая Черная (р. Витим)	57°41'05" с.ш. 116°42'04" в.д.	1 764	переметный	980	1 300–1 400	++	+++
2	Кипятная (р. Витим)	57°34'41" с.ш. 116°43'05" в.д.	1 813	переметный	500	1 300–1 400	+++	+++
3	Лабазный (р. Витим)	57°12'06" с.ш. 116°35'41" в.д.	2 103	1 610 озеро, к.г.	490	1 300–1 400	+++	+++
4	Жуя (вершина долины)	57°52'30" с.ш. 115°58'12" в.д.	1 690	переметный	1 050	1 200–1 300	+++	+++
5	Бугуя Маскит (р. Прав. Мамакан)	57°12'13" с.ш. 114°51'55" в.д.	1 810	переметный	1 190	1 200–1 300	++	+++
6	Тельмама (р. Мамакан)	57°23'15" с.ш. 114°31'45" в.д.	1 836	1 580 озеро, к.г.	850	1 200–1 300	+++	+++
7	Нерпинка (р. Витим)	57°17'42" с.ш. 116°05'28" в.д.	1 845	1 400 озеро, к.г.	1 000	1 300–1 400	+++	+++
8	Орловка (р. Нерпинка)	57°11'45" с.ш. 115°34'59" в.д.	1 850	переметный	720	1 400	+++	+++

№	Местоположение		Абсолютные отметки, м				Гляциформы**	
	Ледник*	Координаты	Водораздел	Головной кар	Конец ледника	Снеговая линия	Экзарационные	Аккумулятивные
9	Падора (р. Витим)	56°59'51" с.ш. 115°37'24" в.д.	2 062	1 570 озеро, к.г.	700	1 400	+++	+++
10	Безымянный (р. Прав. Мамакан)	57°14'33" с.ш. 114°10'29" в.д.	1 865	1 520 озеро, к.г.	890	1 300–1 400	+++	+++
11	Якра (р. Прав. Мамакан)	57°03'15" с.ш. 114°34'18" в.д.	1 730	1 390 озеро	1 120	1 300–1 400	+++	+++
12	Дяля (р. Ср. Мамакан)	56°49'33" с.ш. 114°24'57" в.д.	1 974	1 780 озеро	1 030	1 400–1 500	+++	++
13	Бол. Кочё (р. Янгуда)	56°48'39" с.ш. 115°18'08" в.д.	2 273	1 700 к.г.	910	1 400–1 500	+++	+++
14	Парама (р. Витим)	56°41'10" с.ш. 114°51'21" в.д.	2 138	1 750 озеро, к.г.	1 000	1 500	+++	+++
15	Сунуёкит (р. Ирбо)	56°33'20" с.ш. 114°10'23" в.д.	2 437	1 900 озеро, к.г.	900	1 500–1 600	+++	+++
16	Безымянный (оз. Орон)	57°04'13" с.ш. 116°25'44" в.д.	1 850	1 550 к.г.	1 040	1 400	+++	+++
17	Чипокто (р. Сюльбан)	56°32'04" с.ш. 116°43'47" в.д.	2 255	переметный	1 130	1 700	+	+++
18	Безымянный (р. Таллай)	56°49'06" с.ш. 115°47'09" в.д.	1 912	1 500 к.г.	1 150	1 400	++	++
19	Безымянный (р. Витим)	56°43'06" с.ш. 115°40'57" в.д.	1 959	1 650	1 310	1 500	+++	++
20	Каменный (р. Витим)	56°37'50" с.ш. 115°43'41" в.д.	1 989	1 730	1 230	1 500–1 600	++	+
21	Делинда (р. Муя)	56°08'06" с.ш. 114°04'32" в.д.	2 214	2 020	1 130	1 700	+++	++
22	Мудирикан (р. Муя)	56°06'39" с.ш. 114°40'28" в.д.	2 100	1 660	1 330	1 700	++	++
23	Стрелка (р. Тулдунь)	56°07'38" с.ш. 115°24'13" в.д.	2 134	1 530	1 080	1 600–1 700	++	++
24	Безымянный (р. Таксимо)	56°11'18" с.ш. 115°55'32" в.д.	1 943	1 600 к.г.	1 100	1 600–1 700	++	++
25	Безымянный (р. Тундак)	56°05'51" с.ш. 116°45'15" в.д.	2 150	1 830	1 260	1 700	++	++

Примечание: * – название палеоледника по наименованию долины, горы и других географических объектов; ** – полуколичественная оценка сохранности ледниковых форм рельефа: + – приемлемое (отдельные пункты); ++ – достаточное (разобщенная последовательность объектов); +++ – максимальное («отпечаток» ледника); к.г. – каменный глетчер.

Note: * – the name of the paleo-glacier by name of the valley, mountains and other geographical objects; ** – semi-quantitative assessment of the preservation of glacial landforms: + – acceptable (individual items); ++ – sufficient (disconnected sequence of objects); +++ – maximum (“imprint” of the glacier); к.г. – stone glacier.

Учитывая, что на рассматриваемой территории кары последнего оледенения распределены в широком диапазоне высот как в меридиональном, так и широтном направлениях (от 1 100 до 2 150 м над уровнем моря), для получения общей картины оледенения становится необходимым выяснение характера нижней границы хионосферы в эпоху последнего глобального похолодания (см. рис. 2).

В максимальную фазу последнего оледенения линия пересечения нижней границы хионосферы с рельефом оконтуривала площади, имеющие положительный баланс твердых атмосферных осадков. Устойчивый снеговой покров определял области питания ледников. За пределами горных сооружений изолинии климатической (теоретической) снеговой границы восстановлены с использованием материалов исследования сопредельных территорий [Еникеев, 2006].

Особенности климата, орографии и разнообразная экспозиция склонов водоразделов определили своеобразное поведение нижней границы хионосферы (рис. 2). В региональном плане отмечается ее повышение от 1 200 м над уровнем моря в северо-западной части территории до 1 800 м в юго-восточной. В том же направлении увеличиваются высоты горных сооружений от 1 000–1 200 до 2 500–2 700 м. Опережающий рост высоты местности по сравнению с повышением снеговой границы обусловил резкое увеличение области питания. Она охватила весь хребет Кодар и его отроги (рис. 3).

Современные знания о климате Забайкалья, сложившиеся в 1960–1970-е гг., свидетельствуют, что фактическое количество осадков, рассчитанное по вертикальному градиенту от предгорных метеостанций, на высотах 2 500–2 600 м составля-

ет 800–1 000 мм/год. Из них более половины – ниже 0°С на этой высоте продолжается 10 месяцев в году. твердые, так как период с температурой воздуха

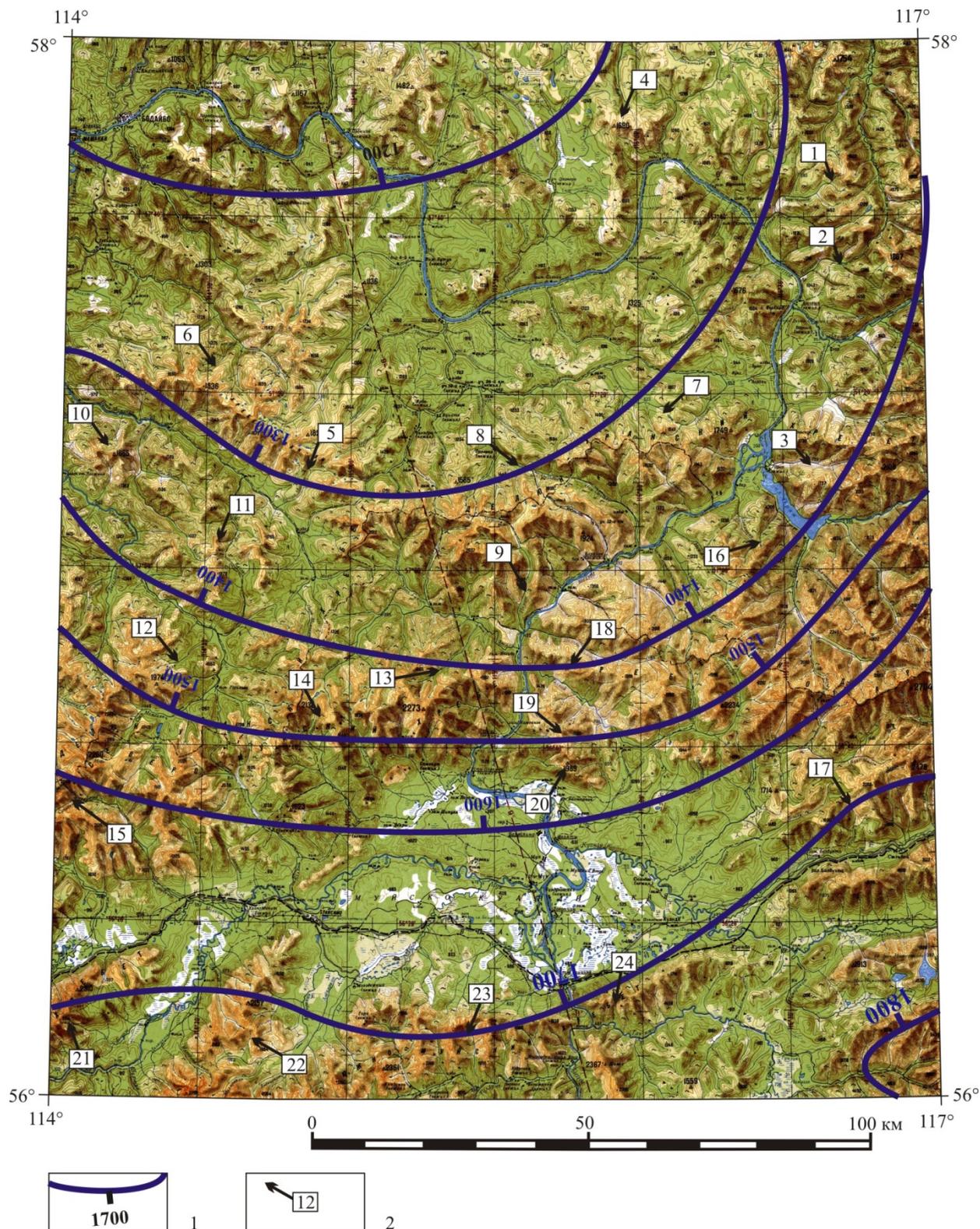


Рис. 2. Снеговая граница сартанского оледенения в среднем течении р. Витим (лист О-50-В)

1 – Изохион, цифра – абс. отметка, м; 2 – место и номер типоморфного ледника (см. таблицу)

Fig. 2. Sartan glaciation snow line in middle course Vitim River.

1 – Isochions, numeral – absolute point, m; 2 – Location and number of the typomorphic glacier (see table)

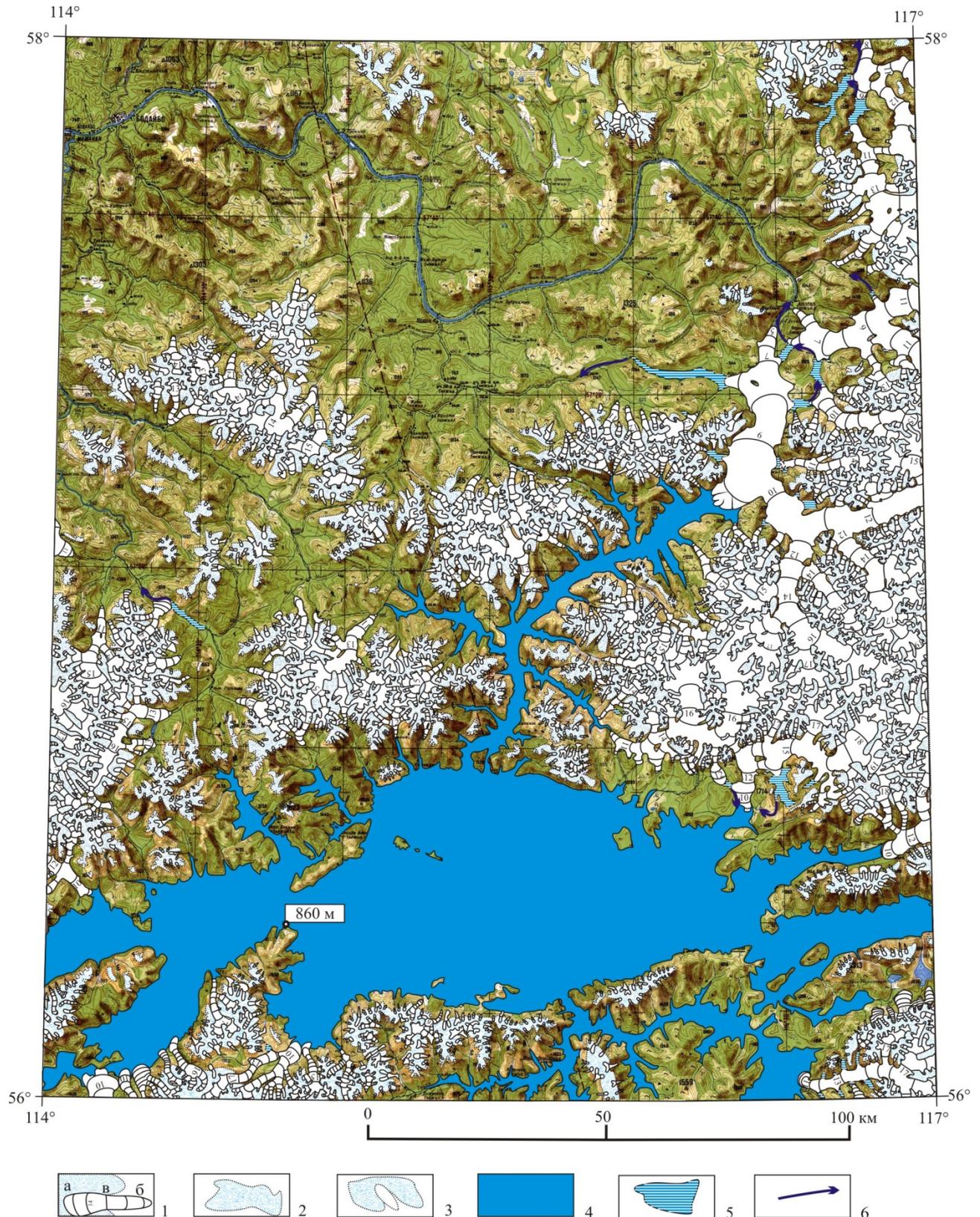


Рис. 3. Палеогеографическая карта сартанского оледенения горного обрамления Муйской впадины

1 – ледник и изолинии поверхности ледника кратные 100: а – изолинии в области питания; б – в области абляции; в – фирновая линия; 2 – область питания; 3 – снежник; 4 – ледниково-подпрудное озеро палеоВитим; 5 – подпрудные озера; 6 – сток из подпрудных озер

Fig. 3. Paleogeographical map of the Sartan glaciation of the Mountain frame of the Mui depression

1 – Glacier and character of glacier surface isolate have a multiplicity of 100: a – ablation area; b – firn edge; c – glacier nourishment area; 2 – Snow patch; 3 – Snow line; 4 – Glacial-dammed lake PaleoVitim; 5 – Ice-dam lake; 6 – Water outflow from dammed lakes

Очевидно, что и в сартанское время существовала такая закономерность. Депрессия палеоснеговой границы на 1 300–1 500 м и более по сравнению с современной климатической, равной 3 100 м, и продолжительный период с отрицательной среднегодовой температурой воздуха приводили к существенному увеличению снегового питания [Еникеев, Старышко, 2009]. На это указывают и характер оледенения, преимущественно сетчатый, и размеры ледников – до 150 км длиной (долина р. Сыгыкта).

В северо-западном направлении оледенением были охвачены разобщенные горные сооружения, превышающие высоту снеговой границы. На самых северных окраинах, где высота гор соизмерима с высотой снеговой границы, оледенение привело к формированию небольших карово-долинных, каровых ледников при преимущественном распространении снежников в ложбинах вершинного пояса гор (рис. 3). В частности, на горном массиве (г. 1 482 м) по правобережью Витима (междуречье Синюга – Энгажимо) возник изолированный район оледенения (рис. 1, 3). Снеговая граница проходила на высоте 1 200 м (рис. 2). Оледенение проявилось весьма слабо: каровые ледники, снежники в нивационных карах в основном на подветренных склонах восточной экспозиции. Район характеризовался низким положением снеговой границы и слабым питанием твердыми осадками. По этой причине ледники оставили невыразительные аккумулятивные образования, затруднившие выбор опорного ледника для данного района оледенения. И в настоящее время незначительные снежные накопления концентрируются, в основном, на подветренных склонах, активизируя морозный забой, который придает современную контрастность былым серповидным нивационным карам. О незначительном снегонакоплении в северо-западной части территории свидетельствует и развитие криогенных процессов с формированием лестницы нагорных террас (3–4 ступени) на водораздельных вершинах междуречья Бисяги – Витим (г. 1 242 м).

Обсуждение

Выяснение положения нижней границы хионосферы имеет принципиальное значение для латеральной корреляции следов оледенения при составлении палеогеографической карты (см. рис. 3).

Повсеместно симбиоз каровых ледников с нивационными проявлениями четко трассирует снеговую границу в периферийных частях горных сооружений, а также центры оледенений, имеющие небольшую площадь. При реставрации ледников и анализе высот, на которых установлены снеговые границы, выясняется, что довольно часто фирновая граница на ледниках в глубоких долинах проходит ниже оро-

графической снеговой линии на 100 и более метров. Это обусловлено экспозицией мегасклонов хребтов, «теневым» эффектом расчлененного рельефа и влиянием обширных ледовых масс, выполнявших роль «холодильника», понижающего среднесуточную температуру приземного воздуха.

Ярко выраженный экспозиционный фактор, влияющий на положение орографической снеговой границы, можно рассмотреть на примере широтно ориентированного восточного окончания Южно-Муйского хребта по правобережью Витима. Осевая линия крутосклонного хребта от высоты 1 920 м достаточно плавно понижается на восток, к сквозной долине Куанды, до абсолютной отметки 933 м. Весьма слабо разработанные цирки южного более пологого склона со слабыми накоплениями моренного материала прослеживаются в верховьях распадков, ограниченных водоразделами, имеющими отметки свыше 1 700–1 750 м. В то же время на затененном и очень крутом северном склоне типичные кресловидные кары, постепенно теряя признаки совершенства, прослеживаются в восточном направлении до участков, где отметки водораздела понижаются до 1 400 м. Ледники этого склона по крутым и коротким трогообразным ложбинам спускались до уровня подпрудного водоема (860 м). Таким образом, фирновая граница ледников южного склона располагалась на уровне 1 700 м или несколько ниже, а северного – 1 300 м. Величина локальной деформации снеговой границы у крутосклонных хребтов широтной ориентации могла достигать 400 м. В других горных районах экспозиционное влияние на положение орографической границы не превышало 200 м, да и сказывалось оно на достаточно узком пространстве (в пределах конкретного элементарного ландшафта).

В высокогорных районах с альпинотипным рельефом, как на хребте Кодар, глубокие долины и высокие борта трогов создавали теневой эффект, способствующий понижению температуры приземного воздуха. Положение фирновой границы оказывалось на 100–200 м ниже орографической.

Очевидно, что все детали искривления нижней границы хионосферы, обусловленные локальными причинами, можно показать на палеокартах масштаба 1:200 000 и крупнее. В силу генерализации рельефа на картах масштаба 1:500 000 многие элементы морфоскульптур, характер границ ледников и аномалии в положении снеговых границ, вызванные локальными причинами, показать невозможно. По этой причине на предлагаемой карте изохионы отражают деформации снеговой границы, обусловленные преимущественно региональными причинами.

Обращает на себя внимание огромное озеро палеоВитим, образовавшееся в результате перегораживания ледником Сыгыкта долины р. Витим (рис. 3).

Ледовая плотина высотой свыше 647 м над урезом реки и мощностью льда более 830 м (поверхность ледника 1 000 м, уровень озера Орон – 353 м, а его глубина 185 м), перекрыв сток реки на север, привела к образованию ледниково-подпрудного озера, подъем уровня которого стабилизировался на отметке 860 м. На этой высоте открывался канал стока на юг через континентальный водораздел в Амурскую систему рек (р. Нерча). В настоящее время здесь наблюдается спиллвей протяженностью более 10 км с выработанным сухим руслом шириной от 280 до 410 м и реликтовым озерцом Сон. Абразионно-аккумулятивный уровень береговой переработки существовавшего водоема отчетливо прослеживается на северных склонах Южно-Муйского хребта, на склонах бывших заливов по долинам рек Сюльбан, Куанда, Намаракит, на склонах горы Шаман (2 347 м) и далее на юг за пределами описываемой территории. Положение долины Сыгыкты от истоков до устья в осевой части хребта Кодар (высоты от 2 000 до 3 100 м) при депрессии снеговой границы в последнее похолодание до 1 500–1 700 м над уровнем моря обеспечивало быстрое формирование ледника и его высокую активность. Об этом свидетельствует также отсутствие в 100-километровом трое Сыгыкта стадияльных морен, когда во всех других ледниковых долинах Северного Забайкалья их количество не менее шести. Вероятно, все они формировались в устьевой части долины и были размывы поверхностным стоком. На это, в частности, указывает бифуркация русла Витима в контуре языкового бассейна, перегруженного рыхлыми отложениями ледникового транзита. Высокие отметки области питания на всей ледосборной площади ледника Сыгыкта задерживали его деградацию в завершающую стадию оледенения. По этой причине продолжительность существования озерных условий в бассейне Витима соизмерима с длительностью эпохи сартанского оледенения. Временной интервал, продолжительностью не менее 14 тыс. лет подтверждается радиоуглеродными определениями возраста органики (пни, щепы, труха) в подошве озерных осадков (24 725±770 лет, СОАН-2979. М.М. Федоров, 1994 г. Росгеолфонд) и возрастом обломка лиственницы из

кровли озерных суглинков (10 955±400 лет, ИМ СОАН-97) [Еникеев, Старышко, 2009].

Заключение

Использование методов палеогляциологии, родившейся во второй половине прошлого столетия на стыке гляциологии, гляциальной геоморфологии и четвертичной геологии, решает многие проблемы древнего оледенения. Геоморфологический анализ гляциогенных образований, установленных преимущественно дистанционными методами, с использованием материалов геологической съемки масштаба 1:200 000 и результатов исследований горного обрамления Муйской впадины позволили определить депрессию снеговой границы в максимум последнего похолодания на 1 300–1 400 м по отношению к современной климатической. Выявлено изменение кривизны нижней границы хионосферы в зависимости от климатических особенностей и физико-географических условий территории и определены площади питания ледников. Реконструированы пространственные границы и параметры ледников в эпоху сартанского оледенения (МИС 2).

По морфологии оледенение Северного Прибайкалья – горно-долинное и сетчатое с несколькими участками горно-покровного, приуроченного к уплощенным поверхностям вершинного пояса горных сооружений. Разница между изолиниями поверхности льда и тальвега долины в поперечном разрезе позволяет повсеместно определить мощность ледника, которая может достигать 1 000 м (ледник Сыгыкта).

Палеогеографическая карта сартанского оледенения горного обрамления Муйской впадины, в построении которой базовой основой являлась топографическая карта масштаба 1:500 000, показывает, что интенсивному оледенению подверглись в основном хребты южной и юго-восточной территории листа О-50-В.

Работа выполнена по проекту IX.137.1.1 (№ госрегистрации АААА-А17-117011210078-9).

ЛИТЕРАТУРА

- Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Летунова П.П., Шестакова О.Н.** Направленность изменений растительности и климата Байкальского региона за последние 5 миллионов лет // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 5. С. 739–749.
- Воейков А.И.** Климатические условия ледниковых явлений, настоящих и прошедших // Записки Минералогического общества. 1881. Сер. 2. Ч. 16. С. 21–90.
- Галкин В.И.** К вопросу о характере оледенения на побережье оз. Байкал // Труды Восточно-Сибирского геологического института. 1961. Вып. 3. С. 50–60.
- Думитрашко Н.В.** Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области // Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. М.: Изд. АН СССР, 1952. 191 с.
- Еникеев Ф.И.** Обстановка осадконакопления Чарской впадины в позднем плейстоцене, голоцене // Вопросы геологии и металлогении Читинской области: сб. науч. тр. М.: Геол. фонд РСФСР, 1986. С. 37–48.
- Еникеев Ф.И.** Депрессии снеговых границ плейстоценовых оледенений Восточного Забайкалья // Геоморфология. 2006. № 3. С. 56–65.

- Еникеев Ф.И.** Каровые озера Восточного Забайкалья // География и природные ресурсы. 2017. № 2. С. 124–134.
- Еникеев Ф.И., Старышко В.Е.** Гляциальный морфогенез и россыпеобразование Восточного Забайкалья. Чита : ЧитГУ, 2009. 370 с.
- Еникеев Ф.И., Старышко В.Е.** Ледники хребта Кодар (Северное Забайкалье) // География и природные ресурсы. 2014. № 1. С. 107–117.
- Ивановский Л.Н.** Псевдолодниковые формы рельефа в долине реки Выдриной (Южное Прибайкалье) // География и природные ресурсы. 2006. № 4. С. 161–167.
- Инешин Е.М.** Динамика развития ледниковых обстановок и заселение человеком Байкало-Патомского нагорья в плейстоцене–раннем голоцене // Палеоэкология. Каменный век. Иркутск : Изд-во ИрГТУ, 2003. С. 50–57.
- Карасев В.В.** Кайнозой Забайкалья. Чита : Читгеолсъемка, 2002. 128 с.
- Колман С.М., Купцов В.М., Джойнс Г.А., Картер С.Дж.** Радиоуглеродное датирование Байкальских осадков // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 10–11. С. 68–77.
- Кривоногов С.К.** Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене и голоцене : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск, 2010. 31 с.
- Кононов Е.Е.** Древнее оледенение Прибайкалья // Вестник Иркутского государственного технического института. 2014. № 10. С. 91–98.
- Корнутова Е.И., Хотина Е.Б.** Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения Забайкалья // Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии. М. : Недра, 1967. Вып. 6. С. 175–176.
- Кропоткин П.А.** Поездка в Окинский караул // Записки Сибирского отделения РГО. 1867. Кн. IX. С. 1–94.
- Мац В.Д., Покатилов А.Г.** Стратиграфия четвертичных отложений в береговой полосе озера Байкал // Известия АН СССР. Сер. геол. 1976. № 3. С. 133–139.
- Мейстер А.К.** Средневитимская горная страна // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Пг., 1910. Вып. 7. С. 1–37.
- Обручев В.А.** Геология Сибири. Т. III: Мезозой и кайнозой. М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1938. 1357 с.
- Обручев В.А.** Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк. Л. : Изд-во Троицкосавск. отд. РГО, 1929. 209 с.
- Осипов Э.Ю., Грачев М.А., Мац В.Д.** Реконструкция горных ледников последнего плейстоценового оледенения в северо-западной части Баргузинского хребта // Геология и геофизика. 2003. № 7, Т. 44. С. 652–663.
- Равский Э.И.** Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М. : Наука, 1972. 336 с.
- Райс Р. Дж.** Основы геоморфологии. М. : Прогресс, 1980. 574 с.
- Стратиграфия** кайнозойских отложений Западного Забайкалья. Улан-Удэ : БФ СО СССР, 1976. 124 с.
- Стратиграфия** позднекайнозойских отложений Байкальской рифтовой зоны // Морфоструктура и стратиграфия кайнозойских отложений Прибайкалья / Д.Б. Базаров, А.Б. Иметхенов, И.Н. Резанов, В.В. Савинова и др. Улан-Удэ, 1981. С. 3–22.
- Стратиграфия СССР.** Четвертичная система / гл. ред. В.Н. Верещагин. Л. : Недра, 1984. 31 с.
- Суслов С.П.** Физическая география СССР. Азиатская часть. М. : Гос. учеб.-пед. изд-во Министерства просвещения РСФСР, 1954. 712 с.
- Щукин И.С.** Общая геоморфология. М. : МГУ, 1960. Т. 1. 615 с.
- Margold M., Jansen J.D., Gurinov A.L., Codilean A.T., Fink D., Preusser F., Reznichenko N.V., Mifsud Ch.** Extensive glaciation in Transbaikalia, Siberia, at the Last Glacial Maximum // Quaternary Science Reviews. 2016. № 132. P. 161–174.
- Margold M., Jansen J.D., Codilean A.T., Preusser F., Gurinov A.L., Fujioka T., Fink D.** Repeated megafloods from glacial Lake Vitim, Siberia, to the Arctic Ocean over the past 60,000 years // Quaternary Science Reviews. 2018. № 187. P. 41–61.
- Osipov E.Y., Khlystov O.M.** Glaciers and meltwater flux Lake Baikal during the Last Glacial Maximum // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoenvironment. 2010. 294. P. 4–15.
- Kropotkin P.A.** The glaciation of Asia // Rep. of the 63 meeting of the Brit. Assoc. of the Adv. of Sc. London, 1894. P. 774–775.

Авторы:

Еникеев Фарид Исакович, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия.

E-mail: enikeev_geolog@mail.ru

Geosphere Research, 2018, 3, 58–70. DOI: 10.17223/25421379/8/6

F.I. Enikeev

Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia

PALEOGEOGRAPHY OF THE LAST GLACIATION OF THE MOUNTAIN FRAME OF THE MUI DEPRESSION (NORTHERN TRANSBAIKALIA)

The purpose of the present research was to create a paleogeographical map of the maximum phase of the last glaciation in the late Pleistocene (MIS 2) of the Northern Transbaikalia region, mainly based on methods of remote identification and spatial registration of glacial relief forms followed by geomorphological analysis. The research comprised the following: interpretation of aerial photos and satellite images; identification of typomorphic glaciers with the maximum amount of preserved destructive and accumulative glaciogenic forms; identification of glaciers of disengaged glaciation centres; three dimensional modeling of the obtained results; and creation of paleogeographical 1:500000 scale map of the Sartan glaciation. The result of the conducted research of the mountain frame of the Mui depression (Northern Transbaikalia) was the establishment of the lower chionosphere boundary, glacier nourishment regions, boundaries, and parameters of glaciers belonging to the maximum phase of the last Late-Pleistocene glaciation. It was determined that snow line depression during the peak of the last cooling period was 1300–1400 m in relation to the modern climatic snow line. The paper

takes a look at the peculiarities of deformations of the lower chionosphere boundary. The lowest minimum level was observed in the north-western outskirts of the territory under consideration. The greatest decrease in relation to the paleoclimatic snow line, which stretched to the elevation of 1600–1700 m, was at 400–500 m. The positive extremum was located on the watershed of the westernmost end of the Udokan ridge and exceeded the paleoclimatic snow line by 100–200 m. Anomalous extremums are conditioned by global climatic, regional orographic, and local reasons (slope exposure).

Reconstruction of the paleogeographical environment has revealed the spread of simple and complex (dendrite) types of ridge-and-valley glaciers, as well as reticular and plateau glaciation at various parts of mountain peaks.

Keywords: Late Pleistocene, glaciation, exaration, moraine, paleoglaciology, snow border, Muya depression, Northern Transbaikalia

References

- Bezrukova E.V., Kulagina N.V., Letunova P.P., Shestakova O.N. *Napravlennost' izmeneniy rastitel'nosti i klimata Baykal'skogo regiona za posledniye 5 millionov let* [Trends in the changes of plant communities and climate of the Baikal region within the past 5 million years] // *Geologiya i Geofizika*. 1999. V. 40. Is. 5. pp. 739–749. In Russian
- Voyeikov A.I. *Klimaticheskie usloviya lednikovyyh yavleniy, nastoyashchih i proshedshih* [Climatic conditions of the present and former glacial conditions] // *Zap. Mineral. Obshchestva*. 1881. ser. 2, ch. 16. pp. 21–90. In Russian.
- Galkin V.I. *K voprosu o haraktere oledeneniya na poberezh'e oz. Bajkal* [On the questions of glaciation on the coast of Lake Baikal] // *Trudy Vost.-Sib. geol. in-ta*, 1963. Vyp. 3. pp. 50–60. In Russian.
- Dumitrashko N.V. *Geomorfologiya i paleogeografiya Bajkal'skoj gornoj oblasti Materialy po geomorf. i paleogeografii SSSR*. [Geomorphology and paleogeography of the Baikal mountainous region. Publishing house of the Academy of Sciences]. Izd. AN SSSR, 1952. 191p. In Russian.
- Enikeev F.I. *Obstanovka osadkonakopleniya CHarskoj vpadiny v pozdnem plejstocene, golocene. Sb. nauch. tr.: Voprosy geologii i metallogenii Chitinskoy oblasti* [Precipitation environment in the Chara depression in late Pleistocene and Holocene. Collection of research papers] // Moscow : Geol. fond RSFSR, 1986. pp. 37–48. In Russian.
- Enikeev F.I. *Depressii snegovyyh granic plejstocenovyh oledeneniya Vostochnogo Zabajkal'ya* [Paleosnowline depressions of Pleistocene glaciations in the Eastern part of Transbaikalia] // *Geomorfologiya*. 2006, № 3. pp. 56–65. In Russian.
- Enikeev F.I. *Karovyje ozera Vostochnogo Zabajkal'ya* [Cirque lakes of the Eastern Transbaikalia] // *Geography and Natural Resources*. 2017. № 2. pp. 124–134. In Russian.
- Enikeev F.I., Starishko V.E. *Glyacial'nyj morfogenez i rossypeobrazovanie Vostochnogo* [Zabajka-l'ya Glacial morphogenesis and placer formation in the Eastern Transbaikalia]. Chita: ChitGU, 2009. 370 p. In Russian.
- Enikeev F.I., Starishko V.E. *Ledniki hrebta Kodar (Severnoe Zabajkal'e)* [Glaciers of the Khodar ridge (Northern Transbaikalia)] // *Geography and Natural Resources*. 2014. № 1 pp. 107–117. In Russian.
- Ivanovsky L.N. *Psevdolednikovye formy rel'efa v doline reki Vydrinoy (Yuzhnoe Pribajkal'e)* [Pseudo-glacial forms of relief in the Vidrino river valley (Southern Baikal region)] // *Geografiya i prirodnye resursy*. 2006. № 4. pp. 161–167. In Russian.
- Ineshin Y.M. *Dinamika razvitiya lednikovyyh obstanovok i zaselenie chelovekom Bajkalo-Patomskogo nagor'ya v plejstocen-rannem golocene* [Dynamics of the development of glacial environment and population of the Baikal-Patomskoye plateau in Pleistocene and early Holocene age] // *Paleoekologiya. Kamennyj vek. Irkutsk: Izd-vo IrGTU*. 2003. pp. 50–57. In Russian.
- Karasov V.V. *Kajnozoy Zabajkal'ya* [Cenozoic period of Transbaikalia]. Chita: FGUGP «Chitageols"emka». 2002. 128 p. In Russian.
- Kolman S.M., Kuptsov V.M., Joice G.A., Carter S.G. *Radiouglerodnoe datirovanie Bajkal'skih osadkov* [Radiocarbon dating of the Baikal precipitation] // *Geologiya i Geofizika*. 1993. T. 34. № 10-11. pp. 68–77. In Russian.
- Krivanogov S.K. *Osadkonakoplenie vo vpadinah Bajkal'skoj riftovoj zony v pozdnem plejstocene i golocene* [Deposition of precipitation in the depressions of the Baikal Rift zone in late Pleistocene and Holocene periods]: Avtoref. dis. ... dok. geol.-miner. nauk. Irkutsk. 2010. 31 p. In Russian.
- Kononov Y.Y. *Drevnee oledenenie Pribajkal'ya* [Ancient glaciation of the Baikal region] // *Vestnik Irkutskogo gosudarstvennogo tekhnicheskogo instituta*. 2014. pp. 91–98. In Russian.
- Kortunova Y.I., Khotina Y.B. *Verhnepliocenovyje i plejstocenovyje otlozheniya Zabajkal'ya* [Upper Pliocene and Pleistocene deposits of Transbaikalia] // *Materialy po chetvertichnoj geologii i geomorfologii*. Vyp. 6. Moscow : Nedra. 1967. pp. 175–176. In Russian.
- Kropotkin P.A. *Poezdka v Okinskij karaul* [Trip to Okinsk outpost] // *Zap. Sib. otd. RGO*. 1867. kn. IX. pp. 1–94. In Russian.
- Matz V.D., Pokatilov A.G. *Stratigrafiya chetvertichnyh otlozhenij v beregovoj polose ozera Bajkal* [Stratigraphy of quaternary deposits in the coastal region of Lake Baikal] // *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.* 1976. №3. pp. 133–139. In Russian.
- Meister A.K. *Srednevitimskaya gornaya strana* [Middle-Vitim mountain region] // *Geologicheskie issledovaniya v zolotonosnyh oblastyah Sibiri. Lenskiy rajon. Vyp. 7. Pg.* 1910. pp. 1–37. In Russian.
- Obruchev V.A. *Selenginskaya Dauriya* [Selenga Dauria]. Orograficheskij i geologicheskij ocherk. Leningrad : Izdatel'stvo Troickosavsk. otd. RGO. 1929. 209 p. In Russian.
- Obruchev V.A. *Geologiya Sibiri* [Geology of Siberia]. Tom III. Mezozoy i kajnozoy. Moscow, Leningrad : Izd. AN SSSR. 1938. 1357 p. In Russian.
- Osipov E.Y., Grachyov M.A., Matz V.D. *Rekonstrukciya gornyyh lednikov poslednego plejstocenovogo oledeneniya v severozapadnoj chasti Barguzinskogo hrebta* [Reconstruction of mountainous glaciers of the last Pleistocene glaciation in the north-western part of the Barguzin ridge] // *Russian Geology and Geophysics*. 2003, № 7, T. 44. pp. 652–663. In Russian.
- Ravsky E.I. *Osadkonakoplenie i klimaty Vnutrennej Azii v antropogene* [Deposition of sediments and climates of the Inner Asia in the Anthropogene]. Moscow : Nauka, 1972. 336 p. In Russian.
- Rise R.G. *Osnovy geomorfologii* [Basics of geomorphology]. Moscow : Progress. 1980. 574 p. In Russian.
- Bazarov D.B., Antoschenko-Olenev I.V., Rezanov I.N., Yerbayeva M.A., Yendrikhin A.S., Zelensky Ye.Ye., Hlistov P.A. *Stratigrafiya kajnozoyjskih otlozhenij Zapadnogo Zabajkal'ya* [Stratigraphy of the Cenozoic deposits the western Transbaikalia and adjacent regions]. Ulan-Ude : BF SO SSSR. 1976. 124 pp. 5–70. In Russian.
- Bazarov D.B., Imethenov A.B., Rezanov I.N., Savinova V.V., etc. *Stratigrafiya pozdnekajnozoyjskih otlozhenij Bajkal'skoj riftovoj zony / Morfostruktura i stratigrafiya kajnozoyjskih otlozhenij Pribajkal'ya* [Stratigraphy of late Cenozoic deposits of the Baikal Rift Zone. Morphological structure and stratigraphy of the Cenozoic deposits of the Baikal region]. Ulan-Ude. 1981. pp. 3–22. In Russian.

Vereschagin V.N. (Ed). *Stratigrafiya SSSR. Chetvertichnaya sistema* [Stratigraphy of the USSR] / Gl. red. V.N. Vereshchagin. Leningrad : Nedra. 1984. 31 p. In Russian.

Suslov S.P. *Fizicheskaya geografiya SSSR. Aziatskaya chast'* [Physical geography of the USSR. Asian region]. Moscow : Gos. uchebn.-pedagog. Izd-vo Mini-sterstva prosveshcheniya RSFSR. 1954. 712 p. In Russian.

Schukin I.S. *Obshchaya geomorfologiya* [General geomorphology]. T. 1. Moscow : MGU. 1960. 615 p. In Russian.

Margold M., Jansen J. D., Gurinov A.L., Codilean A.T., Fink D., Preusser F., Reznichenko N.V., Mifsud Ch. Extensive glaciation in Transbaikalia, Siberia, at the Last Glacial Maximum // *Quaternary Science Reviews*. 2016. 132, pp. 161–174.

Margold M., Jansen J. D., Codilean A.T., Preusser F., Gurinov A.L., Fujioka T, Fink D. Repeated megafloods from glacial Lake Vitim, Siberia, to the Arctic Ocean over the past 60,000 years // *Quaternary Science Reviews*. 2018. 187. pp.41–61.

Osipov E.Y., Khlystov O.M. Glaciers and meltwater flux Lake Baikal during the Last Glacial Maximum // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 2010. 294. pp. 4–15.

Kropotkin P.A. The glaciation of Asia / P.A. Kropotkin // *Rep. of the 63 meeting of the Brit. Assoc. of the Adv. of Sc. London*, 1894. pp. 774–775.

Authors:

Enikeev Farid I., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia.

E-mail: enikeev_geolog@mail.ru

ИЗ ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ МЕРЗЛОТЫ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ, ЕЕ ТИПЫ И ВЛИЯНИЕ НА РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ

Н.С. Евсеева, З.Н. Квасникова, М.А. Каширо

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Охарактеризованы типы мерзлоты, развитые на территории юго-востока Западно-Сибирской равнины – сезонная, острова многолетнемерзлых пород и реликтовая. Открытие реликтовой мерзлоты на вышеуказанной территории принадлежит профессору Томского госуниверситета А.А. Земцову (1957 г.), что стало сенсацией в научном мире. Приведены краткие сведения об изучении мерзлоты и открытии реликтовых мерзлых пород в Западной Сибири, оказывающих влияние на компоненты ландшафта и хозяйственную деятельность.

Ключевые слова: *Западная Сибирь, Томская область, мерзлота, криоморфогенез.*

Криогенные (мерзлотные) процессы – совокупности физических, физико-химических, биохимических и других процессов, происходящих в горных породах в результате их охлаждения до отрицательных температур, замерзания и оттаивания, оказывают существенное влияние на формирование ландшафта, развитие почв, растительности, рельефа, стока вод, хозяйственную деятельность человека. Вопросами влияния криогенеза на компоненты ландшафта, в том числе и рельеф, занимались многие исследователи – Н.И. Сумгин, Н.И. Толстихин, П.Ф. Швецов, В.А. Кудрявцев, С.П. Качурин, А.И. Попов, Н.Н. Романовский, Б.И. Тюрин, Б.Н. Достовалов, В.Л. Суходровский, Э.Д. Ершов, Ю.К. Васильев, Ю.Б. Баду, В.Т. Трофимов и др. Появились такие понятия, как «криолитогенез», «криоморфогенез», «рельефообразование в криолитозоне» и др.

По продолжительности нахождения горных пород в мерзлом состоянии различают сезонномерзлые и многолетнемерзлые породы (ММП). Поэтому принято выделять процессы, протекающие в многолетней криолитозоне и в сезонной криолитозоне, в последней породы полностью оттаивают в теплое время года. В России районы развития сезонномерзлых и многолетнемерзлых пород занимают почти 100 % ее территории: около 70 % – это территория криолитозоны, т.е. область развития ММП и 25–30 % – сезонномерзлых пород [Инженерная геодинамика... 2013]. Развита мерзлота и в пределах Томской области, расположенной в юго-восточной части Южной геокриологической зоны (рис. 1).

Основные черты современной геокриологической обстановки зоны определяются следующими факторами: непосредственной близостью южной границы криолитозоны; наличием на северной окраине и в северо-восточном секторе глубоко залегающих ре-

ликтовых ММП; длительным и глубоким сезонным промерзанием пород и др.

История исследований реликтовых многолетнемерзлых пород

Сведения о наличии мерзлоты на территории Западной Сибири в бассейнах рек Аган и Пур и др. содержатся в работах Д.А. Драницына, Б.Н. Городкова [Городков, 1928]. В 1953 г. А.И. Попов публикует результаты мерзлотных исследований в Западной Сибири и карту, на которой проводит границу распространения ММП (рис. 2) [Попов, 1953]. А.А. Земцов отмечал, что границы мерзлотных зон приемлемы лишь для верхних слоев многолетней мерзлоты [Земцов, 1976].

Необходимо отметить, что в 50-е гг. XX в. глубокозалегающие мерзлые породы не были известны. Первые сведения о них были опубликованы А.А. Земцовым в 1957 г., а позднее и в других его работах [Земцов, 1957; 1960; Земцов, Горюхин, Карлсон, 1971; Земцов, 1976; 1997]. В них А.А. Земцов дал характеристику глубин залегания кровли и подошвы (до 400 м), мощности реликтовых ММП, условий залегания. Реакция исследователей на его публикации была различной. А.А. Земцов вспоминал: «Эти сведения оказались настолько необычными и не укладывались в общепринятые представления, что автору много раз приходилось доказывать их достоверность» [Земцов, 1976, с. 184]. Позднее А.А. Земцов опубликовал карту-схему распространения ММП в Западной Сибири (рис. 3). Южная граница реликтовых мерзлых пород проведена примерно по 60°30' с.ш., т.е. на несколько сот километров южнее, чем по предположению А.И. Попова и других исследователей [Земцов, 1976].



Рис. 1. Распространение многолетнемерзлых пород [Сюрпризы... 2015]

Fig. 1. Distribution of permafrost [Syurprizy... 2015]

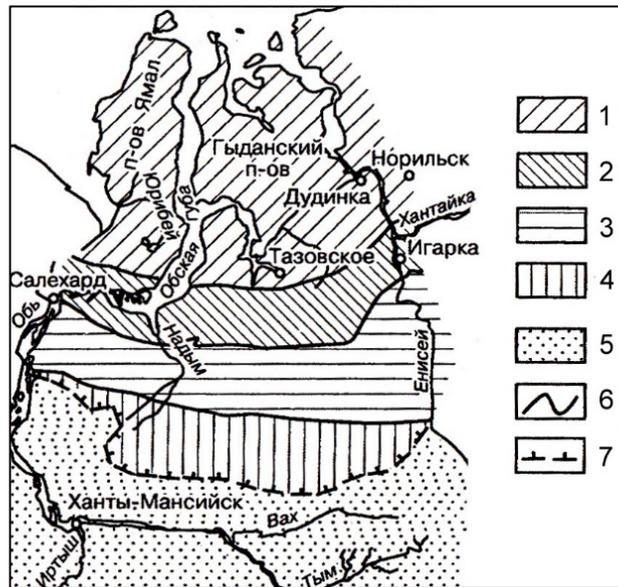


Рис. 2. Граница многолетнемерзлых пород по [Попов, 1953]

1, 2 – практически сплошное с поверхности распространение многолетнемерзлых пород (северная зона): 1 – тундровая подзона, 2 – лесотундровая подзона; 3 – массивно-островное и островное с поверхности распространение многолетнемерзлых пород (южно-таежная подзона); 5 – зона перелетков и редких мелких участков многолетнемерзлых пород; 6 – границы мерзлотных зон и подзон; 7 – южная граница многолетнемерзлых пород

Fig. 2. Permafrost boundary according to [Popov, 1953]

1, 2 – almost continuous from the surface distribution of permafrost (northern zone): 1 – tundra subzone, 2 – forest-tundra subzone; 3 – massively island and island propagation of permafrost rocks from the surface (southern taiga subzone); 5 – zone of migrations and rare small areas of permafrost; 6 – boundaries of permafrost zones and subzones; 7 – the southern boundary of permafrost

Н.А. Граве писал, что установление реликтовой мерзлоты «представляет собой научное открытие, так как до сих пор единственными надежными свидетелями древнего происхождения вечной мерзлоты были находки неразложившихся мамонтов и волосатых носорогов, сохранившихся в послеледниковых, то есть значительно более молодых отложениях» [Граве, 1968, с. 53].

Это открытие имело не только прикладное, но и научное значение, так как явилось основанием для выделения особого периода в истории криологического изучения глубоко залегающих многолетнемерзлых пород [История... 1990]. К сожалению, имя первооткрывателя реликтовых ММП в Западной Сибири во многих работах по геокриологии не указывается.

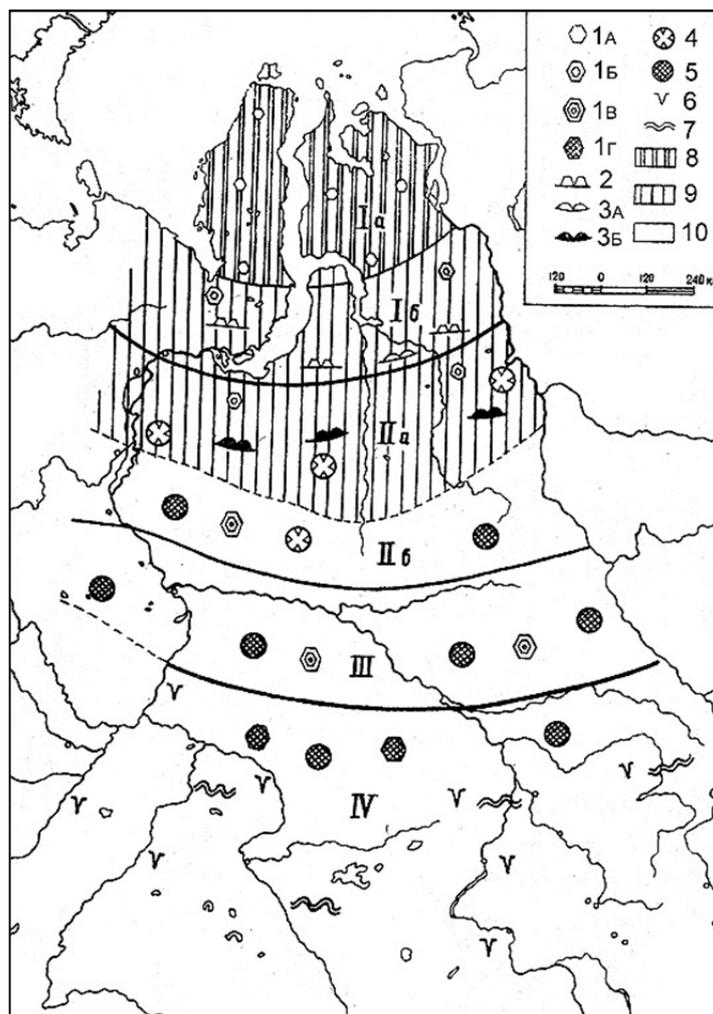


Рис. 3. Карта-схема распространения многолетнемерзлых пород в Западной Сибири [Земцов, 1976]

I. Северная зона: а – подзона полигональных мерзлых толщ; б – подзона эпигенетических мерзлых толщ. II. Центральная зона: а – подзона эпигенетических мерзлых грунтов и торфяников; б – подзона эпигенетических мерзлых торфяников. III. Южная зона. IV. Зона распространения реликтовых просадочных форм рельефа и псевдоморфов по ледяным клиньям в отложениях плейстоцена. Жильно-полигональный рельеф: 1а – стадии роста, 1б – стадии консервации, 1в – стадии разрушения, 1г – стадии остаточной; 2 – плоскобугристые торфяники; 3а – гидралакколиты, 3б – крупнобугристые торфяники; 4 – современный термокарст; 5 – реликтовый термокарст; 6 – псевдоморфозы по ледяным клиньям; 7 – криотурбации; 8 – область высокольдистых отложений, где геоморфологические уровни сохранили первоначальную высоту, но при протаивании высота их может понизиться на 5-10 м; 9 – область, где высота уровней изменилась в результате протаивания пород; 10 – область, в которой высота уровней не изменилась

Fig. 3. Map of the distribution of permafrost in Western Siberia [Zemtsov, 1976]

I. Northern zone: a – subzone of polygonal frozen strata; b – subzone of epigenetic frozen strata. II. Central zone: a – a subzone of epigenetic frozen soils and peatlands; b – subzone of epigenetic frozen peatlands. III. South zone. IV. The zone of distribution of relict subsidence forms and pseudomorphs along ice wedges in Pleistocene sediments. Polygon-polygonal relief: 1a – growth stage, 1b – conservation stage, 1c – destruction stage, 1g – residual stage; 2 – flat-hilly peatlands; 3a – hydrolaccoliths, 3b – large-hilly peatlands; 4 – modern thermokarst; 5 – relic thermokarst; 6 – pseudomorphs over ice wedges; 7 – cryoturbation; 8 – area of high ice sediments, where geomorphological levels retained their original height, but when thawing, their height may decrease by 5–10 m; 9 – the area where the height of the levels has changed as a result of the melting of rocks; 10 – the area in which the height of the levels has not changed

В дальнейшем в ходе геологических работ появились новые данные о реликтовой мерзлоте на юго-востоке равнины, так в 60-е гг. XX в. были получены сенсационные данные о наличии реликтовых ММП на севере и северо-востоке Томской области далеко за пределами южной границы их распространения, показываемой на геокриологических картах [Земцов, Горюхин, Карлсон, 1997]. Реликтовая мерзлота была выявлена при бурении скважин в районе г. Стрежевого на II надпойменной террасе р. Обь. Кровля ММП была вскрыта на глубинах 149–155 м, а подошва – на 220–241 м. Мощность мерзлоты изменялась от 65 до 92 м [Земцов, 1971].

Обобщение данных о реликтовой мерзлоте позволило А.А. Земцову установить, что на северо-востоке Томской области она занимает площадь порядка 20 тыс. км² (рис. 4) [Земцов, 1997]. ММП залегают на глубинах 117–283 м от дневной поверхности, а их подошва – на 443 м и более. Вскрытая мощность реликтовой мерзлоты изменяется от 6–11 до 221,4 м, но чаще составляет 9–33 м.

Температура мерзлых пород колеблется от 0 до –2°C. Реликтовые ММП между речья Кети и Тыма – это переслаивающаяся толща песков, суглинков и глин, содержащих кристаллики льда, которые их цементируют. В глинах и суглинках наблюдаются мелкие линзочки льда толщиной не более 3 мм. Возраст мерзлых пород верхнемеловой (отложения верхнесымской свиты). На левобережье р. Обь реликтовые ММП обнаружены в бассейне р. Ларьёган, у оз. Иудкино на глубине 140 м от дневной поверхности. Кроме того, отдельные линзы реликтовой ММП сохранились и обнаружены на Кеть-Чулымском междуречье. Так, одна из скважин в 70-е гг. XX в. вскрыла небольшой останец ММП мощностью 0,7 м на III террасе р. Кеть у д. Корьевки [Шамахов, Земцов, 1979]. Позднее в верховьях р. Улуял скважина 19 вскрыла реликтовую мерзлоту в интервалах глубин 173,0–175,0 и 195,5–198,0 м [Евсеева, Головеров, Попкова, 1984].

Кроме реликтовых ММП с отрицательной температурой (от –0,1 до –2,0°C) глубокими скважинами вскрыта так называемая вялая мерзлота на газовых и нефтяных месторождениях в бассейнах Васюгана, Парабели, Пайдугиной, где в скважинах зафиксированы плюсовые температуры, близкие к 0°C, до глубины 400 м. ММП с такой температурой – это также реликтовая мерзлота: лед уже растаял, а низкая температура еще сохранилась [Земцов, 1997].

Южная граница реликтовой ММП на территории Томской области проводится А.А. Земцовым по долине р. Кеть, долине Оби и далее на запад по водоразделу рек Васюган и Ларьёган и Большого Югана – с севера. ММП возникли более 60–100 тыс. л. н. в зырянскую ледниковую эпоху. С.А. Архипов, В.С. Волкова отмечают, что для эпохи позднезырян-

ского (сартанского) оледенения характерен суровый континентальный климат: среднегодовая температура была ниже современной на 8–10°C [Архипов, Волкова, 1994]. Климатическая обстановка отличалась сухостью и неоднократным возвратом холодов. На всей территории Западно-Сибирской равнины сформировалась вечная мерзлота, мощность ее в пределах Томской области в сартанское оледенение (20–18 тыс. л. н.) изменялась от 200–400 м в западной и центральной ее частях до 600 м – в восточной [Палеоклиматы... 2009]. На территории Томской области в это время господствовал перигляциальный тип растительности – злаки, маревые, полыни и др. [Архипов, Волкова, 1994], а из фауны – мамонт, бизон, сайга, лошадь и др. [Шпанский, 2003].

Суровый климат сартанского оледенения способствовал морозобойному растрескиванию почвогрунтов и их пучению. Палеогеографические исследования, проводимые на территории Томской области под руководством С.В. Лещинского, показали наличие морозобойных трещин в отложениях надпойменных террас р. Чулым на глубинах 1,9–4,0 м. Длина таких трещин достигала 1,6 м, а ширина в устье – до 0,7 м [Бурканова, 2018]. На названных глубинах найдены кости мамонта.

С деградацией мерзлоты в позднезырянское время исследователи связывают формирование криогенного рельефа [Земцов, 1976; Трофимов, 1977; Мизеров, Богдашев, 1978]. Так, А.А. Земцов на территории исследования отмечал развитие реликтового термокарста, псевдоморфоз по ледяным клиньям, криотурбации [Земцов, 1976] (см. рис. 3).

В.Т. Трофимов территорию бассейна Тыма и междуречье Тымь–Кеть относит к зоне остаточного полигонального рельефа на плохо дренированных участках (термокарстовые озера и др.) и древнего остаточного-полигонального рельефа на хорошо дренированных участках (крупнообломочный и бугристо-западинный рельеф) [Трофимов, 1977].

Полевые исследования показали, что для Кетско-Тымской, Кеть-Чулымской водораздельных равнин характерны своеобразные «кольцевые» формы рельефа [Мизеров, Богдашев, 1978; Евсеева, Земцов, 1990 и др.]. Величина ряда колец достигает 3–5 км в диаметре, но чаще 400–500 м. Глубина понижений не превышает 10 м, они, как правило, заболочены или заняты озерами. Например, кольцевая форма у озера Кольчуминского на междуречье Орловки и Лисицы имеет диаметр более 3 км и занята болотом. Такие кольцевые формы возникли, на наш взгляд, в процессе зарастания озер, котловины которых могли иметь термокарстовый генезис, а также флювиальный [Евсеева, Земцов, 1990].

Наличие спорадических островов ММП обуславливает развитие бугров пучения (рис. 5). Находки островов мерзлоты известны с первой половины

XX в., они обнаружены В.Г. Петровым при изыскании и проектировании железных дорог [Петров, 1937]. В пределах Томской области исследователем выявлены местонахождения мерзлых пород: по линии населенных пунктов Татьяновка – Яр, в нижнем течении р. Шегарка и в верховьях р. Икса, в бассейне р. Чая (по линии деревень Подгорная и Коло-

мино). Острова мерзлоты были представлены мерзлыми породами в болотах на глубине 50–80 см, а также мерзлым бугром высотой 2 м и диаметром 15 м. Под слоем торфа в 1 м в бугре были вскрыты мерзлые глинистые грунты. В 1970-х гг. XX в. описание мерзлотных бугров пучения есть в работах Ю.А. Львова [Львов, 1977].

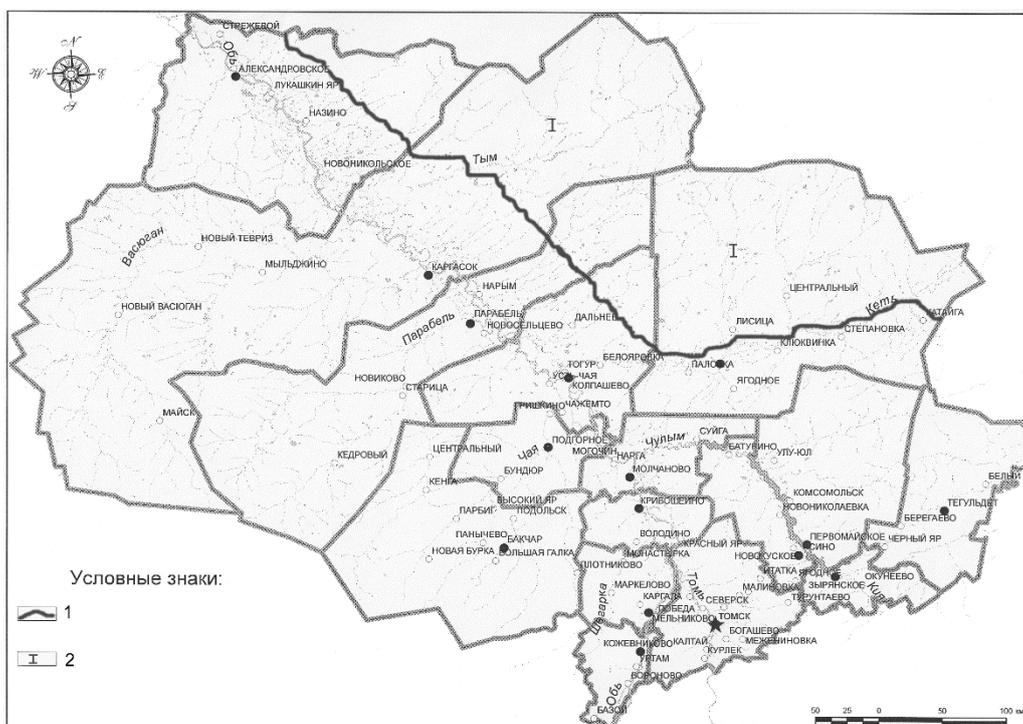


Рис. 4. Карта-схема распространения многолетнемерзлых пород в Томской области по [Земцов, 1997]
 1 – граница и 2 – район распространения многолетнемерзлых пород

Fig. 4. The map of the distribution of permafrost in the Tomsk region according to [Zemtsov, 1997]
 1 – the boundary and 2 – the area of distribution of the permafrost

В 1982 г. Е.Я. Мульдьяров обследовал мерзлотный торфяник, протягивающийся полосой от 40 до 150 м ширины вдоль минерального берега и обрывающийся в транзитную топь.

Поверхность торфяника образована буграми округлой и вытянутой формы. Наиболее высокие бугры возвышались над краевой полосой на 4–4,5 м, над ерсеями – на 2–4 м, а над транзитной топью – на 6–6,5 м. Глубина залегания мерзлого торфа от 25–40 см до 1,5–1,9 м. На буграх растет разреженный кедровый лес типа «пьяного леса» [Мульдьяров, 1987].

Т.А. Бляхарчук, Л.Д. Сулержицкий мерзлый бугор пучения обследовали на болоте Бугристое (58°15' с.ш., 85°20' в.д.) на Кеть-Чулымской междуречье [Blyakharchuk, Sulerzhitsky, 1999]. Бугор, сложенный мерзлым торфом, образовал выпуклый остров среди немерзлого торфа болота. На бугре произрастает сосновый лес, протаивание грунта привело к наклону дерева в разные стороны. Ю.К. Васильчук

данный бугор пучения относится к миграционным буграм (пальза) [Васильчук, 2013].

Одна из самых южных находок миграционных бугров пучения изучена А.Г. Дюкаревым и Н.Н. Пологовой в бассейне р. Бакчар (54°04' с.ш., 82°26' в.д.), что на 1° южнее описанных ранее [Дюкарев, Пологова, 2007]. Бугор обнаружен в нижней части склона к долине правого притока р. Костики. Бугор – повышение обвальной формы с двумя вершинами высотой до 2 м, вытянутое вдоль склона, отличающееся по наземному покрову и микрорельефу от окружающего леса (рис. 6).

Ю.К. Васильчук, проанализировав материалы, малоизвестные или недостаточно учитываемые публикации, уточнил положение южной границы ММП в Западной Сибири [Васильчук, 2013]. С учетом положения точек, где встречены многолетнемерзлые породы (хотя и не очень мощные), предложил проводить южную границу ММП южнее широтного

определяется следующими факторами: среднегодовой температурой пород, амплитудой температур на поверхности почвы, дисперсностью пород и естественной влажностью [Баду, Васильчук, Кашперюк, 1986], а также толщиной снежного покрова, растительностью, рельефом и микрорельефом местности.

Среднегодовая температура грунтов на территории Томской области положительная. В северной части области – в Советско-Устьтымской подзоне Южной криологической зоны Западно-Сибирской равнины, расположенной севернее широтных отрезков рек Васюган и Кеть, она изменяется от 0 до 3°C, составляя на большей части территории, сложенной суглинистыми и торфяными грунтами, 0,5–

2°C [Геокриология... 1989]. Наиболее низкие температуры наблюдаются в елово-кедровых зеленомошных лесах на суглинистых почвогрунтах и в пихтово-елово-кедровых лесах на севере Вах-Кетского междуречья, где температуры не превышают 1,2°C. Для песчаных грунтов характерны более высокие температуры.

В южной половине области – Урай-Новосибирской подзоне Южной зоны среднегодовые температуры грунтов изменяются от 2 до 4,5°C, но чаще колеблются от 2,5 до 4,5°C до глубины 2,5–3,0 м. Среднегодовая температура на поверхности почвы и абсолютный минимум на поверхности почвы варьируют в значительных пределах (табл. 1).

Таблица 1
Вариации среднегодовых температур на поверхности почвы и абсолютные минимумы температуры на поверхности почвы [Научно-прикладной... 1993]

Table 1
Variations of average annual temperatures on the soil surface and absolute minimums of temperature on the soil surface [Nauchno-prikladnoy... 1993]

Станция, годы наблюдений	Среднегодовые температуры на поверхности почвы, °С.			Абсолютный минимум температур на поверхности почвы, °С
	колебания за период наблюдений	максимальные	минимальные	
Напас, 1966–2015	от –0,1 до –5,4	+0,5 (1995)	–5 (1966) –5,4 (1969) –5,1 (1974)	за период 1977–2015 от –39,7 (2005) до –60,5 (2006) от –39,4 (1995, 2005) до –56 (1999)
Александровское, 1977–2015	от +1,1 до –4,9	+1,1 (1995)	–4,9 (1968, 1969)	за период 1977–2015 –48,6 (2006)
Бакчар, 1966–2015	от +2,4 до –3,1	+2,4 (1995)	–3,1 (1984)	за период 1977–2015 –51,0 (1979) –50,2 (1999) –50,5 (2005)
Томск, 1966–2015	от +2,5 до –2,1	+2,5 (1983) +2,2 (2013)	–2,1 (1969, 2010)	

Анализ табл. 1 показывает, что в северной части области за последние 39 лет отмечалось от 1 до 6 случаев лет (2,6–15,4 %) с положительными среднегодовыми температурами на поверхности почвы; в южной части территории области число таких случаев составило 29–31 (74,4–79,5 %). Абсолютный минимум температуры на поверхности почвы за 1966–2015 гг. на метеостанции Напас достиг –60,5°C. Средний из абсолютных минимумов за 1948–1980 гг. был равен: Александровское –49°C, Напас –51°C, Бакчар –49°C, Томск –48°C [Научно-прикладной... 1993].

Дисперсность и влажность грунтов. Сезонному промерзанию-протаиванию подвергаются в основном покровные отложения субаэрального генезиса позднеплейстоцен-голоценового возраста. Они залегают с поверхности и плащеобразно перекрывают другие генетические типы рыхлых пород разного состава и возраста на различных геоморфологических уровнях – междуречьях, надпойменных террасах.

Мощность их изменяется от первых метров до 8–12 м. Покровные отложения – продукт выветривания материнских пород, они представлены преимущественно лессовидными суглинками, в меньшей степени легкими глинами, супесью, пылеватыми песками, залегающими прослоями и линзами. Содержание пылеватых частиц (0,05–0,001 мм) достигает 80 %, породы карбонатные: в северных районах содержание карбонатов колеблется – от 0 до 8 %, в южных районах области – до 23,5 % [Евсеева, Земцов, 1990]. Естественная влажность лессовидных отложений изменяется от 6 до 34 % на левобережье р. Чулым, от 17 до 40 % – на западном макросклоне Томь-Яйского междуречья, от 2 до 15 % – на дренированных участках междуречий правобережья и левобережья Оби и до 20–30 % – на дренированных участках [Герасимова и др., 1971]. Влажность песков – от 16,5 до 35 %.

Особенностью ландшафтов Томской области является его сильная заболоченность как часть мирового природного феномена – заболоченности За-

падно-Сибирской равнины. Средняя заболоченность равнины оценивается в 30 % [Лисс, Березина, 1981], на территории Томской области – в 39,5–50 % [Инишева и др., 1995]. Мощность торфяных отложений изменяется от 0,5 до 11 м, составляя в среднем 3 м. Естественная влажность торфяных отложений верхового типа может достигать 1 500 %, низинных торфов – не более 500 % [Геокриология... 1989]. Различия во влажности пород объясняются особенностями рельефа и глубинами залегания уровня грунтовых вод и верховодки. На междуречьях большей части территории области грунтовые воды залегают на глубине 0–3 м, в долинах рек, в бассейнах Чулыма, Томи, на Обь-Шегарском междуречье – от 0,5 до 10–15 м [Трофимов, 1977; Геокриология... 1989], но местами глубже. Воды, как правило, безнапорные и слабонапорные в долинах рек и напорные на междуречьях. Величина напоров достигает 10 м, реже более.

Состав (дисперсность) и естественная влажность пород сезонного слоя промерзания и протаивания играют существенную роль [Баду, Васильчук, Кашперюк, 1986]: увеличение дисперсности и влажно-

сти приводит к уменьшению глубины сезонного промерзания (в случае, если уровень грунтовых вод ниже подошвы слоя сезонного промерзания) и протаивания.

Глубины сезонного промерзания пород разного состава, по данным ряда исследователей, изменяются в следующих пределах [Баду, Васильчук, Кашперюк, 1986; Геокриология... 1989; Ландшафты болот... 2012; Кисилев, Воропай, Дюкарев, 2016]: в песках маловлажных (5–10 %) на хорошо дренируемых участках, в обнажениях террас – до 2,5–3,5 м; при влажности песков более 10 % – 0,7–2,0 м; в суглинках под лесом – не более 1,0–2,0 м; в суглинках на безлесных участках – до 1,6–1,8 м; в супесчано-суглинистых породах – 1,4–2,0 м; в глинистых и суглинистых грунтах – 2,2–2,4 м; в торфе (рям, мочажина, гряда, топь) – до 0,6 м, в среднем 0,3–0,4 м, редко до 1,2 м.

Различия в температурном режиме, гранулометрическом составе почвогрунтов, толщине снежного покрова, микрорельефе, влажности и т.д. определяют значительную изменчивость глубины промерзания почв (табл. 2).

Таблица 2

Глубина промерзания и продолжительность оттаивания почв за период 1967–1997 гг. по данным Томской ЦГМС [Ландшафты болот... 2012]

Table 2

The depth of freezing and the duration of thawing of the soil for the period 1967–1997 according to the Tomsk Center for Hydrometeorology and Environmental Monitoring [Landshafty bolot... 2012]

Станция	Значения характеристик почв		
	среднее	максимальное (год)	минимальное (год)
Глубина промерзания, см			
Бакчар	97	141 (1969)	52 (1993)
Первомайское	120	171 (1976)	56 (1997)
Томск*	77	146 (1968)	9 (1993)
Кожевниково*	107	более 150 (1970–1972)	45 (1983)
Продолжительность оттаивания, дни			
Бакчар	38	67 (1968)	18 (1991)
Первомайское	42	69 (1968)	18 (1990)
Томск	35	59 (1970)	17 (1991)
Кожевниково	22	54 (1972)	14 (1993)

Примечание: * – данные о промерзании почв имеются по ст. Томск за последние 23 года, а по ст. Кожевниково – за последние 17 лет.

Note: * – soil freezing data are available under art. Tomsk over the past 23 years, and according to Art. Kozhevnikovo – for the last 17 years.

Таблица 3

Толщина снежного покрова и средняя глубина промерзания почв по [Ресурсы, 1972; Азьмука, 1986; Пашнева, Печень-Песенко, 1987; Ястремская, 1987; Хмелев, Панфилов, Дюкарев, 1988; Дюкарев, Пологова, 2007; Дюкарев, Пологова, Дюкарев, 2011]

Table 3

The thickness of the snow cover and the average depth of soil freezing according to [Resursy, 1972; Azmuka, 1986; Pashneva, Liver-Pesenko, 1987; Yastremskaya, 1987; Khmelev, Panfilov, Dyukarev, 1988; Dyukarev, Pologova, 2007; Dyukarev, Pologova, Dyukarev, 2011]

Толщина снежного покрова, см	Глубина промерзания почв, см
0–30	100–200 и более
30–50	70–135
50–60	40–60
60–85	5–20
85–100	0–30
100–200	0–5

Вариации глубин промерзания почвогрунтов отмечаются и в последние годы, например: в 2005 г. – 51–100 см; в снежную и теплую зиму 2008 г. – 23–94 см; в 2010 г. (на редкость холодная зима за последние 100 лет, она занимает второе место после зимы 1968/69 гг.) – 75–150 см; в зиму 2011 г. – 44–109 см [Экологический... 2009; 2011; 2012]. Изучая климат почв Томской области, Т.И. Азьмука установила, что в четырех из девяти лет почва промерзает на глубину 111–130 см [Азьмука, 1986]. Наблюдения авторов данной статьи за глубиной промерзания почв на пашне Томь-Яйского междуречья, анализ материалов других исследователей по названной территории подтвердили выводы Н.А. Качинского [Качинский, 1927] о том, что промерзание почв на пашне происходит неравномерно и зависит от толщины снежного покрова и микрорельефа. Многолетние площадные снегомерные работы [Петров, Евсева, Каширо, 2013] показали, что в марте – периоде максимального снегонакопления – толщина снежного покрова изменяется от 0–30 до 80–90 см, а в сугробах у лесополос и кромок леса, депрессиях рельефа – до 200–241 см, возможно, более. Вследствие этого средняя глубина промерзания почв весьма различается (см. табл. 3).

Т.И. Азьмука установила, что при одинаковой мощности снежного покрова максимальная глубина промерзания почв в северных районах области меньше, чем в южных [Азьмука, 1986]. Это связано, на наш взгляд, с большой переувлажненностью почв центральной и северной частей территории области – от 50–75 % и более. Коэффициент корреляции между уменьшением глубины промерзания почв с увеличением толщины снежного покрова изменяется от 0,56 до 0,9 [Ландшафты болот... 2012]. Продолжительность сохранения мерзлоты составляет 5–6 месяцев [Кисилев, Воропай, Дюкарев, 2016]. В целом для исследуемой территории, как и для всей центральной и южной частей Западно-Сибирской равнины, характерен переходный и длительно устойчивый тип промерзания пород со среднегодовыми температурами, не превышающими 5°C [Гилчинский, 1986].

Криогенные процессы и явления, развивающиеся в сезонной мерзлоте

Спектр мерзлотных явлений и образований на территории Томской области разнообразен и представлен криогенным выветриванием, сегрегационным льдообразованием, пучением, наледообразованием, морозобойным растрескиванием, оплыванием (сползанием).

О криогенном выветривании пород. В исследуемом районе с поверхности развиты коры выветривания на рыхлых континентальных отложениях –

неоэлювий. Он представлен породами лессовидного облика, слагающими верхние горизонты отложений междуречий, их склонов, террас. В стратиграфическом отношении они, как правило, не расчленены, и их часто называют «покровные отложения». Лессовидные породы, несмотря на различия климатических условий Западно-Сибирской равнины, как и по всей Сибири и в других районах мира, обладают одними и теми же особенностями: значительно большая пылеватость, чем у материнских пород – до 80 % содержания крупной пыли (0,05–0,01 мм – лессовая фракция); рыхлое сложение вследствие высокой пористости, наличие микропор; отмечается отдельность – вертикальная столбчатость; повышено содержание солей, главным образом карбонатных.

Сегрегационное льдообразование. Промерзание горных пород – сложный физический и физико-химический процесс. В дисперсных породах, широко распространенных в исследуемом регионе, наряду с переходом воды в лед без заметного ее перемещения с образованием льда-цемента, наблюдаются миграция влаги и ее последующее замерзание с образованием шлирового (сегрегационного) льда [Инженерная геодинамика... 2013]. Промерзание с образованием льда-цемента наблюдается или в песчаных грунтах, когда в процессе его развития влага отжимается книзу от фронта промерзания, или при замерзании в условиях низких температур замкнутых объемов маловлажных тонкодисперсных пород, в которых существуют условия для «свободного» увеличения объема воды при переходе ее в лед. Образование льда-цемента происходит непосредственно в порах грунта. Замерзание без сколько-нибудь заметного перемещения влаги может развиваться и в случае, когда промерзание грунтов даже с большой влажностью происходит очень быстро, и шлиры – обособленные выделения чистого льда различной формы и размеров в толще мерзлой породы – не успевают образоваться. Шлировый лед активно образуется и в настоящее время, поскольку промерзание происходит в пылеватых супесях, суглинках и глинах разного генезиса. Особая роль сегрегационного льдообразования состоит в том, что именно с ним обычно связана пучинистость промерзающих дисперсных отложений.

Морозное пучение дисперсных пород. Промерзание достаточно влажных дисперсных пород в естественных условиях сопровождается криогенным (морозным) пучением, одним из наиболее распространенных и опасных криогенных процессов на территории России, в том числе и в Томской области. Морозное пучение дисперсных пород обусловлено увеличением объема замерзающей влаги и льдонакоплением (вследствие миграции воды) при замерзании [Ершов, 1990]. Под влиянием этого процесса поверхность земли испытывает ежегодное

циклическое поднятие при промерзании и опускание при оттаивании, что приводит к постоянной пульсации поверхности земли. Такую пульсацию принято называть гидротермическим движением.

Территория Томской области подвержена сезонному пучению грунтов, где оно развито интенсивно [Гиличинский, 1986]. Средняя величина площадного пучения сезонноталого слоя обычно в 1,5–2 раза меньше пучения слоя сезонного промерзания. Это связано с тем, что сезоннопромерзающий слой чаще всего является открытой системой и его промерзание сопровождается активной миграцией влаги [Ершов, 1990]. Согласно исследованиям П.И. Кашперюк с соавторами [Геокриология... 1989], на территории южной половины Томской области в результате промерзания грунтов формируются пучинные образования (бугры) высотой до 20 см, это нередко приводит к деформации и нарушению сплошности дорожного полотна, приобретающего «волнистость». Нами неоднократно наблюдались деформации дорожного полотна на Кеть-Чулымском, Улуул-Чулымском, Томь-Яйском междуречьях, в бассейне р. Васюган и др.

Сезонное площадное пучение пород характеризуется большой неравномерностью, крайним выражением которой является формирование однолетних (или сезонных) миграционных бугров пучения. Образование таких бугров связано, согласно Ю.К. Васильчуку [Инженерная геодинамика... 2013], как правило, с тремя процессами: 1 – сегрегацией влаги (выделение из водонасыщенного грунта чистого льда при промерзании); 2 – миграцией влаги из окружающих и подстилающих водонасыщенных грунтов; 3 – инъекцией из замкнутых объемов при расширении в результате промерзания. Э.Д. Ершов отмечает, что инъекционные бугры пучения обычно связаны с неравномерным промерзанием пород сезонноталого слоя, в результате чего возникает гидростатический напор в движущихся надмерзлотных водах [Ершов, 1990]. Промерзание пород создает напор в том случае, когда в результате неравномерного промерзания образуется замкнутый объем талой водонасыщенной породы (кровля и бока – мерзлая порода, подошва – водонепроницаемая талая или тоже мерзлая порода), промерзающий наиболее поздно. Свободного пространства пор может оказаться недостаточно для компенсации увеличения объема, что приводит к отжатию избытка воды и инъекции ее в направлении наименьшего сопротивления породы.

Когда напор свободной подземной воды при промерзании замкнутого объема превысит сопротивление кровли изгибу или разрыву, происходит деформация кровли: сводообразное поднятие над участком внедрения воды, образование новых или расширение старых, не занятых льдом трещин [Васильчук, 2013]. Э.Д. Ершов отмечает, что наиболее

часто такое явление фиксируется у подножий склонов [Ершов, 1990]. Ширина таких бугров достигает первых метров, а превышение над окружающей поверхностью – 0,2–1,5 м. Авторами данной статьи сезонные бугры пучения встречены на Кеть-Чулымском, Улуул-Чулымском междуречьях. Размеры их небольшие: диаметр 1–5 м, высота от 0,2 до 1,5 м. Т.В. Афанасьева, В.И. Василенко также указывают на интенсивное развитие пучения грунтов в этом регионе [Баду, Васильчук, Кашперюк, 1986].

Морозобойное растрескивание в сезонной мерзлоте на территории Томской области проявляется в зимнее время и ранней весной на наиболее дренированных участках поверхности с минимальным снежным покровом – это обнажения вдоль рек, повышенные участки пахотных угодий и др. [Евсеева, 2009]. Морозобойное растрескивание (трещинообразование) – результат действия напряжений, возникающих в массиве мерзлой породы вследствие его сжатия при охлаждении [Природные опасности... 2000]. При сжатии мерзлого грунта напряжение в нем возрастает. Концентрация напряжений приводит к образованию микротрещин и дальнейшему макроскопическому разрушению. Трещины возникают на поверхности и проникают в глубь массива пород. При сезонном промерзании пород их глубина ограничивается толщиной слоя сезонного промерзания, в пределах исследуемой территории – от 0,7 до 3,5 м. Они зафиксированы в описаниях разрезов в обнажениях террас, междуречий, карьеров и др., например в обнажении второй террасы р. Кеть у д. Палочка. Процесс образования трещин начинается в середине декабря и заканчивается с середины по конец марта. В большинстве случаев криогенное растрескивание происходит в результате резкого понижения температур воздуха и грунта (табл. 4).

Температурные условия холодного периода года на территории Томской области благоприятны для развития морозного растрескивания, так как в это время наблюдаются низкие температуры воздуха (табл. 5) и абсолютные минимумы температур на поверхности почвы (см. табл. 1).

Необходимо отметить, что низкие температуры воздуха, способные вызвать морозобойное растрескивание, в отдельные годы наблюдались даже в мае, например на станции Напас -18°C (1986) $-15,4^{\circ}\text{C}$ (2004). По данным метеостанции Томск низкие температуры воздуха в январе–марте и апреле отмечаются часто, что можно проиллюстрировать примерами (см. табл. 4–6).

Низкие температуры воздуха способствуют образованию морозобойных трещин и на пашне, особенно на положительных микроформах рельефа на склонах южной экспозиции, где толщина снежного покрова обычно невелика. Например, в 2015 г. на плакоре пашни Томского района юго-восточной

экспозиции в глубоком разрезе (более 2 м) Т.П. Соловьевой вскрыты морозобойные трещины. Глубина проникновения трещин – 0,85 м (рис. 7).

На поверхности пашни, особенно по зяби, весной хорошо прослеживается сеть морозобойных трещин, ширина их изменяется от 1–3 до 15–20 мм, редко более [Евсеева, 2009]. Трещины образуют полигоны, размеры которых варьируют от 3 × 5 см до 10–12 × 30 см. Талые воды, проникающие ранней весной в трещину, замерзают в ней и образуют вертикальную жилку льда, которая в летний период вытаивает.

С наступлением следующей зимы температурные напряжения приводят к новому растрескиванию. Образующиеся при этом трещины, как правило, закладываются по местам предыдущих, которые являются ослабленными зонами, где сопротивление пород (льда) на разрыв ниже по сравнению с ненарушенными массивом пород. Характерной особенностью морозобойного растрескивания почв на пашне является то, что полигональное растрескивание сочетается с развитием трещин при усыхании грунтов.

Таблица 4
Температурные условия морозобойного растрескивания по [Инженерная геодинамика... 2013]

Temperature conditions for frost cracking according to [Inzhenernaya geodinamika... 2013]

Table 4

Местоположение участка	Температура воздуха (грунта) или диапазон температур воздуха (грунта), при котором наблюдается растрескивание, °С
Западная Сибирь (торфяники)	–45 (–12,5)
Западная Сибирь (песчано-глинистые грунты)	(–9)
Центральная Якутия (супесчаные грунты)	(–24)
Северо-западные территории Канады	от –31 до –45, от –25 до –40
Аляска, мыс Барроу (малольдистый грунт)	(от –5 до –17–9)
Омская область (суглинистые грунты на дороге с цементно-грунтовым покрытием)	–15, –20

Таблица 5
Среднемесячные температуры воздуха в холодный период года и абсолютные минимумы воздуха, °С
[Хмелев, Панфилов, Дюкарев, 1988]

Average monthly air temperatures during the cold period of the year and absolute minimums of air, °С
[Khmelev, Panfilov, Dyukarev, 1988]

Table 5

Станции наблюдения, годы	Среднемесячные температуры воздуха (числитель) и абсолютный минимум температуры (знаменатель, год)				Абсолютный минимум температуры за периоды
	декабрь	январь	февраль	март	
<i>Напас,</i> 1881–1980	<u>–21,0</u> –53,0 (1958)	<u>–24,0</u> –52,0 (1973)	<u>–23,0</u> –50 (1969)	<u>–14,0</u> –44,0 (1941)	–53,0 (1958)
Абс. минимум за 1977–2015	<u>–19,0</u> –51,4 (1984)	<u>–21,9</u> –53,4 (2006)	<u>–19,5</u> –48,5 (1979)	<u>–9,9</u> –42,8 (1978)	–53,4 (2006)
<i>Томск,</i> 1881–1980	<u>–17,3</u> –50 (1938)	<u>–19,1</u> –55 (1931)	<u>–16,9</u> –51,0 (1951)	<u>–9,9</u> –42,0 (1892)	–55 (1931)
1966–2015	<u>–15,4</u> –44,9 (1984)	<u>–18,1</u> –46,7 (2001)	<u>–16,0</u> –45,1 (1977)	<u>–7,4</u> –34,0 (2003)	–46,7 (2001)

Таблица 6
Абсолютный суточный минимум температур воздуха на примере ряда лет (Томск), °С

Absolute daily minimum air temperatures on the example of a number of years (Tomsk), °С

Table 6

Декабрь		Январь		Февраль		Март		Апрель	
<i>t</i>	Год								
–44,9	1984	–55,0	1931	–49,3	1931	–42,3	1931	–29,0	1963
–40,5	1986	–48,5	1945	–51,3	1951	–34,0	1948	–31,1	1964
–43,6	1999	–47,5	1969	–40,0	1954	–35,6	1958	–15,6	1996
–37,6	2000	–46,5	1979	–47,2	1957	–32,0	1964	–13,6	2001
–38,5	2001	–39,5	1987	–44,7	1966	–37,7	1971	–21,8	2002
–39,5	2002	–39,1	1990	–44,6	1969	–31,2	1978	–17,1	2003
–35,8	2003	–40,5	1996	–45,1	1977	–31,9	1985	–14,3	2004
–35,0	2004	–41,1	1999	–40,7	1978	–30,4	1991	–14,4	2005
–28,9	2005	–42,8	2000	–35,9	1990	–31,6	1995	–22,4	2006
–26,2	2006	–46,7	2001	–34,8	1991	–30,9	1999	–5,7	2007

Декабрь		Январь		Февраль		Март		Апрель	
<i>t</i>	Год								
-26,4	2007	-44,1	2006	-33,7	2006	-28,4	2008	-16,4	2008
-30,4	2008	-40,3	2008	-40,8	2009	-26,7	2009	-6,6	2009
-38,3	2009	-41,1	2010	-37,4	2010	-27,4	2010	-13,0	2010
-40,6	2010	-35,8	2011	-30	2011	-22,8	2011	-7,8	2011
-27,0	2011	-34,9	2012	-36,4	2012	-19,9	2012	-7,4	2012
-39,6	2012	-33,3	2013	-27,0	2013	-27,3	2013	-9,7	2013
-25,0	2013	-36,6	2014	-38,0	2014	-20,6	2014	-9,3	2014
-25,0	2014	-35,6	2015	-28,3	2015	-22,0	2015	-10,1	2015

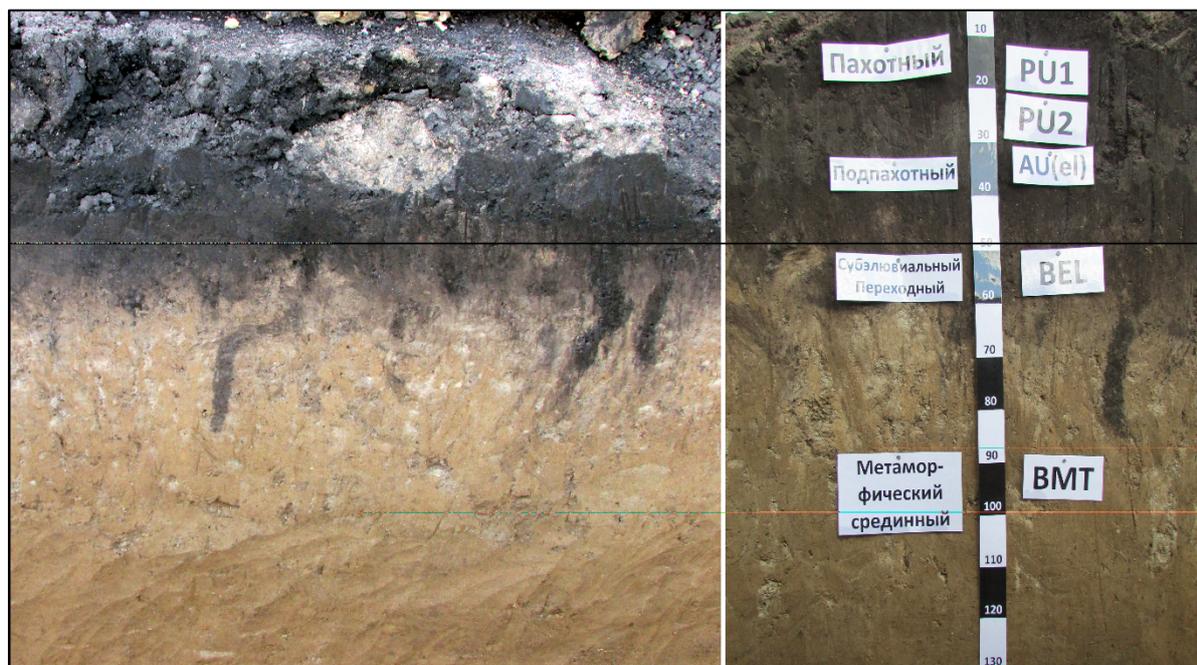


Рис. 7. Морозобойные трещины на пашне юго-востока Томской области (фото З.Н. Квасниковой, 2015)

Fig. 7. Frost cracks on arable land in the south-east of the Tomsk region (photo by Z.N. Kvasnikova, 2015)

Наледеобразование. В пределах Томской области, особенно в ее восточной и юго-восточной частях, в холодный период года на реках образуются наледи – на Чулыме, Кети, Томи, Пайдугиной, Улулюле, Чичкаюле, Васюгане и др. (рис. 8). По времени существования наледи территории относятся к однолетним, большинство их существует в течение 5–6 месяцев (ноябрь–апрель). Образование наледей происходит при послойном замерзании воды на поверхности в результате многократного изливания вод при промерзании русла реки или подземных источников. Наледи грунтовых вод чаще всего образуются на участках перехода грунтового потока в поверхностный водоток. Вследствие этого наледи на реках формируются ниже участков резкого мощности аллювия или выхода в русло коренных водонепроницаемых пород. Наледи, образуемые водами глубокого подмерзлотного стока, часто приурочены к зонам новейших или омоложенных тектонических нарушений. Сопоставление распространения наледей и зон разрывных нарушений (см. рис. 8) показывает,

что они совпадают в плане, например, на реках Васюган, Кеть, Пайдугина, Чузик, Чичкаюл, Улулюл, Тым, на р. Обь у с. Александровское и др. [Евсева, 2009]. Наиболее крупные наледи на реках наблюдались в 1967–1968 гг. на реках бассейнов Яи, Кии. Наледные воды в эту зиму затопили мосты и лесные склады на прилегающей местности [Ресурсы... 1972]. Но до настоящего времени роль наледей в формировании современных речных долин изучена слабо.

Криогенно-склоновые процессы изучены на исследуемой территории недостаточно. Наши наблюдения на пашне южных районов Томской области показали, что на склонах пашни крутизной 2–3° и более во время снеготаяния происходят течение и оплывание почвогрунтов. Наиболее характерны эти процессы для южных склонов пашни, где на ее возвышенных участках, на склонах балок ложбин южной экспозиции при высоких температурах воздуха в дневное время почва оттаивает в конце марта – середине апреля на глубину от 0,5–3,0 до 25–30 см. Влажность

оттаявших почв высокая (38–81 %), и под действием силы тяжести почвы либо оплывают, либо наблюдается их течение вниз по склонам по мерзлому слою. Проследить истинные размеры этих процессов на

распаханной и лишенной снега поверхности пашни трудно. В местах, где конжелифлокционные потоки разгружаются на снег в депрессиях, на склонах, эти процессы прослеживаются ясно.

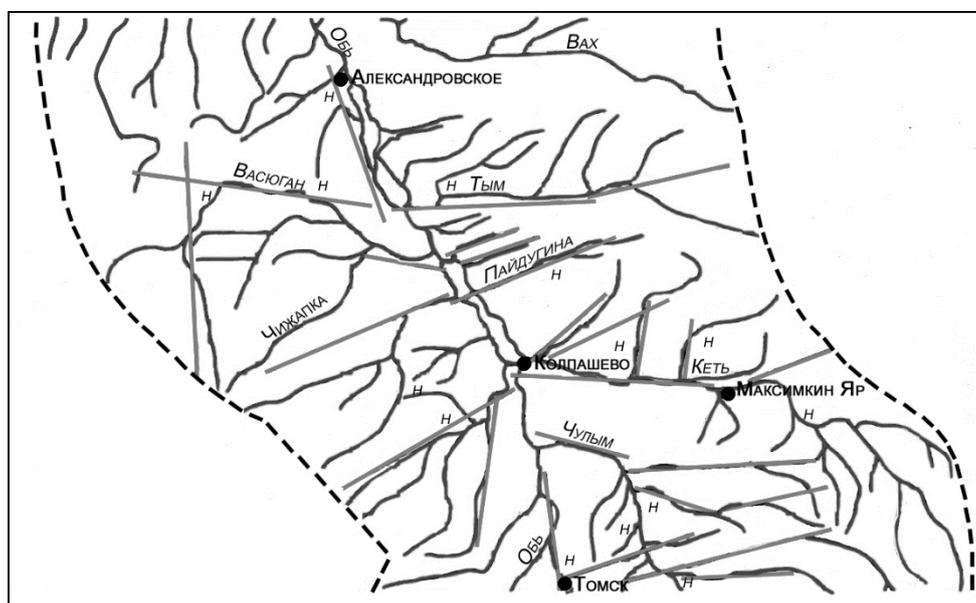


Рис. 8. Фрагмент схемы наледей бассейна р. Оби: н – наледи; линиями показаны тектонические разломы по [Сильвестров, 1997; Космогеологическая карта... 1980; Евсева, Лыготин, 2002]

Fig. 8. Fragment of the scheme of icings in the p. Obi: н – ice; lines indicate tectonic faults according to [Sil'vestrov, 1997; Kosmogeologicheskaya karta... 1980; Evseyeva, L'gotin, 2002]

Выводы

Уточнение южной границы ММП на территории юго-востока Западной Сибири имеет как научное, так и практическое значение. В условиях меняющегося климата при похолодании вблизи южной границы криолитозоны на заболоченных, затененных участках могут возникать массивы ММП, особенно на северо-востоке Томской области, где и в настоящее время зимние температуры наиболее низкие (см. табл. 5).

При расширении хозяйственной деятельности на территории области необходимо учитывать наличие как реликтовой мерзлоты, так и островной. Это связано со значительной динамичностью ММП: они могут изменять конфигурацию, исчезать и возникать в течение нескольких лет.

Строительство дорог, зданий, распашка земель и т.д. изменяют характер распределения снежного покрова и растительности, что влияет на температуру и влажность почвогрунтов, например на пашне увеличивается глубина промерзания почв, запаздывают сроки их оттаивания и прогревания до активных температур; на крупных пахотных массивах формируются очаги холода, способствующие общему выхолаживанию пашни. При строительстве зданий при оттаивании грунтов оснований наблюдаются осадки, имеющие характер просадок, что может привести к деформации зданий и технологическим авариям. Пучение грунтов сильно повышает стоимость содержания дорог и др. Данные о распространении реликтовых ММП необходимо учитывать при проектировании и бурении поисковых скважин на нефть, газ и подземных вод, строительстве зданий, трубопроводов и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Азьмука Т.И. Климат почв Среднего Приобья. Новосибирск : Наука, 1986. 120 с.
- Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири / отв. ред. чл.-кор. РАН А.В. Каньгин. Новосибирск : НИЦ ОНГТМ СО РАН, 1994. 105 с.
- Бадю Ю.Б., Васильчук Ю.К., Кашперюк П.И. Геологические процессы и явления, обусловленные сезонными изменениями температур в слое сезонного промерзания-протаивания // Экогеодинамика Западно-Сибирской плиты (пространственно-временные закономерности). М. : Изд-во Моск. ун-та, 1986. С. 74–92.
- Бурканова Е.М. Палиностратиграфия каргинско-голоценовых отложений комплекса речных долин Среднего Приобья : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 2018. 20 с.

- Васильчук Ю.К.** Современное положение южной границы зоны многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской низменности // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII, № 1. С. 17–27.
- Геокриология СССР. Западная Сибирь** / под ред. Э.Д. Ершова. М. : Недра, 1989. 454 с.
- Герасимова А.С., Афонская Л.Г., Ершова С.Б., Коломенская В.Н., Семенов В.М.** Инженерно-геологические условия центральной части Западно-Сибирской плиты // Природные условия Западной Сибири. М., 1971. Вып. 1. С. 185–202.
- Гиличинский Д.А.** Сезонная криолитозона Западной Сибири. М. : Наука, 1986. 144 с.
- Городков Б.Н.** Крупнобугристые торфяники и их географическое распространение // Природа. 1928. № 6. С. 599–601.
- Граве Н.А.** Мерзлые толщи земли // Природа. 1968. № 1. С. 53.
- Дюкарев А.Г., Пологова Н.Н.** Современные криоморфозы в ландшафтах южной тайги Западной Сибири // География и природные ресурсы. 2007. № 1. С. 96–100.
- Дюкарев А.Г., Пологова Н.Н., Дюкарев Е.А.** Температурный режим глубоководных почв Томь-Яйского междуречья // Современные проблемы генезиса, географии и картографии почв. Томск, 2011. С. 35–38.
- Евсеева Н.С.** Современный морфолитогенез юго-востока Западно-Сибирской равнины. Томск : Изд-во НТЛ, 2009. 484 с.
- Евсеева Н.С., Головеров А.Г., Попкова Н.И.** Современные процессы рельефообразования в бассейне среднего и нижнего течения р. Чулым // Вопросы географии Сибири. Томск, 1984. Вып. 16. С. 48–57.
- Евсеева Н.С., Земцов А.А.** Рельефообразование в лесоболотной зоне Западно-Сибирской равнины. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1990. 242 с.
- Евсеева Н.С., Льготин В.А.** Геоморфологическая карта Томской области. Томск : Томскгеомониторинг, 2002. 1 л.
- Ершов Э.Д.** Общая геокриология. М. : Недра, 1990. 559 с.
- Земцов А.А.** Новые данные о вечной мерзлоте в Западной Сибири // Труды Томского университета. 1957. Т. 147.
- Земцов А.А.** Глубокозалегающие толщи многолетнемерзлых горных пород в Западной Сибири // Известия АН СССР. Сер. географическая. 1960. № 4. С. 89–93.
- Земцов А.А.** Геоморфология Западно-Сибирской равнины (Северная и Центральная части). Томск : Изд-во Том. ун-та, 1976. 343 с.
- Земцов А.А.** Вечная мерзлота в пределах Томской области // Вопросы географии Сибири. Томск, 1997. Вып. 22. С. 5–8.
- Земцов А.А., Горюхин Е.А., Карлсон В.Л.** Многолетнемерзлые породы в восточной части Западно-Сибирской равнины // Известия Всесоюзного географического общества. 1971. Т. 103, № 1. С. 80–82.
- Инженерная геодинамика территории России** / под общ. ред. В.Т. Трофимова, Э.В. Калинина. М. : Изд. дом КДУ, 2013. 816 с.
- Инишева Л.И., Архипов В.С., Маслов С.Г., Михантьева Л.С.** Торфяные ресурсы Томской области и их использование. Новосибирск, 1995. 88 с.
- История** криологического исследования Западной Сибири. Новосибирск : Наука, 1990.
- Качинский Н.А.** Замерзание, разморозание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. М. : Наука и просвещение, 1927. 168 с.
- Кисилев М.В., Воропай Н.Н., Дюкарев Е.А.** Особенности температурного режима почв верхового болотного массива // Известия вузов. Физика. 2016. Т. 59, № 7/2. С. 93–98.
- Космогеологическая карта** линейных и кольцевых структур СССР / гл. ред. А.Д. Щеглов. М., 1980. 2 л.
- Ландшафты болот Томской области** / под ред. Н.С. Евсеевой. Томск : Изд-во НТЛ, 2012. 400 с.
- Лисс О.Л., Березина Н.А.** Болота Западно-Сибирской равнины. М. : Изд-во Моск. ун-та, 1981. 208 с.
- Львов Ю.А.** Болота Тым-Вахского междуречья // Природа и экономика севера Томской области (Материалы комплексной экспедиции по изучению природных условий, естественных ресурсов и экономики нефтегазоносных районов Томской области). Томск : Изд-во Том. ун-та, 1977. С. 118–133.
- Мизеров Б.В., Богдашев В.А.** Основные черты геоморфологического строения Кеть-Тымского Приобья и бассейна р. Сым // Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. Новосибирск, 1978. С. 143–163.
- Мульдьяров Е.Я.** Мерзлотный торфяник на междуречье Кети и Чулыма // Ледники и климат Сибири. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1987. С. 84–85.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР.** СПб. : Гидрометеиздат, 1993. Сер. 3: Многолетние данные. Вып. 20: Томская, Новосибирская, Кемеровская области, Алтайский край. С. 39–46.
- Палеоклиматы и палеоландшафты** внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен–голоцен: Атлас-монография / под ред. А.А. Величко. М., 2009. 120 с.
- Пашнева Г.Е., Печень-Песенко О.Э.** Влияние снежного покрова на гидротермический режим почв юга Томской области // Ледники и климат Сибири. Томск, 1987. С. 162–165.
- Петров А.И., Евсеева Н.С., Каширо М.А.** Динамика характеристик снежного покрова в ландшафтах Томь-Яйского междуречья // Вестник Томского государственного университета. 2013. № 71. С. 183–188.
- Петров В.Г.** Новый вариант южной границы вечной мерзлоты в Западной Сибири // Труды Комиссии АН СССР по изучению вечной мерзлоты. 1937. Вып. 5. С. 105–108.
- Попов А.И.** Вечная мерзлота в Западной Сибири. М. : Изд-во АН СССР, 1953. 230 с.
- Природные опасности России.** Геокриологические опасности / под ред. Л.С. Гарагуля, Э.Д. Ершова. М. : КРУК, 2000. 316 с.
- Ресурсы** поверхностных вод СССР. Л. : Гидрометеиздат, 1972. Т. 15, вып. 2. 407 с.
- Сильвестров В.Н.** Пояснительная записка к карте четвертичных отложений Томской области масштаба 1:500 000 (тема 55). Томск, 1997. 91 с.
- Сюрпризы «вечного льда»** // Научная Россия: электронное периодическое издание. 2015. 31 авг. URL.: <https://scientificrussia.ru/rubric/physics/syurprizy-vechnogo-lda> (дата обращения: 23.11.2017).
- Трофимов В.Т.** Закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий Западно-Сибирской плиты. М. : Изд-во Моск. ун-та, 1977. 276 с.
- Хмелев В.А., Панфилов В.П., Дюкарев А.Г.** Генезис и физические свойства текстурно-дифференцированных почв. Новосибирск : Наука, 1988. 128 с.

Шамахов А.Ф., Земцов А.А. Многолетняя реликтовая мерзлота в Западной Сибири и ее палеогеографическое значение // Известия Всесоюзного географического общества. 1979. Т. 111. С. 150–155.

Шпанский А.В. Четвертичные млекопитающие Томской области и их значение для оценки среды обитания. Томск, 2003. 162 с.

Экологический мониторинг: состояние окружающей среды Томской области в 2008 году / гл. ред. А.М. Адам. Томск : Графика ДТР, 2009. 144 с.

Экологический мониторинг: состояние окружающей среды Томской области в 2010 году / гл. ред. А.М. Адам. Томск : Графика ДТР, 2011. 144 с.

Экологический мониторинг: состояние окружающей среды Томской области в 2011 году / гл. ред. А.М. Адам. Томск : Графика ДТР, 2012. 168 с.

Ястремская З.И. Влияние снегонакопления на смыв почв в условиях юга Томской области // Ледники и климат Сибири. Томск, 1987. С. 186–187.

Vlyakharchuk T.A., Sulerzhitsky L.D. Holocene vegetational and climatic changes in the forest zone of Western Siberia according to pollen from the extrazonal palsa bog Bugristoye // The Holocene. 1999. Vol. 9, is. 5. P. 622–627.

Авторы:

Евсеева Нина Степановна, доктор географических наук, профессор, заведующая кафедрой географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томского государственного университета, Томск, Россия.

Квасникова Зоя Николаевна, кандидат географических наук, доцент, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томского государственного университета, Томск, Россия.

E-mail: zojkwas@rambler.ru

Каширо Маргарита Александровна, кандидат географических наук, доцент, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томского государственного университета, Томск, Россия.

E-mail: mkashiro@yandex.ru

Geosphere Research, 2018, 3, 71–87. DOI: 10.17223/25421379/8/7

N.S. Evseeva, Z.N. Kvasnikova, M.A. Kashiro

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

FROM HISTORY OF STUDYING OF PERMAFROST IN THE SOUTH-EAST OF WESTERN SIBERIA, ITS TYPES AND INFLUENCE ON RELIEF FORMING

The permafrost area covers about 70 % of territory of Russia and the seasonal frost area comprises about 25–30 %. The permafrost is also widespread in the South-East of the West Siberian plain within the taiga and subtaiga zones of the Tomsk oblast', where three types of permafrost are identified: seasonal, sporadic island formation and relict. Certain cryogenic processes develop in each type of permafrost. Veined and polygonal relief, thermokarst are associated with relict permafrost, palsas (palsa) are formed in the areas with island permafrost, heaving of soils and frost cracking occur in areas with seasonal permafrost.

The immediate proximity to the southern border of the cryolithozone, the presence in the North and North-East of the region of deep-lying relic frozen rocks, and long (up to 5–6 months) and deep (up to 2–3.5 m) seasonal freezing of rocks are features of modern geocryological situation in the territory of Tomsk oblast'.

This article briefly considers the history of the discovery of the relic permafrost in Western Siberia by A.A. Zemtsov, who was Professor of the Tomsk state University (1957); in the article also the area of permafrost in the Tomsk oblast', its depth and thickness are given and the influence of cryogenic processes on the relief is described. The paper characterizes natural factors of seasonal permafrost development such as dispersion and humidity, average annual and minimum temperatures of soil and air, depth of freezing and other factors.

Cryogenic processes developing in seasonal and relic permafrost of Tomsk oblast' are insufficiently studied. The authors consider a genetic series of cryogenic processes developing in the Tomsk oblast' based on field research and analysis of literature sources. One of the most dangerous processes is frost heaving in dispersive grounds. The data on the distribution of relic permafrost should be considered into account when designing and drilling exploratory wells for oil, gas and groundwater, construction of roads, pipelines, buildings and other facilities

Keywords: *West Siberia, Tomsk oblast, permafrost.*

References

Az'muka T.I. *Klimat pochv Srednego Priob'ya* [The climate of the soils of the middle Ob region]. Novosibirsk: Nauka Publ., 1986. 120 p. In Russian

Arkipov S.A., Volkova V.S. *Geologicheskaya istoriya, landshafty i klimaty pleistotsena Zapadnoi Sibiri* [Geological history, landscapes and climates in the Pleistocene of Western Siberia] / ed. member-correspondent of RAS A.V. Kanygin. Novosibirsk: United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy SB RAS Publ., 1994. 105 p. In Russian

Badu Yu.B., Vasil'chuk Yu.K., Kashperiyuk P.I. *Geologicheskiye protsessy i yavleniya, obuslovlennyye sezonnyimi izmeneniyami temperatur v sloye sezonnogo promerzaniya–protaivaniya* [Geological processes and phenomena, due to seasonal temperature changes in the layer of seasonal freezing–thawing] // *Ekzogedodinamika Zapadno-Sibirskoi plity (prostranstvenno-vremennyye zakonomernosti)* [Ecogeodynamics of the West Siberian plate (spatial-temporal regularities)]. Moscow: Moscow St. Univ. Publ., 1986. pp. 74–92. In Russian

Burkanova E. M. *Palinostratografiya karginsko-golocenovykh otlozhenij kompleksa rechnykh dolin Srednego Priob'ya: avtoref. diss. kand. geol.-mineral. nauk.* [Palinostratigraphy Karginy and Holocene deposits of river valleys complex in the Middle Ob region: synopsis of PhD thesis in Geology and Mineralogy]. Tomsk, 2018. 20 p. In Russian

- Vasil'chuk, Yu.K. *Sovremennoe polozhenie yuzhnoj granicy zony mnogoletnemerzlykh porod Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [The current position of the southern boundary of the permafrost zone in the West Siberian lowland] // *Kriosfera Zemli*, 2013. V. XVII, No. 1. pp. 17–27. In Russian
- Geokriologiya SSSR. *Zapadnaya Sibir'* [Geocryology of the USSR. West Siberia] / ed. E.D. Ershov. Moscow: Nedra Publ., 1989. 454 p. In Russian
- Gerasimova A.C., Afonskaya L.G., Ershova S.B., Kolomenskaya V.N., Semenov V.M. *Inzhenerno-geologicheskiye usloviya tsentral'noy chasti Zapadno-Sibirskoy plity* [Engineering and geological conditions of the Central part of the West Siberian plate] // *Prirodnye usloviya Zapadnoi Sibiri* [Natural conditions of Western Siberia]. Moscow, 1971. V. 1. pp. 185–202. In Russian
- Gilichinskii D.A. *Sezonnaya kriolitizona Zapadnoi Sibiri* [Seasonal cryolithozone of Western Siberia]. Moscow: Nauka Publ., 1986. 144 p. In Russian
- Gorodkov B.N. *Krupnobugristye torfyaniki i ikh geograficheskoe rasprostranenie* [Large-hilly peatlands and their geographical distribution] // *Priroda*, 1928, No 6. pp. 599–601. In Russian
- Grave N.A. *Merzlye tolshchi zemli* [Frozen strata of the Earth] // *Priroda*, 1968, No 1. p. 53. In Russian
- Dyukarev A.G., Pologova N.N. Modern Cromarty in landscapes of the southern taiga of Western Siberia // *Geography and natural resources*. 2007. No 1. pp. 96–100. In Russian
- Dyukarev A.G., Pologova N.N., Dyukarev E.A. *Temperaturnyy rezhim glubokoopodzolennykh pochv Tom'-Yayskogo mezhdurech'ya* [The temperature regime of a deep podzolic soils of Tom'-Yaya interflue] // *Sovremennye problemy genezisa, geografii i kartografii pochv* [Modern problems of genesis, geography and cartography of soils]. Tomsk, 2011. pp. 35–38. In Russian
- Evseeva N.S. *Sovremenniy morfologicheskyy yugo-vostoka Zapadno-Sibirskoi ravniny* [Modern morpholithogenesis of the South-East of the West Siberian plain]. Tomsk: NTL Publ., 2009. 484 p. In Russian
- Evseeva N.S., Goloverov A.G., Popkova N.I. *Sovremennyye protsessy rel'yefoobrazovaniya v bassejne srednego i nizhnego techeniya r. Chulym* [Modern processes of the relief formation in middle and lower reaches of the river Chulym] // *Voprosy geografii Sibiri* [Questions of geography of the Siberia]. Tomsk, 1984. V. 16. pp. 48–57. In Russian
- Evseeva N.S., L'gotin V.A. *Geomorfologicheskaya karta Tomskoi oblasti* [Geomorphological map of the Tomsk oblast]. Tomsk: Tomskgeomonitoring Publ., 2002. 1 p. In Russian
- Evseeva N.S., Zemtsov A.A. *Rel'yefoobrazovanie v lesobolotnoi zone Zapadno-Sibirskoi ravniny* [The relief formation in the forest-swamp zone of the West Siberian plain]. Tomsk: Tomsk St. Univ. Publ., 1990. 242 p. In Russian
- Ershov E.D. *Obshchaya geokriologiya* [General Geocryology]. Moscow: Nedra Publ., 1990. 559 p. In Russian
- Zemtsov A.A. *Vechnaya merzlota v predelakh Tomskoy oblasti* [Permafrost within Tomsk oblast] // *Voprosy geografii Sibiri* [Questions of geography of Siberia]. Tomsk, 1997. V. 22. pp. 5–8. In Russian
- Zemtsov A.A., Goryukhin E.A., Karlson V.L. *Mноголетнemerzlyye porody v vostochnoy chasti Zapadno-Sibirskoy ravniny* [Permafrost in the Eastern part of the West Siberian plain] // *Izvestiya Vsesoyuznogo geograficheskogo obshchestva* [Izvestiya of all-Union geographical society]. 1971. V. 103, No 1. pp. 80–82. In Russian
- Zemtsov A.A. *Geomorfologiya Zapadno-Sibirskoy ravniny (Severnaya i Tsentral'naya chasti)* [Geomorphology of the West Siberian Plain (Northern and Central parts)]. Tomsk: Publishing house Tom. University, 1976. 343 p. In Russian
- Zemtsov A.A. *Glubokozalegayushchiye tolshchi mnogoletnemerzlykh gornykh porod v Zapadnoy Sibiri* [Deep-lying strata of frozen rocks in Western Siberia] // *Izvestiya AN SSSR. Ser. geograficheskaya* [News of Academy of Sciences of the USSR. Geographical series]. 1960. No 4. pp. 89–93. In Russian
- Inzhenernaya geodinamika territorii Rossii* [Engineering geodynamics of Russian territory], eds. V.T. Trofimov, E.V. Kalinin. Moscow: KDU Publ., 2013. 816 p. In Russian
- Zemtsov A.A. *Novye dannye o vechnoy merzlotе v Zapadnoy Sibiri* [New data on the permafrost in Western Siberia] // *Trudy Tomskogo universiteta*. V. 147, 1957. In Russian
- Inisheva L.I., Arkhipov V.S., Maslov S.G., Mikhant'eva L.S. *Torfyanye resursy Tomskoi oblasti i ikh ispol'zovanie* [Peat resources of Tomsk oblast and their use]. Novosibirsk, 1995. 88 p. In Russian
- Istoriya kriologicheskogo issledovaniya Zapadnoi Sibiri* [History of cryological research of Western Siberia]. Novosibirsk: Nauka Publ., 1990. In Russian
- Kachinskii H.A. *Zamerzanie, razmerzanie i vlazhnost' pochvy v zimnii sezon v lesu i na polevykh uchastkakh* [Freezing, thawing and soil moisture in the winter season in the forest and in the field]. Moscow: Nauka i prosveshchenie Publ., 1927. 168 p. In Russian
- Kisilev M.V., Voropai N.N., Dyukarev E.A. Features of the soil temperature regime of the sphagnum swamp // *Russian Physics Journal*. 2016. V. 59, No 7/2. pp. 93–98. In Russian
- Kosmogeologicheskaya karta lineinykh i kol'tsevykh struktur SSSR* [Cosmogeological map of linear and ring structures of the USSR] / ed. A.D. Shcheglov. Moscow, 1980. 2 p. In Russian
- Landshafty bolot Tomskoi oblasti* [The landscape of bogs in Tomsk oblast] / ed. N.S. Evseeva Tomsk, NTL Publ., 2012. 400 p. In Russian
- Liss O.L., Berezina H.A. *Bolota Zapadno-Sibirskoi ravniny* [Bogs of the West Siberian plain]. Moscow: Moscow State Univ. Publ., 1981. 208 p. In Russian
- L'vov Yu.A. *Bolota Tym-Vahskogo mezhdurech'ya* [Swamp in the Tym and Vakhsky interflue] // *Priroda i ehkonomika severa Tomskoy oblasti (Materialy kompleksnoy ehkspeditsii po izucheniyu prirodnykh uslovij, estestvennykh resursov i ehkonomiki neftegazonosnykh rajonov Tomskoy oblasti)*. Tomsk: Izdatel'svo Tomskogo universiteta Publ., 1977. pp. 118–133. In Russian
- Mizerov B.V., Bogdashev V.A. *Osnovnyye cherty geomorfologicheskogo stroeniya Ket'-Tym'skogo Priob'ya i basseyna r. Sym* [The main features of the geomorphological structure of the Ob' region (near Ket and Tym river) and the Sym river basin] // *Problemy geomorfologii i neotektoniki platformennykh oblastei Sibiri* [Problems of geomorphology and neotectonics of platform regions of Siberia]. Novosibirsk, 1978. pp. 143–163. In Russian
- Mul'diyarov E.Ya. *Merzlotnyy torfyanik na mezhdurech'e Keti i Chulyma* [The presence of permafrost peatlands in the area between Ket and Chulym] // *Ledniki i klimat Sibiri*. Tomsk: Izdatel'svo Tomskogo universiteta Publ., 1987. pp. 84–85. In Russian
- Nauchno-prikladnoi spravochnik po klimatu SSSR* [Scientific and applied guide to the climate of the USSR]. St. Petersburg: Gidrometeoizdat Publ., 1993. Ser. 3: *Mноголетние данные* [Long-term data]. V. 20: Tomsk, Novosibirsk, Kemerovo regions, Altai Krai. pp. 39–46. In Russian

Velichko A.A. *Paleoklimaty i paleolandshafty vnetropicheskogo prostranstva Severnogo polushariya. Pozdnii pleistotsen-golotsen* [Paleoclimates and space paleolandscape extratropical Northern hemisphere. From Late Pleistocene to Holocene]. Moscow, 2009. 120 p. In Russian

Pashneva G.E., Pechen'-Pesenko O.E. *Vliyaniye snezhnogo pokrova na gidrotermicheskiy rezhim pochv yuga Tomskoy oblasti* [The influence of snow covers on hydrothermal regime of soils in the South of Tomsk oblast] // *Ledniki i klimat Sibiri* [Glaciers and climate of Siberia]. Tomsk, 1987. pp. 162–165. In Russian

Petrov A.I., Evseeva N.S., Kashiro M.A. Dynamics of characteristics of snow cover in the landscapes of Tom'-Yaya interfluve // *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta* [Bulletin of the Tomsk State University]. 2013. No 71. pp. 183–188. In Russian

Petrov V.G. *Novyy variant yuzhnoy granicy vechnoy merzloty v Zapadnoy Sibiri* [A new version of the southern boundary of permafrost in Western Siberia] // *Trudy Komissii AN SSSR po izucheniyu vechnoy merzloty*, 1937. No. 5, pp. 105–108. In Russian

Popov A.I. *Vechnaya merzlota v Zapadnoy Sibiri* [Permafrost in Western Siberia]. Moscow: USSR Academy of Sciences Publ., 1953. 230 p. In Russian

Prirodnye opasnosti Rossii. Geokriologicheskie opasnosti [Natural hazards of Russia. Geocryological hazards] / eds. L.S. Garagul', E.D. Ershov. Moscow: KRUK Publ., 2000. 316 p. In Russian

Resursy poverkhnostnykh vod SSSR [Surface water resources of the USSR]. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ., 1972. V. 15. Iss. 2. 407 p. In Russian

Syurprizy «vechnogo l'da» [Surprises of «eternal ice»] // *Nauchnaya Rossiya: ehlektronnoe periodicheskoe izdanie* [Scientific Russia], 2015. 31 aug. Available at: <https://scientificrussia.ru/rubric/physics/syurprizy-vechnogo-lda> (accessed 23.11.2017). In Russian

Trofimov, V.T. *Zakonomernosti prostranstvennoi izmenchivosti inzhenerno-geologicheskikh uslovii Zapadno-Sibirskoi plity* [Regularities in spatial variability of engineering-geological conditions of the West Siberian plate]. Moscow: Moscow St. Univ. Publ., 1977. 276 p. In Russian

Khmelev V.A., Panfilov V.P., Dyukarev A.G. *Genesis i fizicheskie svoystva teksturno-differentsirovannykh pochv* [The genesis and physical properties of texture differentiated soils]. Novosibirsk : Nauka Publ., 1988. 128 p. In Russian

Sil'vestrov V.N. *Poyasnitel'naya zapiska k karte chetvertichnykh otlozhenii Tomskoi oblasti masshtaba 1:500 000 (tema 55)* [Explanatory note to the map of Quaternary deposits of the Tomsk region for scale 1:500 000 (topic 55)]. Tomsk, 1997. 91 p. In Russian

Shamakhov A.F., Zemtsov, A.A. *Mnogoletnyaya reliktovaya merzlota v Zapadnoy Sibiri i ee paleogeograficheskoye znachenie* [Relict permafrost in Western Siberia and its paleogeographic significance] // *Izvestiya Vsesoyuznogo geograficheskogo obshchestva* [Proceedings of all-Union geographical society]. 1979. V. 111. pp. 150–155. In Russian

Shpanskii A.V. *Chetvertichnye mlekopitayushchie Tomskoi oblasti i ikh znachenie dlya otsenki sredy obitaniya* [Quaternary mammals of the Tomsk oblast and their implications for the assessment of habitat]. Tomsk, 2003. 162 p. In Russian

Ekologicheskii monitoring: sostoyanie okruzhayushchei sredy Tomskoi oblasti v 2010 godu [Environmental monitoring: state of the environment in Tomsk region in 2010] / ed. A.M. Adam. Tomsk: Grafika DTP Publ., 2011. 144 p. In Russian

Ekologicheskii monitoring: sostoyanie okruzhayushchei sredy Tomskoi oblasti v 2011 godu [Environmental monitoring: state of the environment in Tomsk region in 2011] / ed. A.M. Adam. Tomsk: Grafika DTP Publ., 2012. 168 p. In Russian

Ekologicheskii monitoring: sostoyanie okruzhayushchei sredy Tomskoi oblasti v 2008 godu [Environmental monitoring: state of the environment in Tomsk region in 2008] / ed. A.M. Adam. Tomsk: Grafika DTP Publ., 2009. 144 p. In Russian

Yastremskaya Z.I. *Vliyaniye snegonakopleniya na smyv pochv v usloviyakh yuga Tomskoy oblasti* [The influence of snow accumulation on the erosion of soils in the southern Tomsk oblast] // *Ledniki i klimat Sibiri* [Glaciers and the climate of Siberia]. Tomsk, 1987. pp. 186–187. In Russian

Blyakharchuk T.A., Sulerzhitsky L.D. *Holocene vegetational and climatic changes in the forest zone of Western Siberia according to pollen from the extrazonal palsa bog Bugristoye / The Holocene*, 1999. V. 9, iss. 5, pp. 622–627.

Authors:

Evseyeva Nina S., Dr. Sci. (Geogr.), Professor, Head of the Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

Kvasnikova Zoya N., Cand. Sci. (Geogr.), Associate Professor, Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: zoykwas@rambler.ru

Kashiro Margarita A., Cand. Sci. (Geogr.), Associate Professor, Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: mkashiro@yandex.ru

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2018. № 3

Редактор Ю.П. Готфрид
Корректор Н.А. Афанасьева
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 21.09.2018 г. Формат 60x84¹/₈.
Гарнитура Times. Печ. л. 11,2; усл. печ. л. 10,4.
Тираж 50 экз. Заказ № 3530. Цена свободная.

Дата выхода в свет 18.01.2019 г.

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