

ПРИРОДНЫЕ РЕСУРСЫ АРКТИКИ И СУБАРКТИКИ

(до 2018 г. «Наука и образование»)

Научный журнал

2021, Том 26, № 2

Основан в 1996 г.
Выходит 4 раза в год

Учредители:

Академия наук РС (Я),
Якутский научный центр СО РАН,
Северо-Восточный федеральный
университет им. М.К. Аммосова,
Министерство образования и науки РС (Я)

В журнале публикуются научные статьи по геологии,
мерзлотоведению, экологии, биологическим ресурсам
и материаловедению арктических и субарктических
регионов

Главный редактор

В.В. Филиппов

Член-корреспондент РАН

Заместители главного редактора:

Н.Г. Соломонов, член-корр. РАН

Ю.М. Григорьев, д-р физ.-мат. наук

Ответственный секретарь

З.А. Корнилова

Адрес редакции:

677000, г. Якутск, пр. Ленина, 33
nras2018@mail.ru

<http://nras.asrsya.ru>

Регистрационный номер ПИ № ТУ14-00503
от 15.02.2018 г. выдан Управлением Роскомнадзора
по Республике Саха (Якутия) Федеральной службы
по надзору в сфере связи, информационных технологий
и массовых коммуникаций

Подписной индекс в каталоге Почта России – ПР046

Входит в Перечень ВАК Минобрнауки РФ (22.12.2020)

Включен в базу данных Russian Science Citation Index (RSCI)

© Академия наук РС (Я), 2021

© Якутский научный центр СО РАН, 2021

© Северо-Восточный федеральный университет
им. М.К. Аммосова, 2021

© Министерство образования и науки РС (Я), 2021

ISSN 2618-9712 (print)

ISSN 2686-9683 (online)

ARCTIC AND SUBARCTIC NATURAL RESOURCES

(until 2018 «Nauka i Obrazovanie»)

Scientific journal

2021, Vol. 26, No. 2

Founded in 1996
4 issues per year

Founders:

Academy of Sciences of the Republic of Sakha (Yakutia),
Yakut Scientific Center of the Siberian Branch
of the Russian Academy of Sciences,
M.K. Ammosov North-Eastern Federal University,
Ministry of Education and Science
of the Republic of Sakha (Yakutia)

The journal publishes articles on Geology,
Permafrost Science, Ecology, Biological Resources
and Materials Science of the Arctic and Subarctic regions

Editor-in-Chief

V.V. Filippov

Corresponding Member of RAS

Deputy Editors-in-Chief:

N.G. Solomonov

Corresponding Member of RAS

Yu.M. Grigoriev

Dr.Sci. (Phys.-Math.)

Executive Editor

Z.A. Kornilova

Editorial Office Address:

33 Lenina pr., Yakutsk, 677000, Russia
nras2018@mail.ru

<http://nras.asrsya.ru>

The certificate of registration of PI No. TU14-00503
of February 15, 2018, issued by the Board of Federal Service
for Supervision in the Sphere of Communication,
Information Technologies and Mass Communications
in the Republic of Sakha (Yakutia)

Subscription Index in the Russian Post Catalogue – ПР046

Enlisted in the Catalogue of Leading Scientific Journals

of the Higher Attestation Commission, RF (22.12.2020)

Included in the Russian Science Citation Index database (RSCI)

© Academy of Sciences of RS (Ya), 2021

© Yakut Scientific Center of SB RAS, 2021

© M.K. Ammosov North-Eastern
Federal University, 2021

© Ministry of Education and Science of RS (Ya), 2021

Редакционный совет:

Филиппов В.В. – чл.-корр. РАН, АН РС (Я); Крымский Г.Ф. – акад. РАН, ИКФИА СО РАН; Лебедев М.П. – чл.-корр. РАН, ИФТПС СО РАН; Николаев А.Н. – д.б.н., СВФУ им. М.К. Аммосова; Присяжный М.Ю. – д.г.н., Минобрнауки РС (Я)

Редакционная коллегия:

Науки о Земле

Горячев Н.А. – чл.-корр. РАН, СВКНИИ ДВО РАН
Григорьев М.Н. – д.г.н., ИМЗ СО РАН
Железняк М.Н. – д.г.-м.н., ИМЗ СО РАН
Колодезников И.И. – д.г.-м.н., проф., АН РС (Я)
Кондратьев С.А. – д.т.н., ИГД СО РАН
Кутыгин Р.В. – к.г.-м.н., ИГАБМ СО РАН
Матвеев А.И. – д.т.н., ИГДС СО РАН
Похиленко Н.П. – акад. РАН, ИГМ СО РАН
Романовский В.Е. – д-р, проф., Геофиз. ин-т Ун-та шт. Аляска, США
Стоун Дэвид – д-р, проф., Геофиз. ин-т Ун-та шт. Аляска, США
Толстов А.В. – д.г.-м.н., НИГПАК «АЛРОСА» (ПАО)
Фридовский В.Ю. – д.г.-м.н., проф., ИГАБМ СО РАН
Шепелев В.В. – д.г.-м.н., проф., ИМЗ СО РАН
Хубберт Х.-В. – д-р, проф., Потсдамский ф-л Ин-та полярных и морских исслед. им. А. Вегенера, Германия
Яковлев В.Л. – чл.-корр. РАН, ИГД УрО РАН

Общая биология

Арчибалд Дж. – д-р, Межд. фонд охраны журавлей, США
Данилова Н.С. – д.б.н., проф., ИБПК СО РАН
Исаев А.П. – д.б.н., ИБПК СО РАН
Кершенгольц Б.М. – д.б.н., проф., ИБПК СО РАН
Соломонов Н.Г. – чл.-корр. РАН, ИБПК СО РАН
Хияма Т. – д-р, проф., Ун-т г. Нагоя, Япония
Убугунов Л.Л. – д.б.н., ИОЭБ СО РАН
Хатано Р. – д-р, проф., Ун-т Хоккайдо, Япония
Шадрина Е.Г. – д.б.н., проф., ИБПК СО РАН

Материаловедение

Аннин Б.Д. – акад. РАН, ИГиЛ СО РАН
Григорьев Ю.М. – д.ф.-м.н., СВФУ
Дейонг Джонг – д-р, проф., Университет Инха, Ю. Корея
Качанов М.Л. – д-р, проф., Ун-т Тафтса, США
Лепов В.В. – д.т.н., ИФТПС СО РАН
Морозов Н.Ф. – акад. РАН, СПбГУ
Охлопкова А.А. – д.т.н., проф., СВФУ
Салахов М.Х. – д.ф.-м.н., проф., К(П)ФУ

Editorial Council:

V.V. Filippov – corr. member RAS, AS RS(Ya), Prof., AS RS(Ya); G.F. Krymsky – Acad. RAS, Yu.G. Shafer Inst. of Cosmophysical Research and Aeronomy SB RAS; M.P. Lebedev – corr. member RAS, Larionov Inst. of Physical and Technical Problems of the North SB RAS; A.N. Nikolaev – Dr. Sci. (Biol), NEFU n.a. M.K. Ammosov; M.Yu. Prisyazhny – Dr. Sci. (Geography), Ministry of Education and Science of RS (Ya)

Editorial Board:

Earth Sciences

N.A. Goryachev – Corr. Member RAS, Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAS
M.N. Grigoriev – Dr. Sci. (Geogr.), Melnikov Permafrost Inst. SB RAS
M.N. Zhelezniak – Dr. Sci. (Geol. and Mineral.), Melnikov Permafrost Institute SB RAS
I.I. Kolodeznikov – Dr. Sci. (Geol. and Mineral.), prof., AS RS(Ya)
S.A. Kondratiev – Dr. Sci. (Tech.), Inst. of Mining of the North SB RAS
R.V. Kutygin – Cand. Sci. (Geol. and Mineral.), Diamond and Precious Metal Geology Inst. SB RAS
A.I. Matveev – Dr. Sci. (Tech.), Chersky Inst. of Mining of the North SB RAS
N.P. Pokhilenko – Acad. RAS, V.S. Sobolev Inst. of Geology and Mineralogy SB RAS
V. E. Romanovsky – Dr., Prof., Geophysical Inst., Univ. of Alaska, USA
David B. Stone – Dr., Prof., Geophysical Inst., Univ. of Alaska, USA
A.V. Tolstov – Dr. Sci. (Geol. and Mineral.), Research Geological Prospecting Enterprise (NIGP) of PJSC «ALROSA»
V.Yu. Fridovsky – Dr. Sci. (Geol. and Mineral.), Prof., Diamond and Precious Metal Geology Inst. SB RAS
V.V. Shepelev – Dr. Sci. (Geol. and Mineral.), Prof., Melnikov Permafrost Inst. SB RAS
H.-V. Hubberten – Dr., Prof., Alfred Wegener Inst. for Polar and Marine Research, Potsdam Research Unit, Germany
V.L. Yakovlev – Corr. Member RAS, Inst. of Mining UB RAS

General Biology

George Archibald – Dr., International Crane Foundation, USA
N.S. Danilova – Dr. Sci. (Biol.), Prof., Inst. for Biological Problems of Cryolithozone SB RAS
B.M. Kershengolts – Dr. Sci. (Biol.), Prof., Inst. for Biological Problems of Cryolithozone SB RAS
N.G. Solomonov – Corr. Member RAS, Inst. for Biological Problems of Cryolithozone SB RAS
Tetsuya Hiyama – Dr., Prof., Nagoya Univ., Japan
A.P. Isaev – Dr. Sci. (Biol.), Inst. for Biological Problems of Cryolithozone SB RAS
L.L. Ubugunov – Dr. Sci. (Biol.), Inst. of General and Experimental Biology SB RAS
Ryusuke Hatano – Dr., Prof., Hokkaido Univ., Japan
E.G. Shadrina – Dr. Sci. (Biol.), Prof., Inst. for Biological Problems of Cryolithozone SB RAS

Materials Science

B.D. Annin – Acad. RAS, Lavrentyev Institute of Hydrodynamics SB RAS
Yu.M. Grigoriev – Dr. Sci. (Phys. and Math.), NEFU
Dae-Yong Jeong – Dr., Inha University, Korea
M.L. Kachanov – Dr., Prof., Tufts Univ., USA
V.V. Lepov – Dr. Sci. (Tech.), Larionov Inst. of Physical and Technical Problems of the North SB RAS
N.F. Morozov – Acad. RAS, St Petersburg State Univ.
A.A. Okhlopova – Dr. Sci. (Tech.), Prof., NEFU n. a. M.K. Ammosov
M.H. Salakhov – Dr. Sci. (Phys. and Math.), Prof., Kazan Federal Univ.

СОДЕРЖАНИЕ

Науки о Земле

Общая и региональная геология, петрология и вулканология

<i>Имаева Л.П., Маккей К.Г., Козьмин Б.М., Макаров А.А.</i> Сейсмоструктурная реактивизация краевых шовных зон Сибирского кратона	7
<i>Фридовский В.Ю., Лоскутов Е.Е., Кондратьева Л. А., Иванов А.И., Костин А.В., Соловьев Е.Э., Иванов М.С., Желонкина М.С.</i> Геология, глубинное строение, магматизм, Au–Ag- и Ag–Pb–Zn-минерализация Чепчугинского рудного узла (Верхояно-Колымская минерагеническая провинция)	27
<i>Kostin A.V.</i> Mineralization in the Kildyam mafic volcanic rocks – a magmatic contribution to ore-forming fluids (Central Yakutia, Russia)	49
<i>Мащенко Е.Н., Плотников В.В.</i> Мамонтова фауна окрестностей термокарстового озера Булгунняхтах (Усть-Янский район, Якутия)	72

Инженерная геология, мерзлотоведение и грунтоведение

<i>Спектор В.Б., Шестакова А.А., Торговкин Я.И.</i> Новые генетические типы форм рельефа и отложений прибрежной части западного сектора моря Лаптевых и дельты р. Лена	81
--	----

Общая биология

Экология

<i>Рожков Ю.Ф., Кондакова М.Ю.</i> Оценка нарушенности лесных экосистем и их восстановления после пожаров в Олекминском заповеднике (Россия) по космическим снимкам Landsat	94
---	----

Биологические ресурсы

<i>Соломонов Н.Г., Ануфриев А.И.</i> Временная организация зимней спячки у представителей семейств <i>Erinacidae</i> и <i>Sciuridae</i>	108
<i>Булахова Н.А., Михайлова Е.И., Берман Д.И.</i> Фенология сибирского углозуба (<i>Salamandrella keyserlingii</i> , Caudata, Hynobiidae) в климатически различных районах северо-востока Азии	117
<i>Николин Е.Г.</i> Три стандартные флоры горных систем крайнего Северо-Востока Якутии	136
<i>Симонова Е.О., Симонов О.А., Субботин А.М., Петров С.А.</i> Влияние бактерий, выделенных из многолетнемерзлых пород, на морфофизиологические и биохимические параметры растений в условиях хлоридного засоления	149

Металлургия и материаловедение

Материаловедение

<i>Лукачевская И.Г., Гаврильева А.А., Кычкин А.К., Кычкин А.А., Стручков Н.Ф., Дьяконов А.А.</i> Оценка начальной стадии климатического старения базальто- и стеклопластиков в условиях экстремально холодного климата	159
--	-----

Лебедев Д.И., Винокуров Г.Г. Исследование трения скольжения модифицированных износостойких порошковых покрытий с металлическими контртелами.....	176
--	-----

Конференции

XI Всероссийская научно-практическая конференция «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России».....	179
--	-----

CONTENTS

Earth sciences

General and regional geology, petrology and volcanology

<i>Imaeva L.P., Mackey K.G., Koz'min B.M., Makarov A.A.</i> Seismotectonic reactivation of the marginal suture zones of the Siberian craton	7
<i>Fridovsky V.Y., Loskutov E.E., Kondratieva L.A., Ivanov A.I., Kostin A.V., Soloviov E.E., Ivanov M.S., Zhelonkina M.S.</i> Geology, deep structure, magmatism, Au-Ag and Ag-Pb-Zn mineralization of the Chepchuginsky ore cluster (the Verkhoyansk-Kolyma mineragenic province)	27
<i>Kostin A.V.</i> Mineralization in the Kildyam mafic volcanic rocks – a magmatic contribution to ore-forming fluids (Central Yakutia, Russia)	49
<i>Mashchenko E.N., Plotnikov V.V.</i> Mammoth fauna at the thermokarst lake Bulgunnyakhtakh (Ust-Yana district, Yakutia)	72

Engineering geology, permafrost and soil science

<i>Spektor V.B., Shestakova A.A., Torgovkin Y.I.</i> New genetic types of landforms and deposits of the coastal part of the western sector of the Laptev Sea and the Lena River Delta	81
---	----

General biology

Ecology

<i>Rozhkov Yu.F., Kondakova M.Yu.</i> Evaluation of the disturbance of forest ecosystems and their recovery after wildfire events in the Olekminsky reserve (Russia) using interpretation of Landsat satellite images	94
---	----

Biological resources

<i>Solomonov N.G., Anufriev A.I.</i> Temporal organization of hibernation in the representatives of <i>Erinacidae</i> and <i>Sciuridae</i> families	108
<i>Bulakhova N.A., Mikhailova E.I., Berman D.I.</i> Phenology of Siberian salamander (<i>Salamanca keyserlingii</i> , Caudata, Hynobiidae) in climatically different regions of northeast Asia	117
<i>Nikolin E.G.</i> Three standard flora of mountain systems of the North-East of Yakutia	136
<i>Simonova E.O., Simonov O.A., Subbotin A.M., Petrov S.A.</i> Influence of bacteria isolated from permafrost on morphophysiological and biochemical parameters of plants under the conditions of chloride salinity	149

Metallurgy and materials science

Materials science

<i>Lukachevskaya I.G., Gavrilieva A.A., Kychkin A.K., Kychkin A.A., Struchkov N.F., Diakonov A.A.</i> Estimate of the early stage of climatic aging of basalt- and glass-fiber reinforced plastics	159
--	-----

<i>Lebedev D.I., Vinokurov G.G.</i> Study of the sliding friction of modified wear resistant powder coatings with metal counterbodies.....	176
--	-----

Conferences

XI All-Russian Scientific and Practical Conference «Geology and Mineral Resources of the North-East of Russia»	179
--	-----

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Общая и региональная геология, петрология и вулканология

УДК 551.248(571.56)

DOI 10.31242/2618-9712-2021-26-2-1

Сейсмотектоническая реактивизация краевых шовных зон Сибирского кратона

Л.П. Имаева^{1, 2,*}, К.Г. Маккей³, Б.М. Козьмин⁴, А.А. Макаров⁴

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Академия наук Республики Саха (Якутия), Якутск, Россия

³Департамент геологических наук, Университет штата Мичиган, Восточный Лансинг, США

⁴Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

*imaeva@crust.irk.ru

Аннотация. Проведено комплексное сейсмотектоническое исследование тектонических структур Сибирской платформы и ее складчатого обрамления с целью выявления региональных закономерностей процессов деструкции земной коры и динамики формирования очаговых зон сильных землетрясений. Проанализированы данные по геолого-геофизическому строению, новейшему структурному плану, количественным характеристикам новейших и современных тектонических движений. С учетом активности и направленности геодинамических процессов разработаны региональные принципы классификации неотектонических структур с обоснованием дифференциации их на классы. Рассмотрены наиболее активные сегменты Верхоянского краевого шва и Байкало-Становой складчатой системы, которые оказывают динамическое влияние на стиль тектонических деформаций смежных участков Сибирской платформы, где расположены стратегические месторождения полезных ископаемых Республики Саха (Якутия). Установлено, что наиболее активизированные структуры Сибирской платформы расположены в зонах динамического влияния контактных краевых швов. Они контрастно выражены в градиентном поле новейших вертикальных тектонических движений, но характеризуются мозаичным расположением средних и низких значений современных скоростей. На уровень их сейсмической активизации и кинематический тип сейсмотектонических деформаций моделирующее влияние оказывают глобальные геодинамические процессы, происходящие на границах Евразийской, Североамериканской и Амурской литосферных плит. Слабо активизируемые структуры Сибирской платформы, характеризующиеся наибольшими значениями скоростей современных движений, имеют гетерогенный генезис. На динамику формирования этих высокоградиентных зон деформаций, возможно, оказали влияние гляциоизостатические движения. При оценке степени геодинамической активности новейших структур необходимо рассматривать все факторы, которые ответственны за сейсмогеодинамические процессы, включая накопление тектонических напряжений и интенсивность сейсмических событий.

Ключевые слова: Сибирская платформа, краевые швы, сейсмогенерирующие структуры, активные разломы, флюиды, позднекайнозойские деформации, механизм очага землетрясения, потенциальная сейсмичность.

Благодарности. Исследования проведены при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00062 «Динамика новейших структур континентально-шельфовой зоны северо-восточного сектора Российской Арктики»).

Введение

Геодинамические процессы, происходящие в земной коре, отличаются сложностью и зависят

от множества факторов, действие которых в разных тектонических структурах проявляется дифференцированно. Проблема сейсмотектонической

активизации структур докембрийских кратонов, которые традиционно считаются в тектоническом отношении стабильными областями, в последнее время пересматривается [1–3]. По мнению Е.В. Артюшкова с соавторами, на значительной площади континентов в плиоцен-четвертичное время произошли быстрые поднятия земной коры, не зависящие непосредственно от горизонтальных движений литосферных плит, вследствие которых повысилась сейсмичность докембрийских платформ. Авторы данной публикации связывают факт активизации тектонических структур докембрийских кратонов с поступлением в литосферу за последние несколько миллионов лет большого объема флюидов. Вследствие этого подвижность коры докембрийских кратонов возросла, что привело к ее высокоградиентным деформациям со снятием накопленных напряжений в виде сильных землетрясений. Как пример была приведена серия катастрофических землетрясений с магнитудами до 7,7, произошедших в 1811–1812 годах в сейсмической зоне Нью-Мадрид на Среднем Западе США.

Как отмечалось нами ранее, на территории Сибирского кратона инструментальными сейсмологическими наблюдениями зарегистрирован ряд эпицентров землетрясений с $M_w = 4,0–5,7$ и зафиксированы высокоградиентные зоны деформаций новейших и современных вертикальных тектонических движений [2]. Геодезическими методами здесь выявлены максимальные значения скоростей современных тектонических движений [4], а также зоны высоких значений скоростей движений за неотектонический этап развития [3, 5]. Наибольшие скорости современных движений (до 14 мм/год) фиксируются в слабоактивизированных структурах Сибирской платформы, а высокоградиентные зоны новейших деформаций – в зонах динамического влияния краевых швов Сибирского кратона. Помимо этого, на юго-западе Сибирской платформы при исследовании активных разломов Иркутского амфитеатра были обнаружены палеосейсмодислокации, которые можно сопоставить с землетрясениями предполагаемой магнитуды сейсмических событий до 6,0–6,5 [6]. На северо-восточном борту Чульманской впадины в результате сеймотектонических исследований вдоль трассы газопроводных систем «Восточная Сибирь – Тихий океан» и «Сила Сибири» были выявлены палеосейсмодислокации с потенциальной магнитудой $M_w = 7,0$ [7]. Отмеченные выше сейсмиче-

ские события, а также высокие значения геодинамических показателей активности новейших структур указывают на необходимость изучения проблемы генезиса и динамики сейсмогенерирующих процессов в очаговых зонах землетрясений активизированных структур Сибирской платформы.

Геодинамические показатели деформации геологической среды, способные вызвать экологические последствия, в первую очередь связаны с различными типом и интенсивностью проявлений напряженно-деформированного состояния земной коры, позволяющих оценить степень ее деструкции (рис. 1). Такими данными могут являться: сейсмичность; новейшие и современные тектонические движения; особенности распространения тектонической трещиноватости и сети разрывных нарушений. В статье рассматривается различный набор геодинамических показателей геологической среды для платформенных и орогенных структур, что необходимо учитывать при оценке потенциального сейсмического риска территорий, где расположены стратегические месторождения полезных ископаемых Республики Саха (Якутия).

Для решения поставленных задач нами использованы методические приемы, базирующиеся на структурно-геометрическом изучении типов сеймотектонических деформаций в эпицентральных зонах сильных землетрясений [5, 8]. Составные части этого метода – проведение детальных работ по установлению структурных парагенезисов активных разломов и типов позднекайнозойских деформаций, крупномасштабные тектонофизические, палеосейсмологические, морфотектонические и неотектонические исследования, дешифрирование дистанционных материалов и снимков лазерного сканирования. В основу исследований положен региональный материал тематических исследований авторов. Также использованы сведения по геологии, тектонике, геофизике, сейсмогеологии и других смежных дисциплин, полученные другими производственными и научно-исследовательскими организациями. Методические аспекты отдельных разделов статьи подробно рассмотрены в публикациях последних лет [8–10].

Результаты исследований

Активизация тектонических структур Сибирского кратона. Основную часть Сибирского кратона занимает платформа, образованная

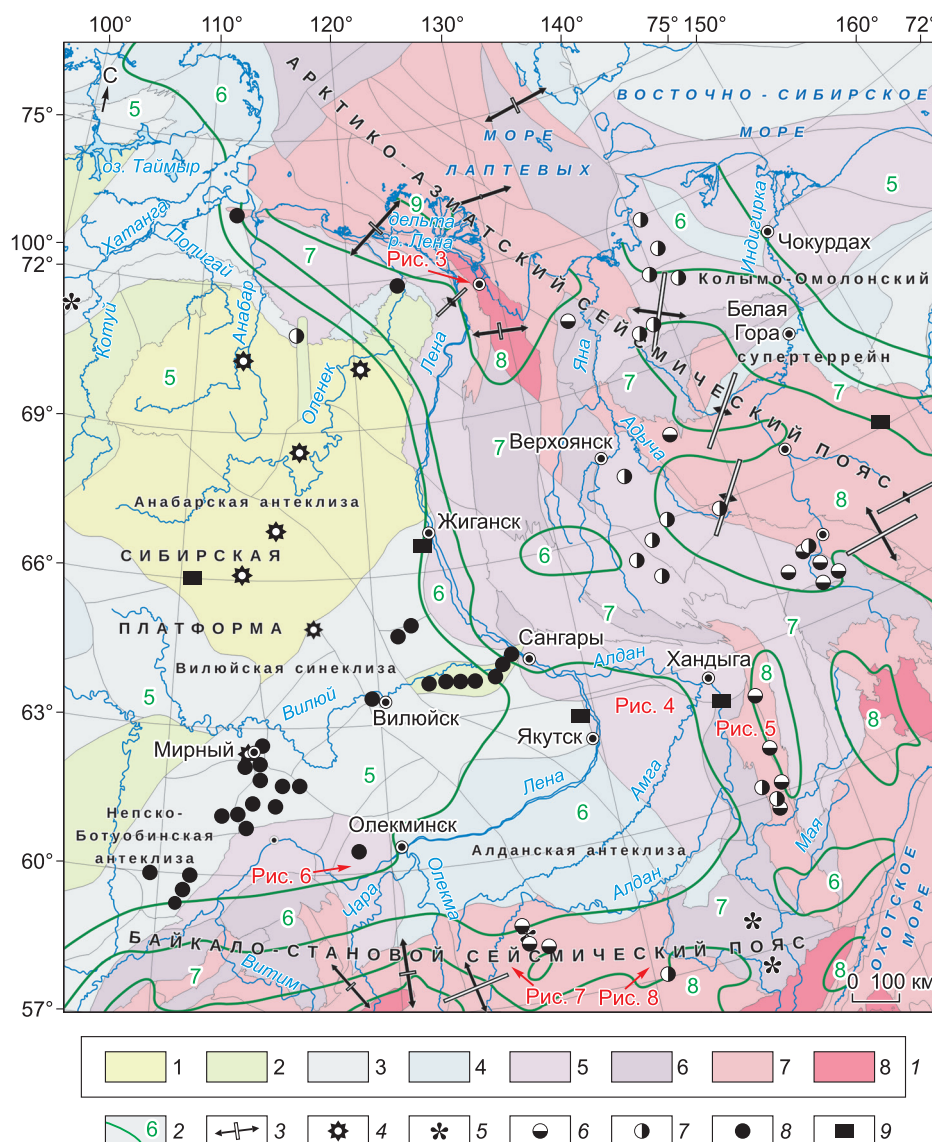


Рис. 1. Схема геодинамической активности неотектонических структур Сибирского кратона и его горно-складчатого обрамления (по [6] с изменениями).

1 – классы геодинамической активности: 1, 2 – низкой, 3–5 – умеренной, 6–8 – высокой; 2 – изолинии интенсивности сотрясений в баллах по шкале MSK-64 (по [6]); 3 – горизонтальная проекция главных осей деформаций: длина стрелок соответствует форме тензора деформаций и определенному сеймотектоническому режиму; 4–9 – месторождения: 4 – алмазов; 5 – платиноносных россыпей; 6 – золота; 7 – цветных и редких металлов; 8 – нефти и газа; 9 – угля.

Fig. 1. Schematic map of geodynamic activity of the neotectonic structures of the Siberian Craton and its rock-folded frame (after [6] with modifications).

1 – classes of geodynamic activity: 1, 2 – low, 3–5 – moderate, 6–8 – high; 2 – intensity isolines in points on a scale MSK-64 (after [6]); 3 – horizontal projections of principal stress axes (arrow's length corresponds to strain tensor and seismotectonic regime); 4–9 – deposits: 4 – diamond; 5 – platinum-bearing placer; 6 – gold; 7 – non-ferrous and rare metals; 8 – oil and gas; 9 – coal.

сложно деформированными метаморфическими породами фундамента, которые перекрыты полого залегающими осадочными и вулканическими отложениями чехла [11, 12]. Верхоянский, Становой и Байкало-Патомский складчато-надвиговые пояса являются ее восточной и южной окраинами (рис. 2). Верхоянский складчато-на-

двиговый пояс образован мощным (до 15 км) клином деформированных пород карбона, перми, триаса и юры, которые представляют собой типичные накопления пассивной континентальной окраины [13]. Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс, расположенный к западу от Алданского щита, представляет собой недиффе-

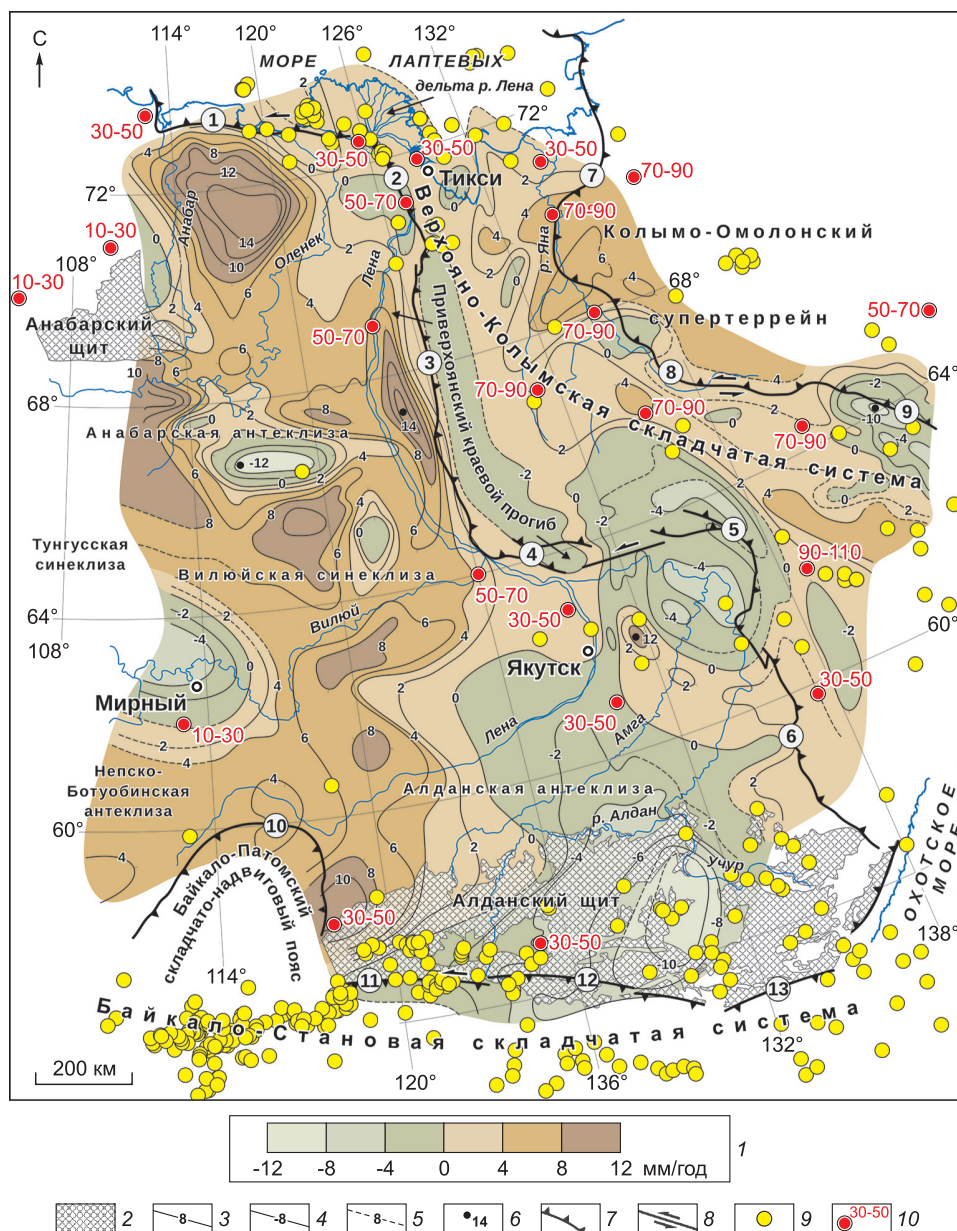


Рис. 2. Тектоническое строение Сибирского кратона (по [29] с изменениями).

Сегменты: Верхоянского краевого шва: ① – Оленекский, ② – Хараулахский, ③ – Орулганский, ④ – Куранахский, ⑤ – Бараинский, ⑥ – Южно-Верхоянский; Колымо-Полуосного краевого шва: ⑦ – Полуосно-Дебинский, ⑧ – Адыча-Тарынский, ⑨ – Улахан-Дарпир; Станового краевого шва: ⑩ – Байкало-Патомский, ⑪ – Западно-Становой, ⑫ – Центрально-Становой, ⑬ – Восточно-Становой.

1 – шкала скоростей современных вертикальных тектонических движений (мм/год); 2 – области выходов пород кристаллического фундамента на дневную поверхность; 3–5 – изолинии скоростей современных вертикальных тектонических движений (мм/год) (по [4]): 3 – положительные, 4 – отрицательные, 5 – предполагаемые; 6 – максимальные значения скоростей современных вертикальных тектонических движений (мм/год); 7, 8 – кинематика активных разломов: 7 – взбросо-надвижки, 8 – сдвиги; 9 – эпицентры землетрясений с $M_w \geq 4,1$ (по [32, 33]); 10 – значения теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$) (по [21]).

Fig. 2. Tectonic structure of Siberian Craton (after [29] with modifications).

Segments: Verkhoyansk marginal suture: ① – Olenek, ② – Kharaulakh, ③ – Orulgan, ④ – Kuranakh, ⑤ – Barainsky, ⑥ – South Verkhoyansk; Kolyma-Polousny marginal suture: ⑦ – Polousny-Debinsky, ⑧ – Adycha-Taryn, ⑨ – Ulakhan-Darpir; Stanovoy marginal suture: ⑩ – Baikal-Patom, ⑪ – West Stanovoy, ⑫ – Central-Stanovoy, ⑬ – East Stanovoy.

1 – scale of rates of modern vertical tectonic movements (mm/yr); 2 – outcrops of crystalline basement rocks; 3–5 – isolines of rates of modern vertical tectonic movements (mm/yr) (after [4]): 3 – positive, 4 – negative, 5 – supposed; 6 – maximum velocity values; 7–8 – kinematics of active faults: 7 – thrusts, 8 – strike-slips; 9 – earthquakes epicenters with $M_w \geq 4,1$ (after [32, 33]); 10 – values of the heat current (mW/m^2) (after [21]).

ренцированную зону, сложенную ниже- и верхнеархейскими разнородными комплексами. Начиная с раннего протерозоя и все последующее время, он развивался как структура сводово-глыбового типа, испытывая перманентно поднятие, размыв и внедрение интрузий различного возраста и состава [11, 14].

Алданский щит расположен на южной окраине Сибирской платформы и сложен преимущественно глубоко измененными горными породами гранулитовой фации метаморфизма и в меньшей степени породами амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Здесь установлено широкое развитие глубинных надвигов, тектонических покровов и крупных сдвигов различного возраста [14]. В пределах щита выделяются крупные блоки (террейны), разделенные зонами тектонического меланжа, различающиеся по составу слагающих их метаморфических и магматических образований, характеру и степени метаморфизма, а также структурно-динамическому стилю. Шовные зоны террейнов в сейсмическом отношении активизированы и различаются различной степенью потенциальной сейсмической активности.

За новейший этап тектонического развития структуры Сибирского кратона испытали сравнительно дифференцированные поднятия, величины которых колеблются от 100 до 1500 м. Важная особенность неотектонической структуры – большая плотность линейных тектонических нарушений [11]. Границы неотектонических структур совпадают с активизированными разломами различного ранга, возраста и глубины заложения. Это указывает на то, что новейшие движения носят преимущественно блоковый характер и отражают общую тенденцию тектонического развития территории [2]. Степень геодинамической активности новейших структур Сибирского кратона (см. рис. 1) и плановое распределение элементов активизации (см. рис. 2) показывают, что наиболее высокие показатели характерны для региональных сдвиговых зон и краевых швов надвиговой природы, отделяющих Сибирскую платформу от Верхояно-Колымской и Байкало-Становой складчатых систем. Для центральных областей Сибирской платформы характерны низкие и умеренные значения показателей геодинамической активности неотектонических структур (см. рис. 1).

Обращает на себя внимание факт, что слабо активизируемые структуры платформы отличаются дифференцированным полем скоростей

современных вертикальных тектонических движений и их высокими показателями (см. рис. 2). Высокоградиентные зоны деформаций современных движений фиксируются на северном борту Анабарской антеклизы. Их плановый рисунок типичен для периферических зон гляциоизостатических поднятий других платформ. Скорость вертикальных движений в аналогичных структурах достигает десятков сантиметров в год. Это на 1–2 порядка превышает их значения вне ледниковых зон, что сопоставимо с геодезическими параметрами Анабарской антеклизы [15]. Другим фактором активизации тектонических структур докембрийских кратонов в плиоцен-четвертичное время, возможно, является поступление в литосферу за последние несколько миллионов лет большого объема флюидов [1, 16–18; и др.]. Индикаторами их воздействия на геологическую среду считаются месторождения флюидного генезиса, в том числе и кимберлиты [19].

К геодинамическим факторам активизации новейших структур платформы и реактивизации ее краевых швов помимо структурно-динамических показателей относятся и данные теплового потока (см. рис. 2). Для Сибирской платформы характерно преобладание низких значений, которые составляют в среднем 20–35 мВт/м² [20, 21]. Выше этого уровня (до 50–70 мВт/м²) значения отмечаются в области динамического влияния краевых швов, что, возможно, связано с теплогенерацией в ходе коллизионных процессов на границе литосферных плит. В пределах тектонических структур Сибирской платформы при максимальной мощности криолитозоны был зафиксирован аномально низкий тепловой поток (20–30 мВт/м²). Криолитозона такой мощности могла сформироваться только при условии существования здесь низких значений теплового потока 20–15 тыс. л. н. [22]. В аналогичных структурах платформ Америки и Африки средний геотермический тепловой поток практически одинаков и изменяется в пределах 46–54 мВт/м². Вследствие этого тепловые аномалии Сибирской платформы, возможно, являются «поверхностными» и не отражают температурные условия в глубоких слоях земной коры.

Сейсмотектонические деформации активных сегментов. В данном разделе статьи проанализированы активные сегменты Верхоянского краевого шва и Байкало-Становой складчатой системы, которые оказывают динамическое влияние на стиль тектонических деформаций смеж-

ных участков Сибирской платформы (см. рис. 2). Краевые шовные зоны Сибирского кратона пространственно сближены с главными сейсмогенерирующими структурами Верхоянской и Байкало-Становой складчатых систем и сопряжены с ними по определенному кинематическому типу. В данных зонах проявлены основные эпицентральные поля, сейсмологические параметры которых полностью отражают стиль тектонических деформаций сопряженных разломных систем (см. рис. 1, 2). Активизация краевых шовных зон оказывает динамическое воздействие на возникновение в контактных структурах Сибирской платформы проявлений местной сейсмичности.

Северный сектор Верхоянского складчато-надвигового пояса. На севере региона основная зона проявлений местной сейсмичности проходит в пределах северо-западного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, современный тектонический план которого обусловлен сопряжением разнонаправленных Усть-Ленской и Лено-Анабарской сдвиговых систем, контрастно отображающих зону сочленения главных геоструктур (рис. 3). Наиболее активен в сейсмическом отношении Оленекский сектор Лено-Анабарского прогиба, расположенный в градиентном поле высоких значений скоростей новейших движений, а также средних и низких значений современных скоростей (см. рис. 2). Сектор протягивается в широтном направлении вдоль побережья моря Лаптевых от устья р. Лена до Хатангского залива. К северу его структуры продолжают на шельф моря Лаптевых, где их ограничением служит полоса высокоградиентных положительных гравитационных аномалий [8, 23]. Дислокации зоны формировались по серии субширотных сбросо-левосдвиговых разломов вдоль северной окраины Сибирской платформы. На это указывают кулисная ориентировка складок, а также резкий разворот структур на фланге северного крыла и косо расположенные сбросы на западе южного крыла данной сдвиговой зоны. Тектонофизические данные показывают, что поля напряжений сектора сформировались под воздействием регионального сдвигового напряжения запад-северо-западной ориентировки [6, 23]. Основной сдвиг, возможно, проходит севернее, в пределах шельфа моря Лаптевых, где морскими сейсморазведочными работами были обнаружены деформации домелового (акустического) фундамента [24]. Расположенный южнее Лено-Анабарский крае-

вой шов прослеживается под покровом мезозойских и кайнозойских отложений одноименного прогиба от приустьевой части р. Лена до устья р. Анабар. Его положение устанавливается по линейной магнитной аномалии и градиентной ступени силы тяжести. Морфология разлома свидетельствует о его взбросовой природе. Он приурочен к зоне затухания складок Оленекской ветви и, таким образом, является естественной границей между складчатой областью и Сибирской платформой.

Сейсмический процесс в северном секторе Верхоянского складчато-надвигового пояса развивается как в условиях растяжения (побережье Оленекского и Анабарского заливов), так и обстановки сжатия (п-ов Таймыр, дельта р. Лена). Сейсмогеодинамический анализ всех исходных данных позволил выделить в пределах дельты р. Лена структурно-динамические сегменты с различным типом напряженно-деформируемого состояния земной коры, которые контрастно отображают кинематический план зоны сочленения главных геоструктур (см. рис. 3). По субдолготному правому сдвигу основная часть дельты р. Лена разделена на два динамических сегмента с транспрессионным (на западе) и транстенсионным (на востоке) типом сейсмотектонической деструкции земной коры. Между Оленекской и Арынской протоками в основании дельты р. Лена установлен однородно-деформируемый компрессионный режим, приуроченный к активизированным разломам субширотной ветви зоны динамического влияния Верхоянского краевого шва. Смена режимов сейсмотектонической деструкции происходит к западу и востоку от дельты р. Лена в акватории шельфа моря Лаптевых, где фиксируется смешанное поле тектонических напряжений (см. рис. 3).

По расчетам сейсмотектонических деформаций, в пределах Оленекского сектора Лено-Анабарского шва действует преимущественно режим растяжения земной коры с небольшим сдвиговым компонентом. Направления главных осей напряжений указывают на расположение их вкрест простирания основных тектонических элементов и при пологих углах погружения они имеют северо-восток-юго-западное направление [6, 8, 23]. Полученные данные свидетельствуют о том, что в пределах контакта континентальных структур Оленекского сектора Лено-Анабарского шва с Хараулахским сегментом происходит смена режима растяжения шельфа моря Лаптевых на сжа-

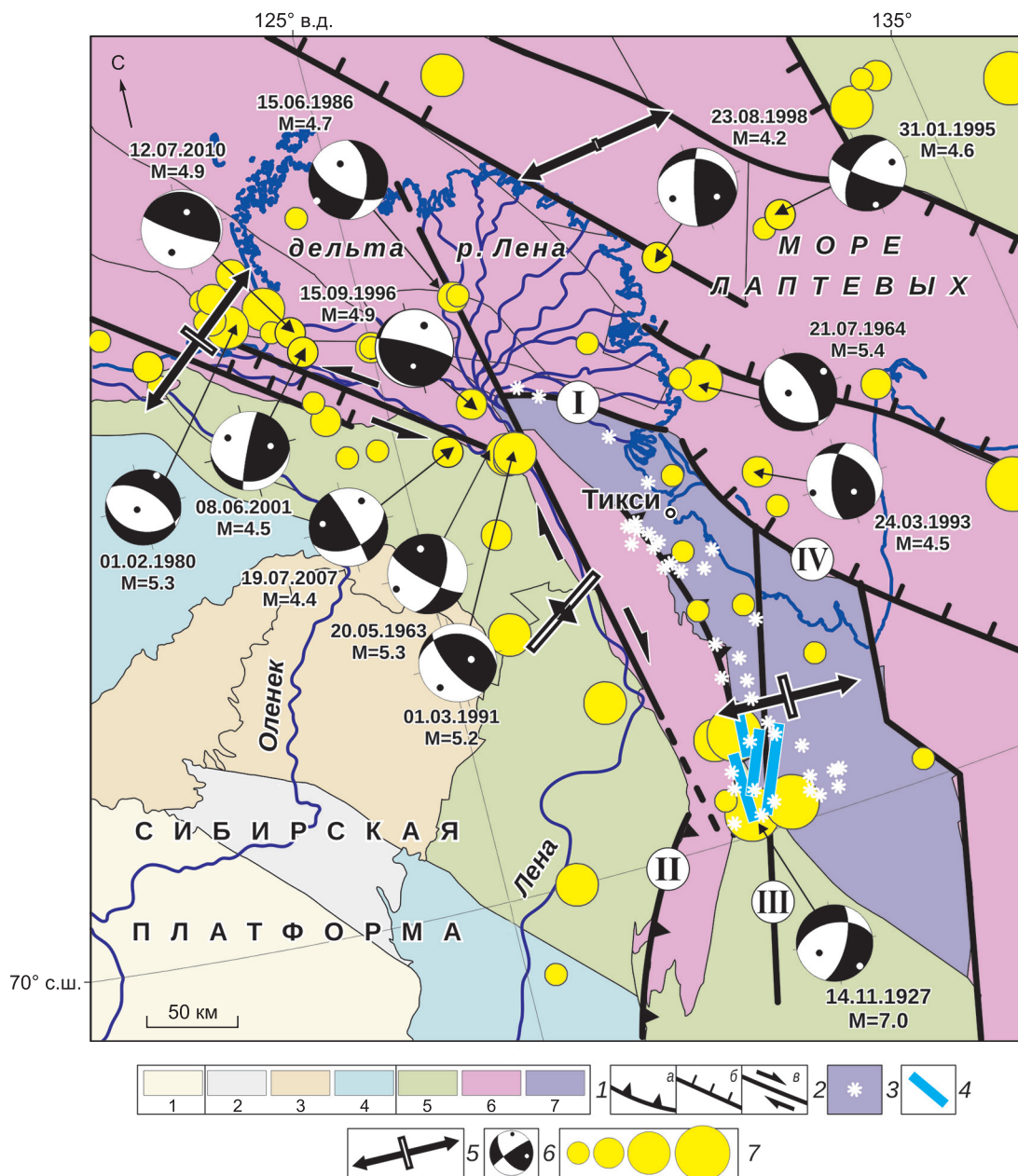


Рис. 3. Схема геодинамической активности неотектонических структур северного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (по [8] с изменениями).

Системы активных разломов: I – Приморская, II – Верхоянская, III – Хараулахская, IV – Буор-Хайнская.

I – классы геодинамической активности: 1 – низкой, 2–4 – умеренной, 5–7 – высокой; 2 – кинематика активных разломов: а – надвиги, б – сбросы, в – сдвиги; 3 – сейсмопроявления; 4 – сейсмодислокации; 5 – горизонтальная проекция главных осей деформаций: длина стрелок соответствует форме тензора деформаций и определенному сейсмотектоническому режиму; 6 – фокальные механизмы землетрясений: дата возникновения события и магнитуда (нижняя полусфера), выходы осей главных напряжений сжатия (черные точки) и растяжения (белые точки); 7 – эпицентры землетрясений с магнитудой (M_w), соответственно: $\leq 4,0$, 4,1–5,0, 5,1–6,0, 6,1–7,0 (по [32, 33]).

Fig. 3. Schematic map of geodynamic activity of the neotectonic structures in the northern sector of the Verkhoyansk fold-nappe belt (after [8] with modifications).

Active faults systems: I – Primorsky, II – Verkhoyansk, III – Kharaulakh, IV – Buor-Khaya.

I – classes of geodynamic activity: 1 – low, 2–4 – moderate, 5–7 – high; 2 – kinematics of active faults: a – thrusts, b – normal faults; v – strike-slips; 3 – seismic traces; 4 – seismodislocations; 5 – horizontal projections of principal stress axes (arrow's length corresponds to strain tensor and seismotectonic regime); 6 – earthquake focal mechanisms: date and magnitude (lower hemisphere), principal stress axes of compression and extension (black and white dots, respectively); 7 – earthquakes epicenters with M_w : $\leq 4,0$, 4,1–5,0, 5,1–6,0, 6,1–7,0 (after [32, 33]).

тие и значительно повышается уровень сейсмической активности (рис. 3). Зона хорошо выражена в градиентном поле новейших вертикальных тектонических движений [5], но не нашла отражение в значениях скоростей современных движений (рис. 2).

Лено-Алданский сектор. В северо-восточной части Алданской антеклизы отмечаются зоны среднего ($m_b = 4,1-5,0$) и высокого ($M_s = 6,5$) уровней сейсмической активизации (см. рис. 2, 4). Для структур сектора характерны низкие (2–4 мм/год) и отрицательные (–2 мм/год) скорости современных вертикальных движений, значения которых возрастают (до 12 мм/год) в Лено-Амгинском междуречье и снижаются в юго-восточном направлении (см. рис. 4). Территория исследований, несмотря на кажущуюся внешнюю простоту своего геолого-структурного и геоморфологического строения, представляет собой сложно построенную область [2]. Нижне-Алданская впадина имеет асимметричное строение, характерное для предгорных впадин, заполнявшихся осадочными отложениями одновременно с ростом смежного хребта (см. рис. 4, вставка). Анализ рельефа цоколя палеоген-неогеновых образований, представленных отложениями аллювиальных песков, озерно-болотных глин и глинистых песчаников, показывает, что максимальные значения мощности отложений (до 950 м) отмечены в областях растяжения кулис левого сдвига (Усть-Алданский разлом), трансформируемого по долине р. Алдан (см. рис. 4).

В наиболее прогнутом северном борту впадины отложения олигоцена слагают большую часть разреза (до 770 м). Их накопление было сопряжено с тектоническими деформациями смежного субширотного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (см. рис. 4). Отложения северного борта впадины местами залегают под углами 20–30° и осложнены надвигами, несогласно перекрытыми покровом горизонтально залегающих позднеплиоценовых песков, слагающих верхнюю террасу долин Лена и Алдана (см. рис. 4). Они разорваны поперечными локальными сдвигами с видимой амплитудой смещения 7–10 км, которые определяются по материалам среднемасштабной геологической съемки и дешифруются в виде контрастных линий на космоснимках. Возраст надвигов и сопряженных с ними деформаций датируется как конец миоцена–начало плиоцена [25].

Для определения степени активизации новейших и разрывных структур был проведен совместный анализ геологических, тектонических, топографических карт и космических снимков среднего масштаба [2]. На правом берегу р. Алдан, где широко распространены среднеплейстоценовые флювиогляциальные отложения (до 60 м), представленные галечниками, валунниками и песками, состоящими из терригенных пород, в результате тектонофизического анализа деформаций [13] выявлены смещения данных отложений молодыми диагональными разломами северо-западного и северо-восточного простираний, соответственно лево- и правосдвиговой кинематики. Выдержанность ориентировки сдвигов свидетельствует об однородности поля тектонических напряжений всей Лено-Алданской зоны, которое определяется тангенциальным сжатием в субширотном простирании [6].

При дешифрировании космических материалов (снимки Landsat-8 и BingMap) якутскими исследователями [26] на территории Лено-Вилуйского междуречья были установлены линейные разрывы левосдвиговой кинематики, имеющие северо-западное и субширотное простирания. Они проявляются в геометрии морфодинамических характеристик рельефа и сопровождаются сейсмической активизацией. Данная система разломов является южной ветвью региональной левосдвиговой системы и совместно с Усть-Алданским разломом контролирует развитие Нижне-Алданской впадины (см. рис. 4). Таким образом, наличие плиоцен-четвертичных деформаций в Нижне-Алданской впадине, дифференцированные скорости современных вертикальных тектонических движений и сейсмическая активизация свидетельствуют о современной структурной перестройке Лено-Алданского сектора и повышают уровень ее сейсмического потенциала [2].

Нелькано-Кыллахский сегмент. Данная зона активизации протягивается вдоль границы Южно-Верхоянского сектора с Сибирской платформой (рис. 5). Структура зоны определяется крутыми листрическими надвигами, переходящими на глубине в полого погружающиеся к востоку срывы, которые приурочены к глинистым горизонтам нижнего и среднего рифея [13]. На западе Нелькано-Кыллахской зоны эти отложения по фронтальным надвигом перекрывают субгоризонтально залегающие отложения юры и мела Сибирской платформы. На восточное крыло

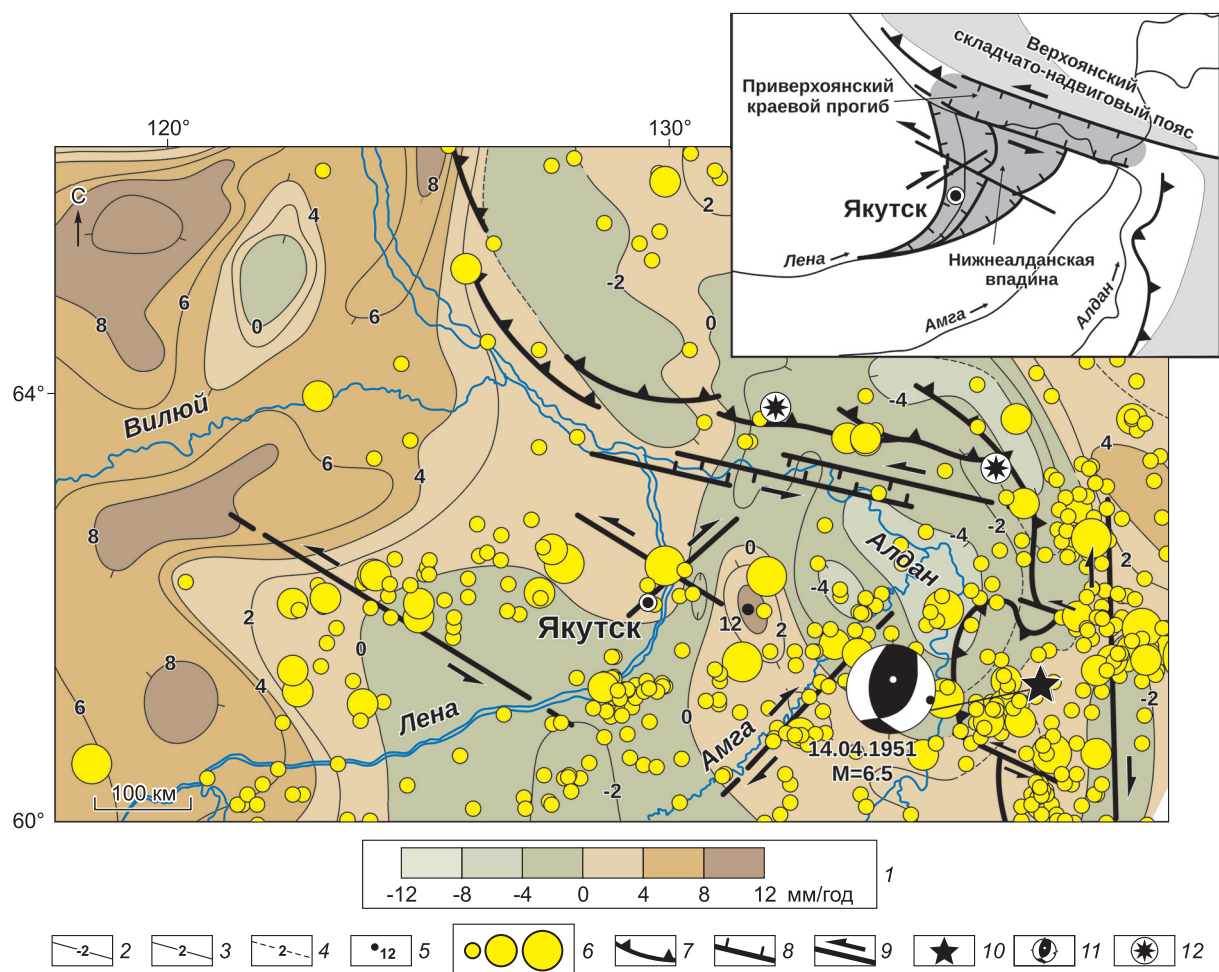


Рис. 4. Схема сейсмотектоники и скоростей современных вертикальных тектонических движений Лено-Алданского сектора.

Во вставке показан современный структурный план.

1 – шкала скоростей современных вертикальных тектонических движений (мм/год); 2–4 – изолинии скоростей современных вертикальных тектонических движений (мм/год), по [4]: 2 – отрицательные, 3 – положительные, 4 – предполагаемые; 5 – максимальные значения скоростей современных вертикальных тектонических движений (мм/год); 6 – эпицентры землетрясений с магнитудой (M_w), соответственно: $\leq 3,0$, 3,1–4,0, 4,1–5,0 (по [32, 33]); 7–9 – кинематика активных разломов: 7 – взбросонадвиги, 8 – сбросы, 9 – сдвиги; 10 – эпицентр Кыллахского землетрясения; 11 – фокальный механизм землетрясения: дата возникновения события и магнитуда (нижняя полусфера), выходы осей главных напряжений сжатия (черные точки) и растяжения (белые точки); 12 – сейсмотектонические деформации.

Fig. 4. Schematic map of seismotectonic and rates of modern vertical tectonic movements of Lena–Aldan sector.

In inset, modern structural plan.

1 – scale of rates of modern vertical tectonic movements (mm/yr); 2–4 – isolines of rates of modern vertical tectonic movements (mm/yr), after [4]: 2 – negative, 3 – positive, 4 – supposed; 5 – maximum velocity values; 6 – earthquakes epicenters with $M_w \leq 3.0$, 3.1–4.0, 4.1–5.0 (after [32, 33]); 7–9 – kinematics of active faults: 7 – thrusts, 8 – normal faults, 9 – strike-slips; 10 – epicenter of Kyllakh earthquake; 11 – earthquake focal mechanisms: date and magnitude (lower hemisphere), principal stress axes of compression and extension (black and white dots, respectively); 12 – seismotectonic deformations.

надвинуты венд-кембрийские сложно деформированные толщи Сетте-Дабанской тектонической зоны [27]. Доказательством новейшей активизации Нелькано-Кыллахской зоны являются деформации Китчанского надвига и Градыгской синклинали, затрагивающие своими горизон-

тальными движениями неоген-плейстоценовые отложения Нижне-Алданской впадины [13]. В Кыллахском блоке зарегистрировано Сетте-Дабанское (Кыллахское) землетрясение с магнитудой $M_s = 6,5$. Фокальный механизм его очага, определенный как взбросодвиг, выявил две

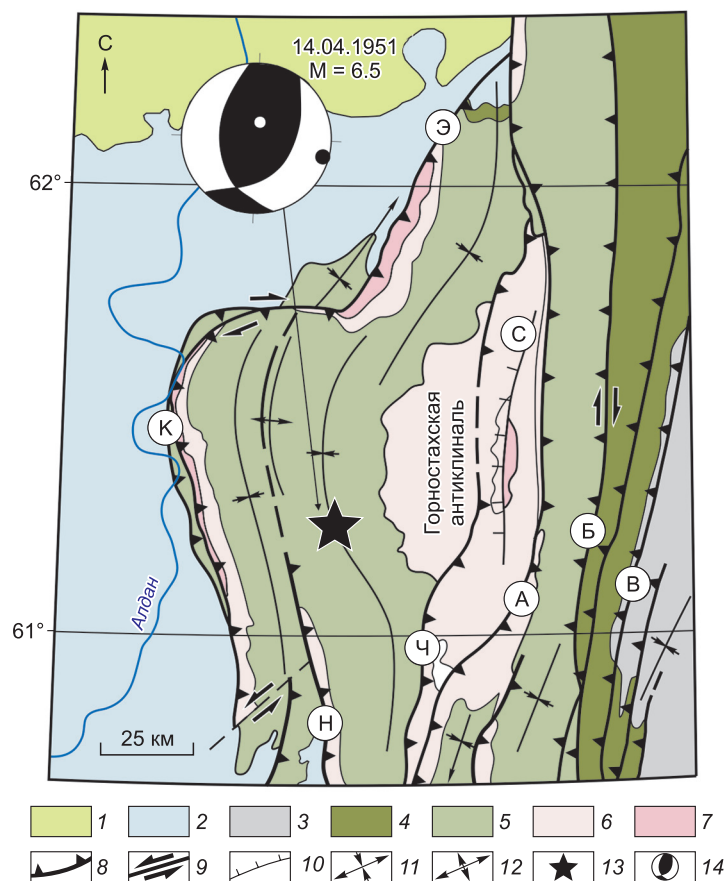


Рис. 5. Структурно-тектоническая схема Кыллахского блока Южно-Верхоянского сектора (по [13] с дополнениями). Разломы: К – Кыллахский, Э – Эбейке-Хаятинский, Н – Нельканский, Ч – Чагдинский, А – Акринский, Б – Бурхалинский, В – Восточно-Сеттедабанский, С – Светлинский.

1–7 – отложения: 1 – меловые, 2 – юрские, 3 – каменноугольно-пермские, 4 – ордовик-силур-девонские, 5 – венд-кембрийские, 6 – средне-верхнерифейские, 7 – нижнерифейские; 8–10 – кинематика активных разломов: 8 – надвиги; 9 – сдвиги; 10 – сбросы; 11, 12 – оси: 11 – синклиналий; 12 – антиклиналий; 13 – эпицентр Кыллахского землетрясения; 14 – фокальный механизм землетрясения: дата возникновения события и магнитуда (нижняя полусфера), выходы осей главных напряжений сжатия (черная точка) и растяжения (белая точка).

Fig. 5. Structural–tectonic scheme of Kyllakh block, South Verkhoyansk Sector (after [13] with additions).

Faults: К – Kyllakh, Э – Ebeike–Khayata, Н – Nel’kan, Ч – Chagda, А – Akra, Б – Burkhala, В – East Sette Daban, С – Svetlinskiy.

1–7 – ages of deposits: 1 – Cretaceous, 2 – Jurassic, 3 – Carboniferous–Permian, 4 – Ordovician–Silurian–Devonian, 5 – Vendian–Cambrian, 6 – Middle–Upper Riphean, 7 – Lower Riphean; 8–10 – kinematics of active faults: 8 – thrusts; 9 – strike-slips; 10 – normal faults; 11, 12 – axes: 11 – of synclines, 12 – of anticlines; 13 – epicenter of Kyllakh earthquake; 14 – earthquake focal mechanisms: date and magnitude (lower hemisphere), principal stress axes of compression and extension (black and white dots, respectively).

активные субдолготные плоскости [5]. По северо-восточной плоскости устанавливаются правые сдвиги, по северо-западной плоскости – левые сдвиги (см. рис. 5). Структура деформационного поля Южно-Верхоянского сектора, где произошло Сетте-Дабанское (Кыллахское) землетрясение, является сложной, что связано с наложением в Нелькано-Кыллахской зоне сопряженных систем активных разломов Охотско-Чукотского и восточного сегмента Байкало-Станового

сейсмических поясов (см. рис. 1, 2). Фокальные механизмы землетрясений, определенные для контактных сегментов, непосредственно примыкающих к Нелькано-Кыллахской зоне с востока и юга, указывают на восток–северо-восточную ориентацию напряжений сжатия, что хорошо согласуется с типами тектонических деформаций данной зоны [6, 23].

Зона динамического влияния западного сегмента Станового краевого шва. Здесь наибо-

лее активизирована юго-восточная часть Предпатомского прогиба, выраженная в виде сложно построенной синклинальной структуры, которая может рассматриваться как длительно развивающийся Предпатомский краевой прогиб [13, 28]. Тектонические структуры прогиба являются пограничными и активизированы в сейсмотектоническом отношении активными процессами как Байкальской рифтовой зоны, так и Становой складчатой системы. Юго-восточная часть Предпатомского прогиба сложена мощными позднедокембрийскими отложениями, суммарная мощность которых в центральной ее части достигает 12–14 км, а к периферии уменьшается до 4–5 км. Выделяются внешняя Приленская и внутренняя Бодайбинская подзоны, существенно различающиеся по своему строению (рис. 6).

Во внешней подзоне Патомского краевого шва развиты линейные асимметричные складки, опрокинутые в сторону платформы. Наиболее сложным строением характеризуются складки, протягивающиеся вдоль северо-восточного фланга Предпатомской зоны близ границы ее с Березовской впадиной, характеризующиеся крутыми крыльями (30–70°) и узкими сводами. На северо-западном фланге зоны развиты менее крутые, иногда брахиформные складки, осложненные нарушениями. По данным глубокого бурения и сейсморазведочным исследованиям было расшифровано внутреннее строение впадины [13]. Установлено, что картируемые линейные складки и антиклинальные зоны являются отражением сложной глубинной надвиговой структуры, представляющей собой комбинацию различных типов дуплексов, рамповых антиклиналей и чешуйчатых веерообразных структур. Западный борт Березовской впадины нарушен фронтальными надвигами Жуинской системы, по которым рифейские толщи перекрывают кембрийские отложения западного склона Алданской антеклизы. В тыловой части зоны, западнее Жуинских надвигов, картируются кулисно ориентированные линейные складки, а сами разломы имеют комбинированную взбросо-правосдвиговую кинематику.

Сейсмотектонические исследования данной территории показывают, что в ее пределах продолжается формирование обширных сводовых поднятий. В ряде случаев современные движения земной коры приобретают контрастный характер, что приводит к активизации краевых швов и региональных разрывных нарушений. Такие тектонические подвижки могут сопровож-

даться проявлениями сейсмической активности. Прямым подтверждением возможности появления сейсмических событий служат ряд местных землетрясений, зарегистрированных в 1957–2018 годах (см. рис. 6). Зона сейсмичности выражена в виде единичных землетрясений, которые отмечены на левобережье р. Лена (между Пеледудом и Олекминском), а также на севере Патомского нагорья. В Березовском прогибе отмечено Средне-Ленское (Меликчанское) землетрясение с $M_w = 5,5–5,7$, эпицентр которого расположен в бассейне р. Бирюк, левого притока р. Лена [5]. Его механизм (правый взбрососдвиг по субдолготной плоскости) полностью отражает стиль тектонических деформаций в зоне контакта (по Жуинскому разлому) структур Предпатомского прогиба и Алданской антеклизы, а также направленность сейсмотектонической активизации от структур Байкало-Патомского складчатонадвигового пояса к Сибирской платформе.

Зона динамического влияния центрального сегмента Станового краевого шва. По данным дешифрирования космических снимков выявлен активизированный уступ Чульмаканского разлома, который прослеживается в рельефе на древней поверхности выравнивания и по всем признакам выраженности в современном рельефе относится к активным разломам [7]. В плане уступ представляет собой ломаную линию, включающую сегменты северо-восточного и субширотного простираний (рис. 7). Местами разлом выражен в виде эшелонированной серии кулисообразных уступов и трещин отрыва, указывающих на наличие левосторонней сдвиговой компоненты смещения. Высота уступов изменяется от первых метров до 13–15 м. Для мест, где простирание уступа меняется от северо-восточного на субширотное, характерно наличие в основании уступа грабенов, что указывает на растяжение в направлении примерно $157–337 \pm 8^\circ$ и, косвенно, левосдвиговый компонент при вспарывании субширотных фрагментов. Глубина грабенов, без учета их заполнения осадками, достигает 2,0–2,5 м при ширине до 140 м.

Иркутскими сейсмогеологами проводились тренчинговые исследования с целью изучения строения сейсмогенных деформаций в разрезах канав. Канавками, пройденными вкост простиранию уступов, были вскрыты нарушенные сейсмическими смещениями юрские песчаники и перекрывающие их элювиальные и делювиальные образования. Мощность кайнозойских, пре-

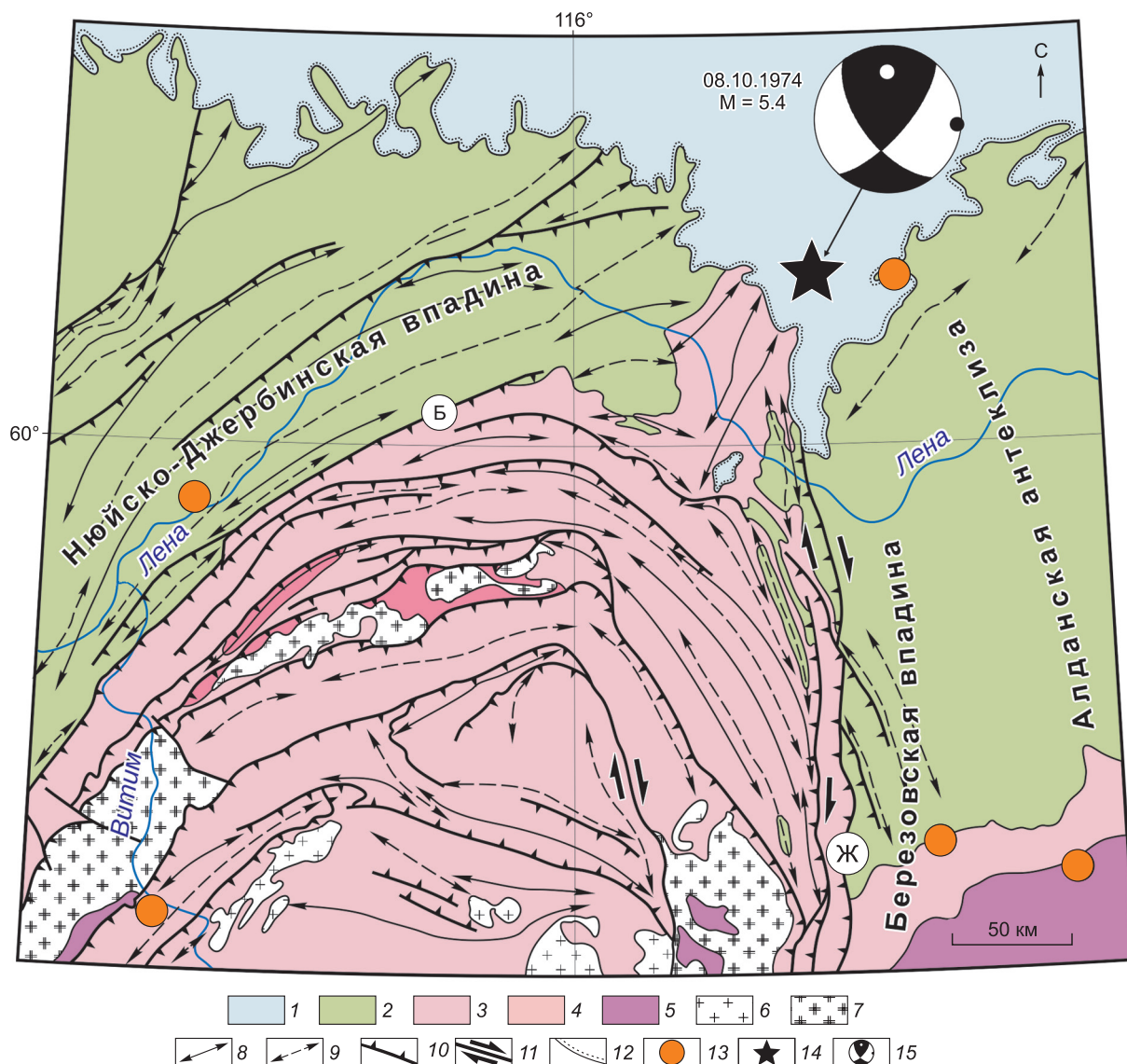


Рис. 6. Структурно-тектоническая схема Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса (по [13] с дополнениями). Разломы: Б – Байкало-Патомский, Ж – Жуинский.

1–5 – отложения: 1 – юрские, 2 – нижнесреднепалеозойские, 3 – рифей-вендские, 4 – нижнепротерозойские, 5 – архейские; 6, 7 – гранитоиды: 6 – палеозойские, 7 – протерозойские; 8, 9 – оси: 8 – антиклиналий, 9 – синклиналий; 10 – надвиги; 11 – сдвиги; 12 – угловое несогласие; 13 – эпицентры землетрясений с $M_w \geq 4,0-5,0$ (по [32, 33]); 14 – эпицентр Средленского землетрясения; 15 – фокальный механизм землетрясения: дата возникновения события и магнитуда (нижняя полу-сфера), выходы осей главных напряжений сжатия (черная точка) и растяжения (белая точка).

Fig. 6. Structural-tectonic scheme of the Baikal-Patom fold and thrust belt (after [13] with additions). Faults: Б – Baikal-Patom, Ж – Zhuya.

1–5 – deposits: 1 – Jurassic, 2 – Lower-Middle Paleozoic, 3 – Riphean-Vendian, 4 – Lower Proterozoic, 5 – Archean; 6, 7 – granitoids: 6 – Paleozoic, 7 – Proterozoic; 8, 9 – axes: 8 – anticlines, 9 – syncline; 10 – thrusts; 11 – strike-slips; 12 – angular unconformity; 13 – earthquakes epicenters with $M_w \geq 4,0-5,0$ (after [32, 33]); 14 – epicenter of the Middle Lena earthquake; 15 – earthquake focal mechanisms: date and magnitude (lower hemisphere), principal stress axes of compression and extension (black and white dots, respectively).

имущественно плейстоцен-голоценовых, отложений не превышает 2–3 м, что вполне закономерно для водораздельных участков поверхности выравнивания. Поэтому канавами были вскры-

ты сейсмогенные разрывы, деформирующие не только рыхлые молодые образования, но и коренные породы. Во многих местах вдоль уступа деградация свободной поверхности не заверше-

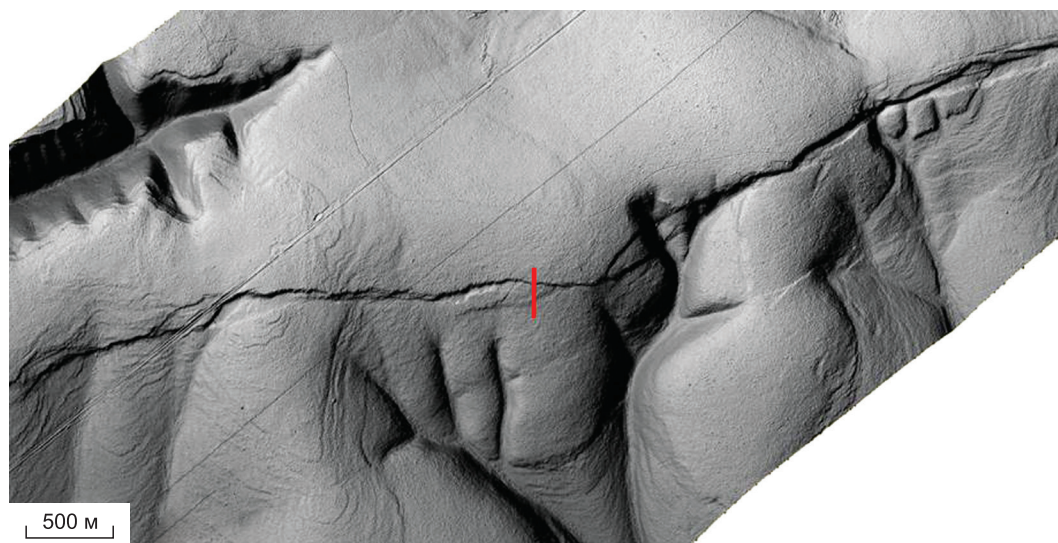


Рис. 7. Схема цифровой модели рельефа Чульмаканского разлома с выраженным уступом в зоне разлома.

Fig. 7. Digital elevation model for Chulmakan fault with well-expressed escarpment in fault zone.

на, она не задернована и даже не перекрыта полностью рыхлыми осадками, что косвенно может свидетельствовать об относительно молодом возрасте дислокации. В канаве плоскость смещения подходит к забою практически вертикально. Это свидетельствует о сбросовой кинематике дислокации. Об условиях растяжения, ориентированного перпендикулярно разлому, свидетельствуют раскрытые трещины, расположенные параллельно главному разрыву преимущественно на поднятом крыле. В канавах, вскрывших основания уступов и обрамляющих просевший приразломный блок, отмечены инъекционные дайки и конволюции. Вертикальная амплитуда разовых смещений составляет 1,0–1,5 м. Полученный абсолютный возраст проб радиоуглеродного датирования образцов свидетельствует о сейсмической активизации разлома 1500 ± 270 и 3900 ± 350 лет назад [7]. Наличие Чульмаканской палеосейсмодислокации с потенциальной магнитудой $M_w = 7,0$ свидетельствуют о направленности динамики сейсмогенерирующих процессов зоны динамического влияния центрального сегмента Станового краевого шва и формирования очаговых зон сильных землетрясений в контактных структурах Сибирской платформы.

Зона динамического влияния восточного сегмента Станового краевого шва. Нами рассмотрена сеймотектоническая позиция Тыркиндской шовной зоны, которая протягивается с северо-запада на юго-восток от устья р. Тимптон до среднего течения р. Алгама, где образует раз-

ломный узел совместно с Идюмским, Южно-Токинским и Атугей-Нуямским дизъюнктивами (рис. 8). Тектоническая структура зоны представлена системой кулисообразно расположенных локальных разломов, которые определяют местоположение нижнепротерозойских трогов и мезозойских грабенов [14, 28]. В строении зоны участвуют тектонические пластины, образованные различными ассоциациями парагнейсов и автономными анортозитами. Пластины ограничены узкими зонами бластомилонитов, которые в субдолготной ветви зоны насыщены телами гранитов [14, 29]. Шовная зона также отчетливо трассируется цепочками линейных магнитных аномалий, а в поле силы тяжести она распознается протяженными линейными полосами повышенных градиентов и резкой градиентной ступенью. Кинематика Тыркиндской системы разломов обусловлена рядом параллельных кулис, пространственное расположение которых указывает на возможные смещения вдоль нее по типу правого сдвига.

Влияние Тыркиндского разлома как сейсмогенерирующей структуры на активизацию юго-восточных зон Сибирского кратона была установлена сравнительно недавно [2]. В центральной части юго-восточного сегмента Алданского щита в зоне динамического влияния Тыркиндской шовной зоны зарегистрировано Гонамское землетрясение с $M_s = 5,4$. Сейсмогеодинамический анализ очаговой зоны данного сейсмического события, механизм формирова-

ния его очага и пространственное расположение афтершокового поля подтверждают правосдвиговую кинематику Тыркандинской шовной зоны (см. рис. 8, врезка).

Геометрический рисунок Тыркандинской шовной зоны по отношению к Становому блоку указывает на наличие зоны сжатия, морфологически выраженной транспрессионным блоком Токинского Становика (см. рис. 8). Токинский Становик – интенсивно развивающийся неотектонический блок, сложен преимущественно архейскими породами. С севера он оконтурен четко выраженной в рельефе линией Южно-Токинского надвига с амплитудой вертикальных тектонических движений 1000–1200 м. Центральная часть блока раздроблена серией разломов преимущественно субширотного и северо-западного простираний, к которым приурочен ряд сейсмических событий ($M_s = 5,0–5,5$) со взбросо-левосдвиговыми фокальными механизмами [30]. Интенсивные дифференцированные восходящие движения Токинского Становика обусловили резкую расчлененность его рельефа и крутизну склонов. Вследствие этого здесь преимущественно развиты гравитационные процессы, многие из них имеют сейсмогенный характер, также выявлены палеосейсмодислокации с потенциальной магнитудой $M_s = 7,0$ [5]. Свидетельством высокой тектономагматической активности Токинского Становика в неоген-четвертичное время является наличие базальтового вулканизма верхнемиоцен-нижнеплейстоценового возраста с хорошо сохранившимися аппаратами центрального типа [30]. Сейсмический потенциал Тыркандинской шовной зоны определяется преимущественно блоковым характером новейших движений, который отражает общую тенденцию тектонического развития территории.

Обсуждение результатов исследований

Сеймотектонические исследования, проведенные для новейших структур Сибирской платформы и активных сегментов краевых шовных зон, позволили выявить региональные закономерности процесса сеймотектонической деструкции земной коры и определить динамику формирования очаговых зон землетрясений. Независимо от особенностей геологического строения и предыдущей истории развития деформируемой среды, краевые швы Сибирского кратона сформированы в соответствии с динамикой зон коллизии главных литосферных плит и обладают общей с ней

структурной организацией. Латеральная зональность полей тектонических напряжений, установленная в строении Арктико-Азиатского и Байкало-Станового сейсмических поясов, указывает на транспрессионный механизм формирования сейсмогенерирующих структур [6]. Осевые части зоны взаимодействия плит характеризуются сдвиговым и взбрососдвиговым типом напряженно-деформируемого состояния земной коры, которое по направлению к краевым швам Сибирского кратона сменяется на надвиговый (см. рис. 1). Смена полей тектонических напряжений указывает на определенную «нейтрализацию» уровня сейсмической активности по отношению к активизированным зонам кратона.

Наиболее активизированные структуры Сибирского кратона ($M_w = 5,0–6,6$), характеризующиеся максимальным сейсмическим потенциалом, приурочены к зонам динамического влияния краевых швов. Они контрастно проявлены в градиентном поле новейших вертикальных тектонических движений [5], но расположены в мозаичном поле средних и низких значений скоростей современных вертикальных тектонических движений (см. рис. 2). Разломы шовных зон пространственно сближены с главными сейсмогенерирующими структурами Верхояно-Колымской и Байкало-Становой складчатых систем и сопряжены с ними по определенному кинематическому типу, образуя динамопары. В данных зонах проявлены основные эпицентральные поля Сибирского кратона, сейсмологические параметры которых, полностью отражают стиль тектонических деформаций сопряженных разломных систем.

Слабо активизируемые структуры Сибирской платформы ($M_w = 3,5–5,0$), характеризующиеся наибольшими значениями скоростей современных вертикальных тектонических движений, по видимому, имеют гетерогенный генезис динамики формирования (см. рис. 2). Высокоградиентные зоны деформаций новейших и современных тектонических движений, фиксируемые на северном борту Анабарской антеклизы, незначительно удалены от фронтальных блоков Лено-Таймырской и Хараулахской зон активизации, что сказывается на повышенном уровне сейсмической активизации данной структуры. Плановый рисунок современных тектонических движений восточного и южного бортов Анабарской антеклизы типичен для периферических зон гляциоизостатических поднятий платформ. Скорость вертикальных движений в аналогичных структурах достигает

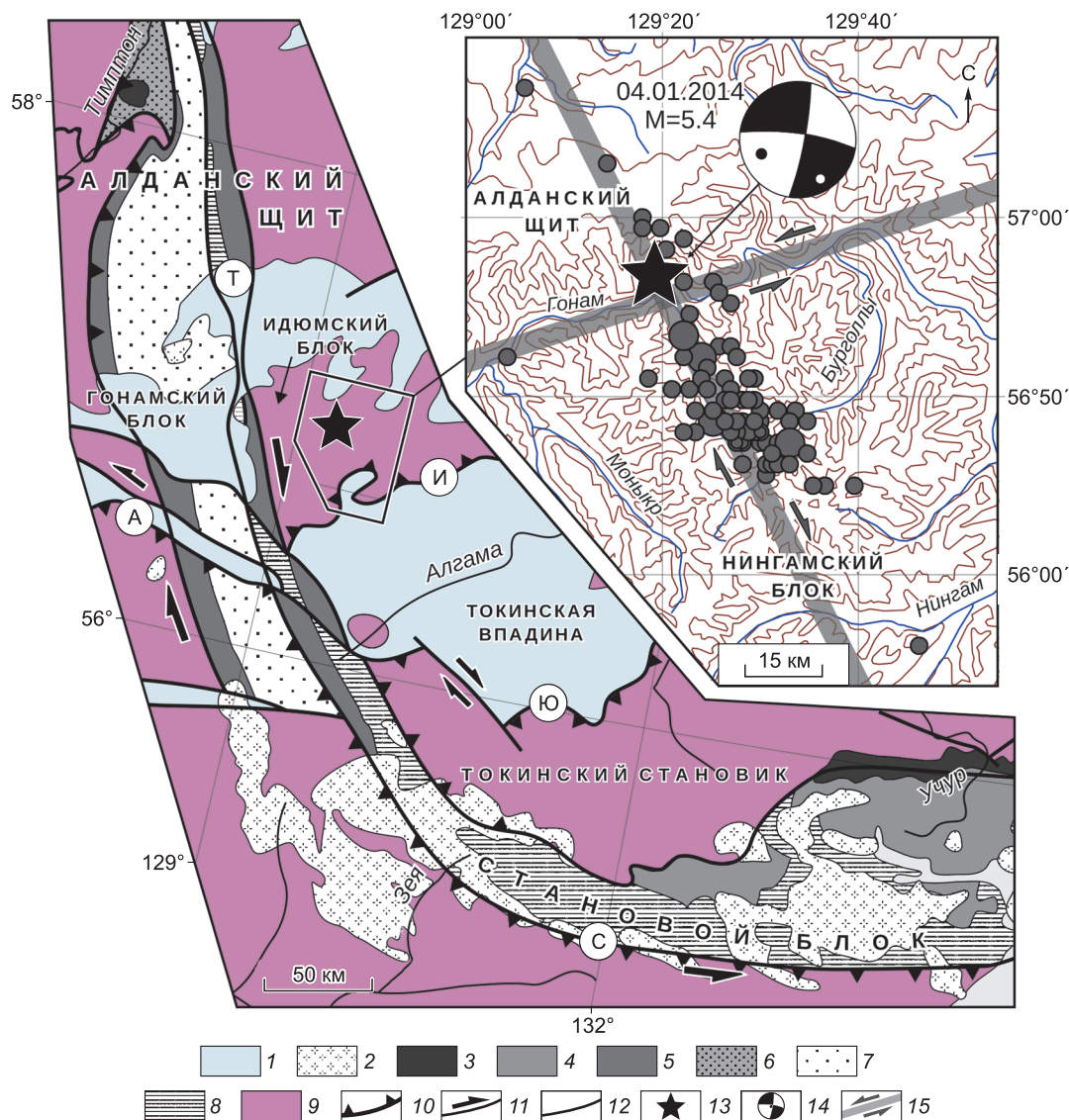


Рис. 8. Структурно-тектоническая схема юго-восточного сегмента Алданского щита и Станового блока (по [14] с дополнениями).

Контуром на рисунке обозначено положение вставки. На вставке показано морфоструктурное строение эпицентральной зоны Гонамского землетрясения.

Разломы: А – Атугей-Нуямский, И – Идюмский, Ю – Южно-Токинский, С – Становой, Т – Тыркандинский.

1 – чехол Сибирской платформы; 2 – мезозойские сиениты; 3 – раннепротерозойские чарнокиты; 4 – раннепротерозойские анортозиты; 5 – гнейсограниты; 6 – плагиогнейсы; 7 – гранат-биотитовые плагиогнейсы; 8 – биотитовые гнейсы; 9 – террейны; 10–12 – кинематика активных разломов: 10 – взброснадвиги, 11 – сдвиги, 12 – не установлена; 13 – эпицентр Гонамского землетрясения; 14 – фокальный механизм землетрясения: дата возникновения события и магнитуда (нижняя полусфера), выходы осей главных напряжений сжатия (черная точка) и растяжения (белая точка); 15 – зоны динамического влияния сопряженных сдвигов: эпицентры и афтершоки (серые кружки) Гонамского землетрясения.

Fig. 8. Structural-tectonic scheme of southeastern segment of Aldan Shield and Stanovoy block (after [14] with additions).

Inset, morphostructural structure of Gonam earthquake epicentral zone; frame in figure denotes location of inset.

Faults: A – Atugei-Nuyam, I – Idyum, Y – South Toko, S – Stanovoy, T – Tyrkanda.

1 – cover of Siberian Platform; 2 – Mesozoic syenites; 3 – Early Proterozoic charnokites; 4 – Early Proterozoic anorthosites; 5 – gneiss-granites; 6 – plagiogneisses; 7 – garnet-biotite plagiogneisses; 8 – biotite gneisses; 9 – terranes; 10–12 – kinematics of active faults: 10 – thrusts, 11 – strike-slips, 12 – undefined; 13 – epicenter of Gonam earthquake; 14 – earthquake focal mechanisms: date and magnitude (lower hemisphere), principal stress axes of compression (black and white dots, respectively); 15 – zones of dynamic influence of coupled strike slips: epicenters and aftershocks (gray-filled circles) of Gonam earthquake.

десятков сантиметров в год. Это на 1–2 порядка превышает их значения вне ледниковых зон [15], что сопоставимо с геодезическими параметрами антеклизы.

В пределах платформенных структур, исключая области проявления гляциоизостазии, значительную роль играют флюидогеохимические процессы, индикаторами воздействия которых на геологическую среду являются месторождения флюидного генезиса [19]. В центральном сегменте Оленекского сектора сформированы обширные высокоградиентные зоны деформаций с максимальными значениями скоростей новейших и современных движений (см. рис. 2). Из-за локализации в данном сегменте месторождений северной группы Якутской алмазоносной провинции именно флюидогеохимические процессы могут быть здесь первопричиной значительных скоростей движений. Южная зона активизации Сибирской платформы расположена в изометричном низкоградиентном поле низких и отрицательных значений скоростей современных движений (см. рис. 2). Помимо местных сейсмических событий слабого и среднего уровня ($M_w = 4,0–5,0$), данная зона может испытывать также транзитные воздействия от сильных землетрясений из Байкало-Станового сейсмического пояса.

На востоке Сибирской платформы, где находится Вилуйская группа нефтегазовых месторождений, выделяются высокоградиентные зоны современных поднятий, не совпадающие с соответствующими тектоническими структурами и не имеющие четкого выражения в рельефе (см. рис. 2). Они не обнаруживают однозначной связи с распределением глубинных температур и плотностными неоднородностями литосферы. Возможно, динамика развития данных зон связана с флюидными процессами, которые могли привести к разуплотнению вещества и поднятию земной поверхности. В связи с тем что высокоградиентные зоны приближены к Центральному сектору Верхоянского складчато-надвигового пояса, а флюиды существенно влияют на упругие свойства горных пород, здесь возможен процесс накопления тектонических напряжений и реализация новых сейсмических событий. В настоящее время эта территория отнесена к сейсмоопасной области с интенсивностью 5–6 баллов [6].

Выводы

1. Сеймотектонический анализ, проведенный в очаговых зонах сильных землетрясений

краевых шовных зон Сибирского кратона, позволил оценить значимость используемых параметров как проявлений единого процесса накопления и разрядки напряжений в земной коре и дифференцированно обозначить зоны повышенной сейсмической активности. Прямая корреляционная зависимость между уровнем сейсмической активности новейших структур и количественными характеристиками скоростей новейших и современных тектонических движений отсутствует. При сеймотектонических исследованиях более корректно использовать значения скоростей движений за неотектонический этап развития.

2. Зоны реактивизации краевых швов и фронтальные сегменты Верхоянского краевого шва и Байкало-Становой складчатой системы оказывают динамическое влияние на стиль тектонических деформаций и сейсмическую активизацию смежных участков Сибирской платформы. Для выявления направленности динамики сейсмогенерирующих процессов и определения доминирующих режимов сеймотектонической деструкции земной коры необходимо использовать данные по средним тензорам сеймотектонических деформаций, а также по очаговым характеристикам землетрясений умеренных магнитуд, которые были зарегистрированы за пределами областей однородного деформирования земной коры.

3. Сейсмический потенциал активных сегментов Верхоянского краевого шва и Байкало-Становой складчатой системы и контактных структур Сибирской платформы определяется по известным зависимостям силы землетрясения от протяженности активизированных разломов и кинематических характеристик очага землетрясений [31]. В рассмотренных структурах магнитуда инициируемых ими землетрясений и интенсивность проявлений возможных максимальных сотрясений (по шкале MSK-64), может значительно превысить установленные для них нормативы.

Литература

1. Артюшков Е.В., Кориковский С.П., Массон Х.-Й., Чехович П.А. Природа плиоцен-четвертичных поднятий земной коры на докембрийских кратонах // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2018. Т. 1. С. 11–14.
2. Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. Сейсмическая активизация новейших структур Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. № 6. С. 36–54. DOI: 10.1134/S0016853X18060036

3. Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. Геодинамические характеристики новейших структур Оленекского и Вилюйского районов Якутской кимберлитовой провинции // Геология и геофизика. 2020. Т. 61, № 11. С. 1499–1513. DOI: 10.15372/GiG2020107
4. Бочаров Г.В., Гусев Г.С., Есипова Л.В., Спектор В.Б. Карта современных движений территории Якутской АССР // Геотектоника. 1982. № 3. С. 60–63.
5. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
6. Карта сейсмотектоники Восточной Сибири. Масштаб 1 : 4000000 / Г.С. Гусев, Л.П. Имаева, И.И. Колодезников (отв. ред.). 2015. DOI: 10.2205/ESDB-VONZ-125-map. http://neotec.ginras.ru/neomaps/M080_Siberia-E_2015_Seismotectonics.jpg
7. Стром А.Л., Имаев В.С., Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Овсяченко А.Н., Гриб Н.Н., Сясько А.А. Сейсмотектонические исследования Чульмаканского разлома (Южная Якутия) для определения сейсмической угрозы нефтепровода «Восточная Сибирь – Тихий океан» и газопроводной системы «Сила Сибири» // Геотектоника. 2017. № 6. С. 1–8. DOI: 10.7868/S0016853X17060078
8. Сейсмотектоника северо-восточного сектора Российской Арктики / Л.П. Имаева, И.И. Колодезников (отв. ред.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 136 с.
9. Itaeva L.P., Itaev V.S., Koz'min B.M. Dynamics of the zones of strong earthquake epicenters in the Arctic–Asian seismic belt // Geosciences. 2019. Vol. 9, No 4. P. 1–21. DOI: 10.3390/geosciences9040168.
10. Имаева Л.П., Имаев В.С., Середкина А.И. Сейсмотектонические деформации активных сегментов зоны сопряжения Колымо-Омолонского супертеррейна и Южно-Анохойской сутуры, северо-восток России // Геотектоника. 2021. № 1. С. 1–18. DOI: 10.31857/S0016853X21010069
11. Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С. Гусев, А.Ф. Петров, Г.С. Фрадкин (ред.). М.: Наука, 1985. 246 с.
12. Прокопьев А.В., Парфенов Л.М., Томилин М.Д., Колодезников И.И. Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин (ред.). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 113–155.
13. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин (ред.). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 156–198.
14. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Фундамент Северо-Азиатского кратона. Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин (ред.). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 81–104.
15. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры (Геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы) М.: Наука, 1977. 240 с.
16. Artyushkov E.V. Abrupt continental lithosphere weakerings as a precondition for fast and large-scale tectonic movements // Geotectonics. 2003. No. 2. P. 107–123.
17. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.
18. Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А. Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 128–145.
19. Летников Ф.А. Флюидный механизм деструкции континентальной земной коры и формирование осадочных нефтеносных бассейнов // Дегазация Земли: геофлюиды, нефть и газ, парагенезисы в системе горючих ископаемых // Тезисы докл. междунар. конференции, 30–31 мая – 1 июня 2006 г. Москва, ИГЕМ РАН. М.: ГЕОС, 2006. С. 6–9.
20. Дучков А.Д., Соколова Л.С. Термическая структура литосферы Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 2. С. 494–503.
21. Дучков А.Д., Железняк М.Н., Аюнов Д.Е., Веселов О.В., Соколова Л.С., Казанцев С.А., Горнов П.Ю., Добрецов Н.Н., Болдырев И.И., Пчельников Д.В., Добрецов А.Н. Геотермический атлас Сибири и Дальнего Востока (2009–2015) / [http:// maps.nrcgit.ru/geoterm/map.ru](http://maps.nrcgit.ru/geoterm/map.ru)
22. Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск: Наука, 1991. 194 с.
23. Имаева Л.П., Имаев В.С., Мельникова В.И., Козьмин Б.М. Новейшие структуры и тектонические режимы напряженно-деформированного состояния земной коры северо-восточного сектора Российской Арктики // Геотектоника. 2016. № 6. С. 3–22. DOI: 10.7868/S0016853X16060035
24. Драчев С.С. О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника. 2002. № 6. С. 60–76.
25. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В., Спектор В.Б. Рельеф земной поверхности и история его формирования // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин (ред.). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 12–32.
26. Костин А.В., Гриненко В.С., Олейников О.Б., Желонкина М.С., Кривошапкин И.И., Васильева А.Е. Первые данные о проявлении верхнемелового вулканизма зоны перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область» // Наука и образование. 2015. № 1. С. 30–36.
27. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В. Надвиговые структуры Кыллахской гряды (Южное Верхоянье) // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 3–15.
28. Гусев Г.С., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С. Структура и эволюция земной коры Якутии. М.: Наука, 1985. 248 с.

29. Парфенов Л.М. Тектонический анализ // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин (ред.). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 69–80.

30. Imaeva L.P., Koz'min B.M., Imaev V.S., Grib N.N., Ashurkov S.V. Seismotectonic destruction of the Earth's crust in the zone of interaction of the northeastern side of the Baikal rift and the Aldan-Stanovoy block // Journal of Seismology. 2017. Vol. 21, No 2. P. 385–410. DOI: 10.1007/s10950-016-9607-3

31. Стром А.Л., Никонов А.А. Соотношение между параметрами сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений // Физика Земли. 1997. № 12. С. 55–67.

32. International Seismological Centre. On-line Bulletin, <http://www.isc.ac.uk>. Thatcham, Berkshire, United Kingdom (last accessed January 2017).

33. Сейсмологический бюллетень (ежедекадный), 2019. ftp://ftp.gsras.ru/pub/Teleseismic_bulletin. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН.

Поступила в редакцию 19.02.2021

Принята к публикации 28.03.2021

Об авторах

ИМАЕВА Людмила Петровна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, улица Лермонтова, 128, Россия, <http://orcid.org/0000-0002-8235-7112>, imaeva@crust.irk.ru;

КОЗЬМИН Борис Михайлович, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677000, Якутск, проспект Ленина, 39, Россия, <http://orcid.org/0000-0003-4270-1318>, b.m.kozmin@diamond.ysn.ru;

МАКАРОВ Александр Александрович, ведущий инженер, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677000, Якутск, проспект Ленина, 39, Россия, <http://orcid.org/0000-0001-6527-586>, haskin95@mail.ru;

МАККЕЙ Кевин Г., профессор, Департамент геологических наук, Университет штата Мичиган, MI 48824, Восточный Лансинг, США.

Информация для цитирования

Имаева Л.П., Маккей К.Г., Козьмин Б.М., Макаров А.А. Сейсмотектоническая реактивизация краевых шовных зон Сибирского кратона // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2021, Т. 26, № 2. С. 7–26. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-1>

DOI 10.31242/2618-9712-2021-26-2-1

Seismotectonic reactivation of the marginal suture zones of the Siberian craton

L.P. Imaeva^{1, 2, *}, K.G. Mackey³, B.M. Koz'min⁴, A.A. Makarov⁴

¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

²Academy of Sciences of the Republic of Sakha (Yakutia), Yakutsk, Russia

³Department of Geological Sciences, Michigan State University, East Lansing, USA

⁴Diamond and Precious Metal Geology Institute, SB RAS, Yakutsk, Russia

*imaeva@crust.irk.ru

Abstract. A comprehensive seismotectonic study of the tectonic structures of the Siberian Platform and its folded framing was carried out in order to identify the regional regularities of the processes of destruction of the Earth's Crust and the dynamics of the formation of focal zones of strong earthquakes. The data on the geological and geophysical structure, the newest structural plan, quantitative characteristics of the

newest and modern tectonic movements were analyzed. According to the degree of activity and orientation of geodynamic processes, regional principles for the classification of neotectonic structures with the rationale for their differentiation into classes were developed. The most active segments of the Verkhoyansk marginal suture and the Baikal-Stanovoy fold system are considered, which have a dynamic impact on the style of tectonic deformations of adjacent areas of the Siberian Platform, where strategic mineral deposits of the Republic of Sakha (Yakutia) are located. It is established that the most active structures are located in zones of the dynamic influence of marginal sutures. They are contrasted against the gradient field of modern vertical tectonic movements, but they are characterized by the mosaic field of the medium and low rates of modern movements. The level of their seismic activation and the kinematic type of seismotectonic deformations are modeled by global geodynamic processes taking place at the boundaries between the Eurasian, North American and Amur lithospheric plates. The weak activated structures of the Siberian Platform, which are characterized by the highest rates of modern movements, are heterogenic genesis. The dynamics of the formation of these high-gradient deformation zones may have been influenced by glacial isostatic movements. In order to correctly assess the degree of geodynamic activity of modern structures, special consideration should be given to all the factors that control seismogeodynamic processes, including tectonic stress accumulation, and the intensity of seismic events.

Key words: Siberian craton, marginal suture, seismogenerating structures, active faults, fluids, Late Cenozoic deformation, earthquake mechanism, potential seismicity.

Acknowledgements. *The studies were carried out with support from the RFBR under Project 19–05–00062 – Dynamics of the modern structures of the continental-shelf zone in the northeastern sector of the Russian Arctic.*

References

1. Artyushkov E.V., Korikovskii S.P., Masson Kh.-I., Chekhovich P.A. Nature of Pliocene–Quaternary crustal uplifts in the Precambrian cratons // *Problems of Tectonics and geodynamics of the Earth's Crust and Mantle. Proceedings of the L Meeting on Tectonics*. M.: GEOS, 2018. Vol. 1. P. 11–14.
2. Imaeva L.P., Imaev V.S., Koz'min B.M. Seismotectonic activation of modern structures of the Siberian Craton // *Geotectonics*. 2018. Vol. 52, No 6. P. 618–633. DOI: 10.1134/S0016852118060031
3. Imaeva L.P., Imaev V.S., Koz'min B.M. Geodynamic characteristics of neotectonic structures in the Olenek and Vilyui areas of the Yakutian kimberlite province // *Russian Geology and Geophysics*. 2020. Vol. 61, No 11. P. 1499–1513. DOI: 10.15372/RGiG2020107
4. Bocharov G.V., Gusev G.S., Esipova L.V., Spektor V.B. Map of contemporary movements in the territory of Yakutian ASSR // *Geotektonika*. 1982. No. 3. P. 60–63.
5. Imaev V.S., Imaeva L.P., Koz'min B.M. Seismotectonics of Yakutia. M.: GEOS, 2000. 227 p.
6. *Seismotectonic map of Eastern Siberia*. Scale 1 : 4000000 / G.S. Gusev, L.P. Imaeva, I.I. Kolodeznikov (Eds.). 2015. DOI: 10.2205/ESDB-VONZ-125-map. http://neotec.ginras.ru/neomaps/M080_Siberia-E_2015_Seismotectonics.jpg
7. Strom A.L., Imaev V.S., Smekalin O.P., Chipizubov A.V., Ovsyuchenko A.N., Grib N.N., Syas'ko A.A. Seismotectonic investigations of the Chulmakan fault, Southern Yakutia, to assess the seismic hazard for the East Siberia–Pacific Ocean oil and power of Siberia Gas Pipelines // *Geotectonics*. 2017. Vol. 51, No. 6. P. 584–590. DOI: 10.1134/S0016852117060073
8. *Seismotectonics of the Northeastern sector of Russian Arctic* / L.P. Imaeva, I.I. Kolodeznikov (Eds.). Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2017. 136 p.
9. Imaeva L.P., Imaev V.S., Koz'min B.M. Dynamics of the zones of strong earthquake epicenters in the Arctic–Asian seismic belt // *Geosciences*. 2019. Vol. 9, No 4. P. 1–21. DOI: 10.3390/geosciences9040168.
10. Imaeva L.P., Imaev V.S., Seredkina A.I. Seismotectonic deformation of active segments of conjugation zone of Kolyma–Omolon superterrane and South Anui suture (Southeastern regions of Russia) // *Geotectonics*. 2021. No 1. P. 1–18. DOI: 10.31857/S0016853X21010069
11. *Structure and evolution of the Earth's crust of Yakutia* / G.S. Gusev, A.F. Petrov, G.S. Fradkin (Eds.). M.: Nauka, 1985. 246 p.
12. Prokopiev A.V., Parfenov L.M., Tomshin M.D., Kolodeznikov I.I. Sedimentary cover of the Siberian Platform and adjacent fold-and-thrust belts // *Tectonics, Geodynamics, and Metallogeny of the Sakha Republic (Yakutia)* / L.M. Parfenov, M.I. Kuz'min (Eds.). M.: MAIK «Nauka/Interperiodika», 2001. P. 113–155.
13. Prokopiev A.V., Deikunenko A.V. Deformation structures of thrust fold belts. *Tectonics, Geodynamics, and Metallogeny of the Sakha Republic (Yakutia)* / L.M. Parfenov, M.I. Kuz'min (Eds.). M.: MAIK «Nauka/Interperiodika», 2001. P. 156–198.
14. Smelov A.P., Zedgenizov A.N., Timofeev V.F. *Tectonics, Geodynamics, and Metallogeny of the Sakha Republic (Yakutia)* / L.M. Parfenov, M.I. Kuz'min (Eds.). M.: MAIK «Nauka/Interperiodika», 2001. P. 81–104.
15. Nikonov A.A. Holocene and Present-Day movements of the Earth's Crust // *Geological-geomorphic and seismotectonic problems*. M.: Nauka, 1977. 240 p.

16. *Artyushkov E.V.* Abrupt continental lithosphere weakenings as a precondition for fast and large-scale tectonic movements // *Geotectonics*. 2003. No. 2. P. 107–123.
17. *Trifonov V.G.* Neotectonics of Eurasia. M.: Scientific world, 1999. 252 p.
18. *Trifonov V.G., Artushkov E.V., Dodonov A.E., Bachmanov D.M., Mikolaichuk A.V., Vishnyakov F.A.* Pliocene-Quaternary Mountain Formation in the Central Tien Shan // *Geology and Geophysics*. 2008. Vol. 49, No 2. P. 128–145.
19. *Letnikov F.A.* Fluid mechanism of continental crust destruction and formation of sedimentary oil basins. Degassing of the Earth: Geofluids, Oil and Gas, Parageneses in the System of Fossil Fuels / Abstracts of the International Conference. M.: GEOS, 2006. P. 6–9.
20. *Duchkov A.D., Sokolova L.S.* Thermal structure of the lithosphere of the Siberian Platform // *Geology and Geophysics*. 1997. Vol. 38, No 2. P. 494–503.
21. *Duchkov A.D., Zheleznyak M.N., Ayunov D.E., Veselov O.V., Sokolova L.S., Kazantsev S.A., Gornov P.Yu., Dobretsov N.N., Boldyrev I.I., Pchel'nikov D.V., Dobretsov A.N.* Geothermal atlas of Siberia and Russian Far East (2009–2015) / <http://maps.nrcgit.ru/geoterm/map.ru>. Accessed February 16, 2015.
22. *Balobaev V.T.* Geothermy of permafrost zone in the lithosphere of North Asia. Novosibirsk: Nauka, 1991. 194 p.
23. *Imaeva L.P., Imaev V.S., Mel'nikova V.I., Koz'min B.M.* Recent structures and tectonic regimes of the stress–strain state of the Earth's crust in the northeastern sector of the Russian Arctic region // *Geotectonics*. 2016. No. 6. P. 3–22. DOI: 10.7868/S0016853X16060035
24. *Drachev S.S.* On the basement tectonics of the Laptev Sea shelf // *Geotectonics*. 2002. No. 6. P. 60–76.
25. *Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Spektor V.B.* The relief of the Earth's surface and the history of its formation // *Tectonics, Geodynamics, and Metallogeny of the Sakha Republic (Yakutia)* / L.M. Parfenov, M.I. Kuz'min (Eds.). M.: MAIK «Nauka/Interperiodika», 2001. P. 12–32.
26. *Kostin A.V., Grinenko V.S., Oleinikov O.B., Zhe-lonkina M.S., Krivoschapkin I.I., Vasilyeva A.E.* The first data on the manifestation of the Upper Cretaceous volcanism of the transition zone «Siberian Platform – Verkhoyansk-Kolyma fold region» // *Nauka i Obrazovanie*. 2015. No. 1. P. 30–36.
27. *Parfenov L.M., Prokop'ev A.V.* Thrusted structures of the Kyllakh Range (South Verkhoyansk region) // *Geology and Geophysics*. 1986. No. 12. P. 3–15.
28. *Gusev G.S., Petrov A.F., Fradkin G.S.* Structure and evolution of the Earth's Crust in Yakutia. M.: Nauka, 1985. 248 p.
29. *Parfenov L.M.* Tectonic analysis // *Tectonics, Geodynamics, and Metallogeny of the Sakha Republic (Yakutia)* / L.M. Parfenov, M.I. Kuz'min (Eds.). M.: MAIK «Nauka/Interperiodika», 2001. P. 69–80.
30. *Imaeva L.P., Koz'min B.M., Imaev V.S., Grib N.N., Ashurkov S.V.* Seismotectonic destruction of the Earth's crust in the zone of interaction of the northeastern side of the Baikal rift and the Aldan-Stanovoy block // *Journal of Seismology*. 2017. Vol. 21, No. 2. P. 385–410. DOI: 10.1007/s10950-016-9607-3
31. *Strom A.L., Nikonov A.A.* Relationship between the parameters of seismogenic ruptures and the magnitude of earthquakes // *Physics of the Earth*. 1997. No. 12. P. 55–67.
32. *International Seismological Centre*. On-line Bulletin, <http://www.isc.ac.uk>. Thatcham, Berkshire, United Kingdom (last accessed January 2017).
33. *Seismological Bulletin* (yearly), 2019. ftp://ftp.gsr.ru/pub/Teleseismic_bulletin. Obninsk: FRC GS RAS.

About the authors

IMAEVA Lyudmila Petrovna, Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), senior researcher, Institute of the Earth's Crust, SB RAS, 128 Lermontov Street, Irkutsk 664033, Russia, <http://orcid.org/0000-0002-8235-7112>, imaeva@crust.irk.ru;

MACKEY Kevin G., professor, Department of Geological Sciences, Michigan State University, East Lansing, MI 48824, USA;

KOZ'MIN Boris Mikhailovich, Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), senior researcher, Diamond and Precious Metals Geology Institute SB RAS, 39 Lenina pr., Yakutsk 677000, Russia, <http://orcid.org/0000-0003-4270-1318>, b.m.kozmin@diamond.ysn.ru;

MAKAROV Aleksandr Aleksandrovich, leader engineer, Diamond and Precious Metals Geology Institute SB RAS, 39 Lenina pr., Yakutsk 677000, Russia, <http://orcid.org/0000-0001-6527-5863>, haskin95@mail.ru.

Citation

Imaeva L.P., Mackey K.G., Koz'min B.M., Makarov A.A. Seismotectonic reactivation marginal suture zones of the Siberian craton // *Arctic and Subarctic Natural Resources*. 2021, Vol. 26, No. 2. P. 7–26. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-1>

Геология, глубинное строение, магматизм, Au–Ag- и Ag–Pb–Zn-минерализация Чепчугинского рудного узла (Верхояно-Колымская минерагеническая провинция)

В.Ю. Фридовский¹, Е.Е. Лоскутов^{1, *}, Л. А. Кондратьева¹, А.И. Иванов¹, А.В. Костин¹,
Е.Э. Соловьев², М.С. Иванов¹, М.С. Желонкина¹

¹Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

²Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск, Россия

*loskutov@diamond.ysn.ru

Аннотация. Приводятся результаты изучения строения, магматизма, Au–Ag- и Ag–Pb–Zn-минерализации Чепчугинского рудного узла, расположенного в Мюнкюленской минерагенической зоне центральной части Верхояно-Колымской минерагенической провинции. Рудный узел локализован в протяженном широтном выступе кристаллического фундамента между слабоэродированными массивами, проявленными гравитационными минимумами и положительными локальными магнитными аномалиями зон контактового метаморфизма. В структурном отношении рудный узел приурочен к пересечению Сунтарским региональным разломом Чепчугинской антиклинали. Изучение даек показало широкое петрографическое разнообразие слагающих их пород (спессартиты, диоритовые порфириты и риолит-порфиры). Геохимически магматические породы рудного поля специализированы на литофильные элементы (B, Ba, Cr, Nb, Sc, Sr, V, Zr), содержания халькофильных (Cu, Ge, Sn, Zn, Pb) и сидерофильных (Ni, Co) элементов значительно ниже. Выделены ранняя пирит-арсенопиритовая, средняя полиметаллическая и поздняя серебро-сульфосольная минеральные ассоциации. Характерно широкое развитие и разнообразие гипергенных минералов, что позволяет предполагать значительную распространенность в первичных рудах ниже зоны гипергенеза минерализации галенита, арсенопирита и сульфосолей. Установлена различная минеральная специализация участков Гайдар и Чепчуга. На участке Гайдар развит Au–Ag-тип минерализации с самородным золотом в кварцевых жилах и зонами окисления по серебросодержащим рудам. На основании развития в рудах касситерита, канфилдита, акантита, сульфосолей Pb, Ag и Sb, предполагается близость оруденения участка Чепчуга к месторождениям серебро-полиметаллического типа. Металлогенический облик рудного узла связан с его положением в тылу окраинно-континентальных титон-раннемелового Удско-Мургальского и альб-позднемелового Охотского-Чукотского вулканоплутонических поясов.

Ключевые слова: золото, серебро, полиметаллы, геофизические поля, магматизм, Чепчугинский рудный узел, Верхояно-Колымская минерагеническая провинция.

Благодарности. Работа выполнена в рамках НИР ИГАБМ СО РАН.

Введение

Чепчугинский рудный узел расположен в центральной части Верхояно-Колымской минерагенической провинции в Мюнкюленской минерагенической зоне. С севера она граничит с Адычанской W–Sn–Au и Дулгалах-Брюнгадинской Ag–Au–Sb–Hg, с юга с Аллах-Юньской Au и Сунтарской Pb–Zn–Sn–Ag минерагеническими зонами [1]. Отмеченное, а также положение в тылу J₃–K₁ Удско-Мургальского и K₂ Охотско-Чукотского вул-

кано-плутонических поясов определяет возможность развития в Мюнкюленской минерагенической зоне, в целом, и в Чепчугинском рудном узле, в частности, комплексной полигенно-полихронной Au и Ag–Pb–Zn-минерализации [2].

Рудный узел был открыт в начале 1980-х годов при проведении геолого-съёмочных работ масштаба 1:200000 под руководством Ключкова В.П. Дальнейшие геохимические и средне-масштабные геолого-съёмочные работы были

продолжены в конце 80-х–начале 90-х годов (Баланов А.Н., Засимов М.Н.). Несмотря на обнаруженные рудные точки с содержаниями золота и серебра, имеющиеся перспективы обнаружения золото-кварц-малосульфидной и/или серебро-полиметаллической минерализации, дальнейшие исследования не проводились, рудная минерализация осталась плохо изученной, перспективы не ясны.

В 2017–2018 гг. при поддержке ООО «Богуславец» нами проведены полевые работы на ключевых участках Чепчугинского рудного узла, выполнены геолого-структурные наблюдения, собрана представительная коллекция образцов из минерализованных зон дробления, метасоматитов и магматических пород.

Проведенные авторами геологические, геофизические, минералогические, петрографические, геохимические исследования, результаты которых изложены в статье, позволили установить основные черты строения, минеральный состав и петрохимические особенности магматических пород, выделить и охарактеризовать потенциальные типы минерализации, что может иметь большое значение для правильной оценки рудного потенциала Чепчугинского рудного узла и Мюнхюленской минерагенической зоны.

Геологическая характеристика и глубинное строение района Чепчугинского рудного узла

В структурном отношении Чепчугинский рудный узел расположен в Сунтарской подзоне антиклинорного типа Аллах-Юньской тектонической зоны [1] (рис.1). Особенности строения рудного узла связаны с положением в месте пересечения Сунтарским региональным разломом Сунтаро-Лабынкырского поднятия. Разлом имеет северо-восточную ориентировку, хорошо дешифрируется на космоснимках и прослеживается от района золоторудного месторождения Нежданинское (верховье р. Тыра) в северо-восточном направлении по долине р. Сунтар до устья р. Брюнгаде, где ограничивается Брюнгадинским разломом запад-северо-западного простирания [3]. Последний отделяет Аллах-Юньскую тектоническую зону от расположенной к северу Адыча-Эльгинской зоны [4]. По Сунтарскому разлому устанавливаются преимущественно сдвиговые смещения, амплитуда которых в районе Нежданинского месторождения составляет около 2,5 км, к северо-востоку она увеличивается до 10 км [3].

Основной складчатой структурой Чепчугинского рудного узла является одноименная антиклиналь северо-восточного простирания. Углы падения слоев на ее крыльях изменяются от 15–35 до 45–65°. В ядре складки залегают породы менкеченской свиты верхней перми. На крыльях – породы тирехтяхской, луговской, привольнинской свит, а также нижнего триаса. Они сложены переслаиванием алевролитов и песчаников, а также переходных разностей пород.

Магматические образования на территории Чепчугинского рудного узла представлены дайками Анчинского комплекса поздней юры (спесартиты, диоритовые порфириды) и Киргиллехского комплекса раннего мела (риолит-порфиры) [1]. На юго-восточном фланге рудного узла осадочные породы прорваны Лево-Сунтарским и Чепчугинским штоками гранитов и гранодиоритов Нютско-Куйдусунского ряда позднемелового возраста [1]. В зонах контактового метаморфизма проявлены альбит-эпидот-роговообманковые роговики.

Пункты минерализации различного состава (золота, серебра, свинца, олова, вольфрама) сконцентрированы на двух участках – Гайдар (правобережье руч. Ледяной) и Чепчуга (левобережье руч. Ледяной). Они представлены кварцевыми жилами и прожилками, сульфидизацией пород в зонах дробления. Простирание зон дробления преимущественно северо-восточное в своде Чепчугинской антиклинали и близширотное на ее восточном крыле.

Структура аномалий силы тяжести Чепчугинского рудного узла и смежных территорий обусловлена строением кристаллического основания, широким развитием магматических образований и разрывных структур (рис. 2). Глубина залегания фундамента составляет около 16 км [5]. Неоднородность строения фундамента выражена слабоинтенсивными градиентными зонами субширотного и субдолготного простирания, возрастанием значений напряженности гравитационного потенциала к северу и востоку (рис. 2, а). Выступы в кровле кристаллического основания и положение региональных разрывных нарушений – Брюнгадинского, Кобюминского, Ючюгей-Юряхского, Сунтарского и других проявляются гравитационными ступенями интенсивностью около 1,5 мГл/км. Приподнятые блоки фундамента наблюдаются в междуречье Брюнгаде–Сунтар, где они образуют узкий протяженный вал широтной ориен-

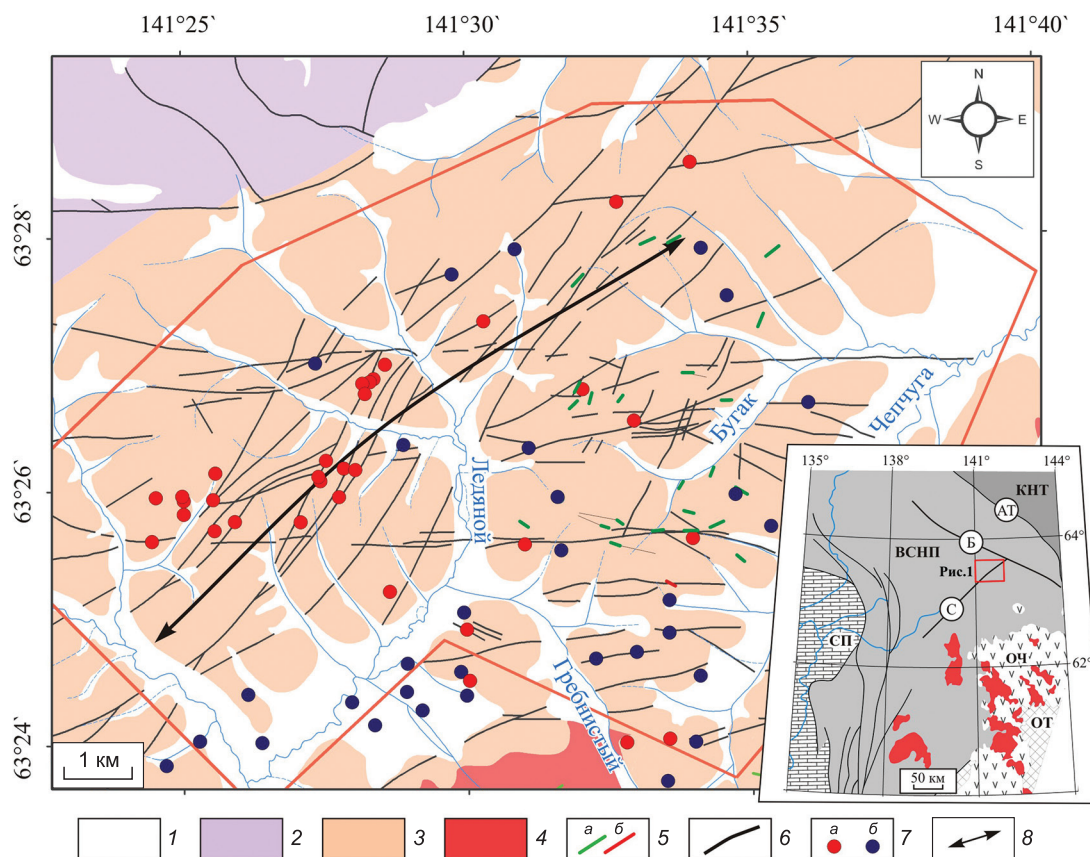


Рис. 1. Схема геологического строения и пункты минерализации Чепчугинского рудного узла:

1–8 – отложения: 1 – четвертичные; 2 – триасовые; 3 – пермские; 4 – гранитоиды Лево-Сунтарского штока; 5 – дайки (а – среднего и основного состава, б – кислого состава); 6 – разломы; 7 – пункты минерализации: а – Au–Ag, б – Ag–Pb–Zn; 8 – ось Чепчугинской антиклинали.

На врезке показано положение Чепчугинского рудного узла и основные структурные элементы западной части Верхояно-Колымской складчатой области. ОЧ – Охотско-Чукотский вулканический пояс; разломы: АТ – Адыча-Тарынский, Б – Брюнгадинский, С – Сунтарский; СП – Сибирская платформа; ВСНП – Верхоянский складчато-надвиговый пояс; КНТ – Кулар-Нерский террейн, ОТ – Охотский террейн.

Fig. 1. The scheme of the geological structure and the places of mineralization of the Chepchuginsky ore cluster:

1–8 – deposits: 1 – quaternary; 2 – triassic; 3 – permian; 4 – granitoids of the Left-Suntar stock; 5 – dikes (а – mafic and intermediate composition, б – felsic composition); 6 – faults; 7 – places of mineralization (а – Au–Ag, б – Ag–Pb–Zn); 8 – the axis of the Chepchugin anticline.

The inset shows the position of the Chepchuginsky ore cluster and the main structural elements of the western part of the Verkhoyansk-Kolyma folded area. In letters: ОЧ – Okhotsk-Chukotka volcanic belts; faults: АТ – Adycha-Taryn, Б – Bryungandin, С – Suntar; СП – Siberian platform; ВСНП – Verkhoyansk fold-and-thrust belt; КНТ – Kular-Nera terrain, ОТ – Okhotsk terrain.

тировки, смещенный Ючюгей-Юряхским разломом.

Магматическим телам в геофизических полях соответствуют гравитационные минимумы и положительные магнитные аномалии зон контактового метаморфизма (рис. 2, а, б). Наиболее крупный глубокозалегающий массив приурочен к Кобюминской зоне в устье руч. Хапчагай. Массив характеризуется отрицательной аномалией силы тяжести изометричной формы интенсивностью –17 мГл (условный уровень) и площадью около

42,5 км². Центр гравитационных масс, рассчитанный методом обратной задачи в автоматизированной системе KOSKAD 3D, расположен на глубине около 10 км (рис. 2, в). К востоку от массива, на расстоянии около 19 км на глубине около 3,5 км, расположена близизометричная аномалия сходной природы (7×5 км), интенсивностью –8 мГл (условный уровень). В пределах Сунтар-Лабынкырской зоны скрытые интрузивные тела формируют полукольцевую структуру в междуречье Сунтар–Агаякан–Ючюгей. Предпола-

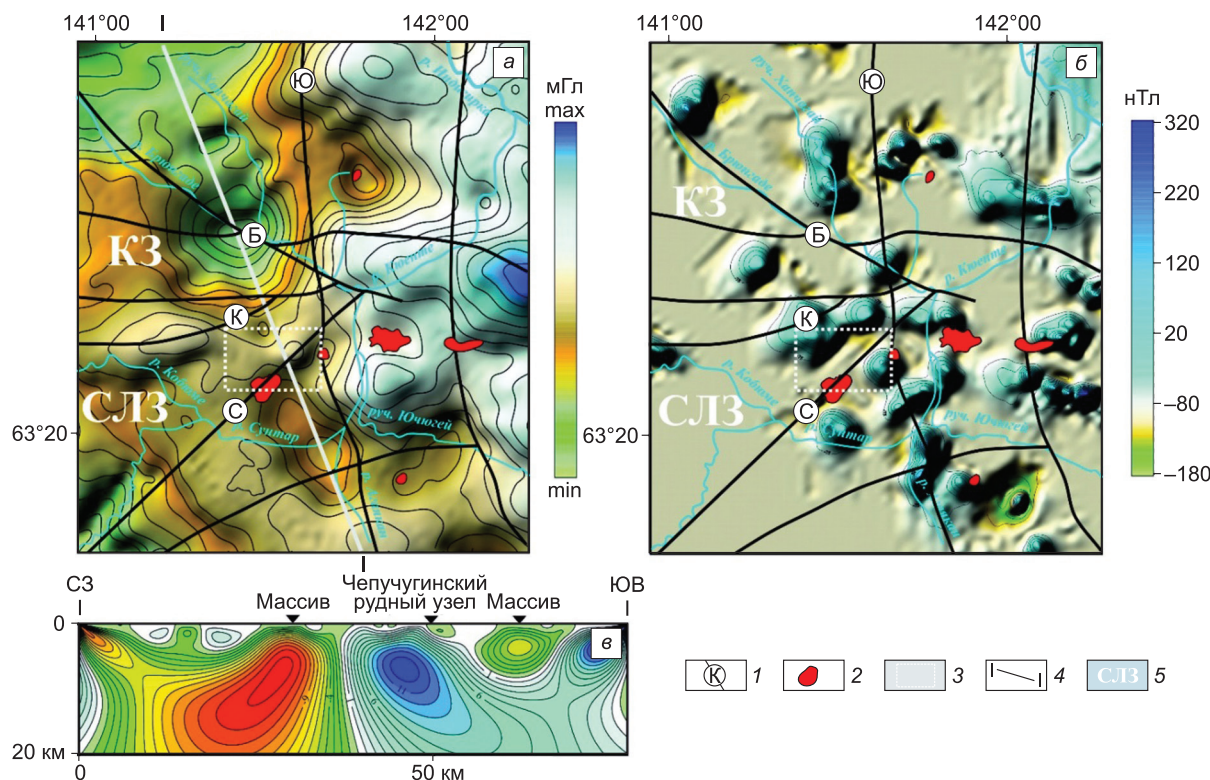


Рис. 2. Геофизические аномалии Чепчугинского рудного узла и смежных территорий.

a – аномальное гравитационное поле (в условном уровне); *б* – аномальное магнитное поле; *в* – оценка распределения гравитационных масс. *l* – разломы: Б – Брюнгадинский, К – Кобьюминский, Ю – Ючюгей-Юряхский, С – Сунтарский; 2 – гранитоиды; 3 – положение Чепчугинского рудного узла 4 – положение интерпретационного разреза; 5 – зоны: КЗ – Кобьюминская, СЛЗ – Сунтар-Лабынкырская.

Fig. 2. Geophysical anomalies of the Chepchuginsky ore cluster and adjacent territories.

a – anomalous gravitational field (in the conditional level); *б* – anomalous magnetic field; *в* – estimation of the distribution of gravitational masses. *l* – faults: Б – Bryungadinsky, К – Kobyuminsky, Ю – Yuchyugei-Yurakh, С – Suntar; 2 – granitoids, 3 – position of the Chepchuginsky ore cluster; 4 – position of the interpretation section, 5 – zones: КЗ – Kobyuminskaya, СЛЗ – Suntar-Labyntskaya.

гается, что известные гранитоидные штоки, выходящие на поверхность, являются апикальными частями нескрытых массивов. Центры гравитационных масс магматических тел Сунтар-Лабынкырской зоны не превышают глубины 2,2–3 км.

Анализ геофизических полей показал, что Чепчугинский рудный узел локализован в протяженном широтном выступе кристаллического фундамента между слабоэродированными массивами, проявленными гравитационными минимумами и положительными локальными магнитными аномалиями зон контактового метаморфизма.

Материалы и аналитические методы

Геолого-структурные наблюдения, отбор проб для минералого-геохимических и петрографи-

ческих исследований производился из естественных обнажений. Подготовка проб к анализам выполнена в Институте геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (г. Якутск). Она включала стандартные процедуры дробления и измельчения.

Петрографический состав пород был изучен на поляризационном микроскопе МИН-8 (70 шлифов). Фото шлифов сделаны на электронном поляризационном микроскопе Olympus BX 50, при увеличении 25, 40, 100, камера Zeiss Axio CamICs 3. Главные компоненты и микроэлементы пород определялись соответственно методами силикатного анализа и многоканальной атомно-эмиссионной спектроскопии в отделе физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН (г. Якутск). Проанализировано 190 проб. Для

построения классификационной диаграммы $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (мас. %) все анализы были пересчитаны на 100 % после исключения содержания воды и углекислого газа [6]. Выделение петрохимических серий производилось по диаграмме отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ [7, 8]. Содержания редкоземельных и других элементов в породах (25 проб) определялись с помощью масс-спектрометра ELAN модель DRC-e в лаборатории ООО «ХАЦ «Плазма» (г. Томск).

Минераграфические исследования руд и околорудных метасоматитов проводились на рудном микроскопе фирмы Jenavert и поляризационном микроскопе Axioskop 40 фирмы Zeiss (46 аншлифов). Химический состав минералов проанализирован на электронном сканирующем микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим дисперсионным спектрометром Energy 350 Oxford (аналитики Попова С.К. и Христофорова Н.И., ИГАБМ СО РАН, г. Якутск). Количественный анализ проводился с использованием Software INCA Energy. Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1,08 нА, время измерения 10 с. Условия съемки: напряжение 20 кВ, ток –17 нА. Аналитические линии: Cu, Fe, Zn – $K\alpha$; Sb, S – $L\alpha$. Стандарты: CuSbS_2 (халькостибит) – Cu, Sb, S, ZnS (сфалерит) – Zn; CuFeS_2 (халькопирит) – Fe, PbS (галенит) – Pb; Te; FeAsS (арсенопирит) – As; BaSO_4 (барит) – Ba; ZrSiO_4 (циркон) – Zr.

Содержание Au и Ag более 2 г/т определялось на атомно-эмиссионном спектрометре Agilent 4200 MP-AES с СВЧ-насыщаемой плазмой (ИГАБМ СО РАН, г. Якутск). Определение содержания Au менее 2 г/т выполнено на атомно-абсорбционном спектрофотометре AAnalyst 600 в лаборатории Государственного предприятия «Республиканский аналитический центр» (г. Улан-Удэ). Пределы обнаружения составляют от 0,002 г/т для Au.

Анализ геофизической информации проведен на основе схем гравитационных и магнитных аномалий в условном уровне разных масштабов (<https://vsegei.ru/ru/info/gisatlas/dvfo>), оцифрованных и построенных в трехмерном 3D-виде. Для уточнения и расшифровки глубинного строения рассматриваемой территории проводилась качественная интерпретация геофизических аномалий. Решение обратной задачи гравиметрии для определения центра гравитационных масс проводилось в автоматизированной программе KOSKAD 3D [9, 10].

Петрография, минералогия и геохимия магматических пород

Магматические породы представлены дайками спессартитов, диоритовых порфириров и риолит-порфириров, а также Лево-Сунтарским штоком гранитов и гранодиоритов.

Дайки *спессартитов* сложены светло-серо-зеленоватыми мелкозернистыми или сливными породами, сильно выветрелыми. Породы даек интенсивно прокварцованы, с редкими порфировыми выделениями амфибола до 0,3 см и мелкой рудной минерализацией пирита реже галенита. Характерны такситовая текстура, проявленная в кольцеобразных пятнах оксидов железа (рис. 3, а, б). Структуры – лампрофировая в виде лейстов и микролитов плагиоклаза в основной массе и порфировая, обусловленная наличием измененных вкрапленников роговой обманки. По содержанию основных петрогенных окислов составы наименее измененных даек спессартитов варьируют от основных до средних пород. Суммарное содержание $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ в них отвечает субщелочным породам (2,45–4,46 %) при преобладании K_2O над Na_2O (табл. 1). На диаграмме соотношения $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ [7] точки составов спессартитов образуют тренд от основных к средним породам (рис. 4). На классификационной диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ [8] точки составов образуют секущий тренд от высококалиевой известково-щелочной к шошонитовой серии пород (рис. 5). Дайки спессартитов геохимически специализированы на литофильные элементы – В (9–51,9 г/т), Ва (130–1000 г/т), Cr (20–140 г/т), Nb (8–22,1 г/т), Sc (5,6–27 г/т), Sr (87–430 г/т), V (37–180 г/т), Zr 40–250 г/т) (табл. 1). Содержания в них как халькофильных Cu (6,6–86,8 г/т), Ge (1,3–3,1 г/т), Sn (1,4–7 г/т), Zn (41,3–570 г/т), Pb (5–76 г/т) так и сидерофильных Ni (7,6–86 г/т), Co (3,7–36,5 г/т) элементов значительно ниже (табл. 2).

Дайки *диоритовых порфириров* имеют северо-восточное простирание и представлены сильно выветрелыми темно-серыми среднезернистыми породами с вкрапленниками плагиоклаза (до 0,5 см). Породы характеризуются призматически-зернистой (диоритовой) структурой с элементами порфировой обусловленной наличием вкрапленников плагиоклаза и роговой обманки (рис. 3, в). Минеральный состав наименее измененных разностей: плагиоклаз 50 %, темноцветные минералы (преобладание роговой обманки,

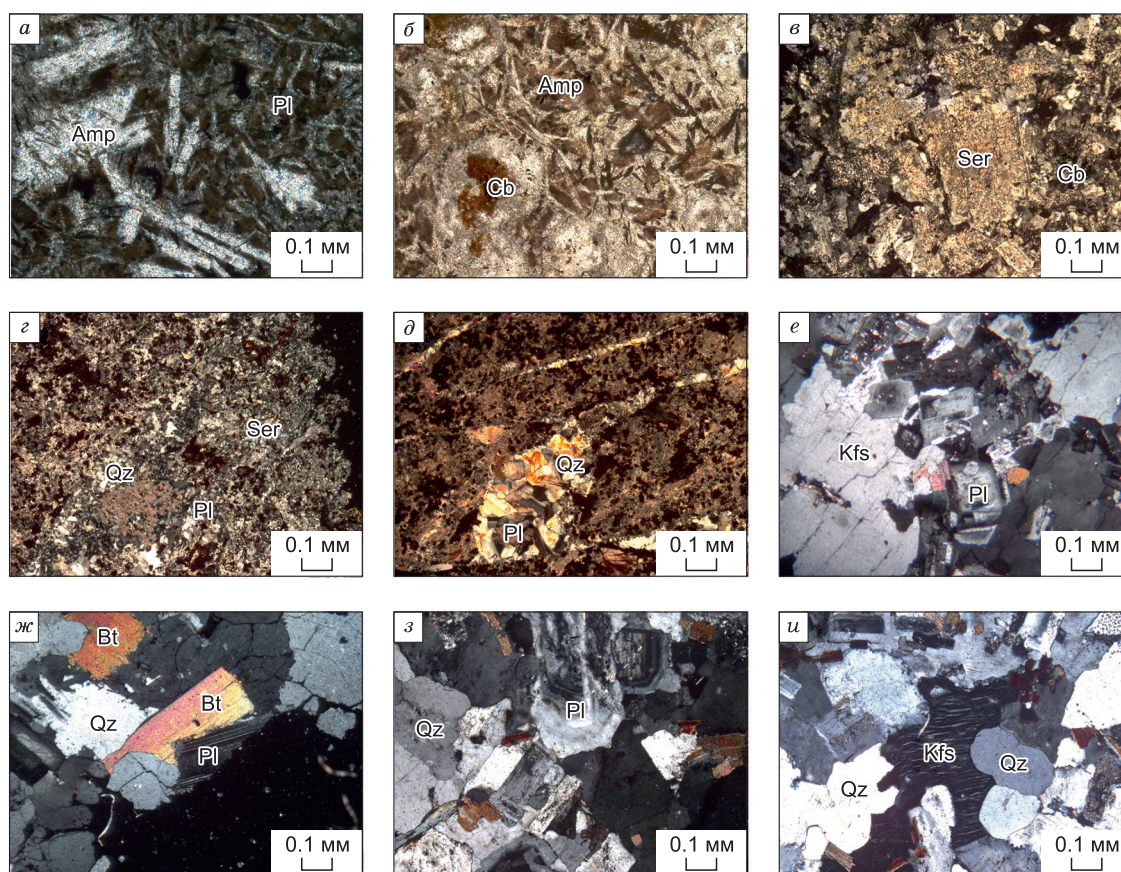


Рис. 3. Микрофотографии магматических пород Чепчугинского рудного узла: *а* – шлиф И18-1, спессартит, такситовая текстура, кольцообразные пятна оксидов железа, николи +; *б* – шлиф И18-1, спессартит, такситовая текстура, николи =; *в* – шлиф И18-3, диоритовый порфирит, николи +; *г* – шлиф И18-36, риолит-порфир, николи +; *д* – шлиф И18-35/2, прожилки постмагматического кварца в риолит-порфире, николи +; *е* – шлиф И18-33/2, гранодиорит-порфир, николи +; *ж* – шлиф И18-33, гранит, зерно биотита, николи +; *з* – шлиф И18-33/9, гранит, зональный плагиоклаз с включениями темноцветных минералов, николи +; *и* – шлиф И18-33/9, гранит, калиевый полевой шпат с пертитовым строением, николи +. Минералы [12]: Amp – амфибол; Bt – биотит; Cb – карбонат; Kfs – калиевый полевой шпат; Pl – плагиоклаз; Qz – кварц; Ser – серицит.

Fig. 3. Microphotographs of igneous rocks of the Chepchuginsky ore cluster: *a* – thinsection I18-1, spessartite, taxitic structure, ring-shaped spots of iron oxides, nicols+; *b* – thinsection I18-1, spessartite, taxitic structure, nicols =; *c* – thinsection I18-3, diorite-porphry, nicols +; *d* – thinsection I18-36, rhyolite-porphry, nicols +; *e* – thinsection I18-35/2, vein lets of post magmatic quartz in rhyolite-porphry, nicols +; *f* – thinsection I18-33/2, granodiorite-porphry, nicols+; *g* – thinsection I18-33, biotite grain, nicols +; *h* – thinsection I18-33/9, granite, zonal plagioclase with inclusions of dark-colored minerals, nicols +; *i* – thin section I18-33/9, granite, K-feldspar with perthitic structure, nicols +. Mineral Abbreviations [9]: Amp – amphibole; Bt – biotite; Cb – carbonate; Kfs – K-feldspar; Pl – plagioclase; Qz – quartz; Ser – sericite.

пироксен+биотит) около 35 %, 15 % вторичные минералы (измененные, трудно диагностируемые, или узнаваемые лишь по характерным вторичным изменениям). По содержанию основных петрогенных окислов дайки диоритовых порфиритов соответствуют средним plutonic породам [11] (см. табл. 1), а щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) 5,24–6,15 % – субщелочным породам, при преобладании Na_2O над K_2O (см. табл. 1). По соотношению $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ и отношению $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ относятся к диоритам среднекалиевой известково-щелочной серии пород (рис. 5). Дайки

геохимически специализированы на литофильные элементы В (12,1–34,5 г/т), Ва (260–1400 г/т), Cr (37–130 г/т), Nb (8–20,2 г/т), Sc (9,6–17 г/т), Sr (120–320 г/т), V (25–97 г/т), Zr (100–290 г/т) (табл. 2). Содержания в них халькофильных Cu (5–28,8 г/т), Ge (1,3–2 г/т), Sn (1–3,6 г/т), Zn (27,8–120 г/т), Pb (5–31,7 г/т) и сидерофильных Ni (6,7–86 г/т), Co (5,3–19,5 г/т) элементов значительно ниже чем литофильных элементов (табл. 2).

Дайки *риолит-порфиров* субширотного простираения обнаружены нами в верховьях правого

Таблица 1

Химический состав (%) магматических пород Чепчугинского рудного узла
(в числителе среднее значение, в знаменателе мин и макс)

Table 1

Chemical composition (%) of igneous rocks of the Chepchuginsky ore cluster
(in the numerator the mean value, in the denominator min and max)

Компонент Component	Спессартиты Spessartites (n = 21)	Диоритовые- порфириды Diorite-porphyrites (n = 4)	Риолит-порфиры Rhyolite-porphyry (n = 3)	Гранодиорит- порфиры Granodiorite- porphyry (n = 4)	Граниты Granites (n = 2)
SiO ₂	46,55 38,62 – 53,21	56,41 52,84 – 58,45	64,58 63,39 – 66,81	67,54 66,68 – 68,03	70,37 69,51 – 71,23
TiO ₂	1,66 0,97 – 2,72	1,02 0,98 – 1,06	0,68 0,58 – 0,8	0,54 0,46 – 0,63	0,415 0,33 – 0,5
Al ₂ O ₃	13,63 12,34 – 15,53	16,43 15,41 – 17,61	15,75 14,54 – 17,2	15,91 15,6 – 16,62	14,67 14,44 – 14,9
Fe ₂ O ₃	2,45 1,60 – 3,70	1,92 1,58 – 2,27	2,08 1,37 – 2,48	0,32 0,08 – 0,81	1,0 0,36 – 1,65
FeO	7,46 2,58 – 9,75	3,84 3,40 – 4,87	1,37 1,28 – 1,42	2,91 2,75 – 3,11	2,01 1,86 – 2,16
MnO	0,14 0,09 – 0,25	0,09 0,07 – 0,12	0,067 0,05 – 0,08	0,045 0,0 – 0,06	0,03 0,02 – 0,04
MgO	6,42 5,35 – 7,66	3,12 1,2 – 4,53	0,65 0,23 – 0,89	1,05 0,98 – 1,14	0,27 0,21 – 0,34
CaO	5,68 0,51 – 7,66	5,57 4,80 – 6,71	2,92 1,27 – 4,06	3,535 3,27 – 3,66	2,69 2,54 – 2,84
Na ₂ O	1,07 0,1 – 3,32	3,66 3,41 – 4,02	3,67 3,3 – 4,22	3,90 3,79 – 4,02	3,88 3,83 – 3,93
K ₂ O	2,42 0,9 – 3,43	1,76 1,18 – 2,40	2,63 2,19 – 3,15	2,37 2,20 – 2,59	3,07 2,94 – 3,2
P ₂ O ₅	0,25 0,11 – 0,59	0,35 0,26 – 0,43	0,18 0,17 – 0,20	0,09 0,08 – 0,10	0,055 0,05 – 0,06
CO ₂	8,47 5,66 – 11,53	3,96 0,56 – 9,0	3,19 1,22 – 4,32	0,69 0,29 – 1,06	0,64 0,52 – 0,76
Li ₂ O	0,011 0,0027 – 0,016	0,006 0,0043 – 0,0075	0,0013 0,0012 – 0,0014	0,004 0,0036 – 0,004	0,0033 0,003 – 0,0037
Rb ₂ O	0,008 0,0017 – 0,012	0,0048 0,0044 – 0,006	0,0062 0,0054 – 0,0076	0,007 0,006 – 0,0076	0,006 0,0056 – 0,0064
S	0,078 0,01 – 0,21	0,047 0,0 – 0,11	0,023 0,0 – 0,06	0,018 0,0 – 0,03	0,005 0,0 – 0,01
F	0,12 0,04 – 0,22	0,108 0,04 – 0,17	0,1 0,08 – 0,13	0,09 0,08 – 0,10	0,075 0,07 – 0,08

притока руч. Гребнистый. Породы даек сильно прокварцованы, с прожилками кварца (см. рис. 3, д). В составе пород на фоне общей сливной массы отмечается биотит, что с учетом интенсивной прокварцовки позволяет предположить догранитное происхождение этих даек. Видимой рудной минерализации, связанной с этими дайками,

не обнаружено. Структура пород порфировая, фельзитовая (см. рис. 3, з, д).

Порфировые выделения представлены вкрапленниками плагиоклаза. Основная фельзитовая масса (в основном трудно диагностируемая) сложена тонкозернистым кварц-карбонат-полевошпатовым базисом. Дайки риолит-порфиров по

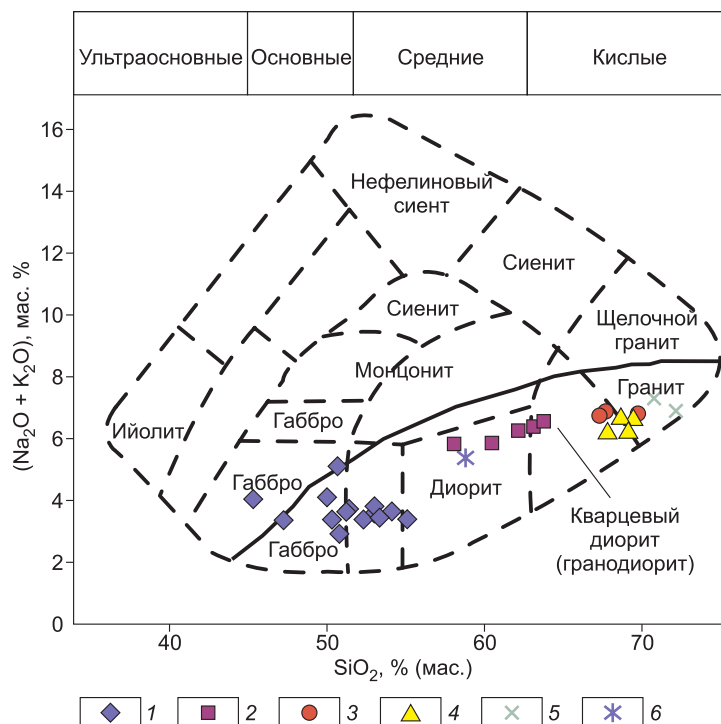


Рис. 4. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ для классификации и номенклатуры интрузивных пород [7].
 Линия на диаграмме отделяет поля щелочных и субщелочных пород.
 1 – спессартиты; 2 – диоритовые порфиры; 3 – риолит-порфиры; 4 – гранодиориты; 5 – граниты; 6 – диориты.

Fig. 4. Diagram $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ for classification and nomenclature of intrusive rocks [7].
 The line in the diagram separates the fields of alkaline and subalkaline rocks.
 1 – spessartites; 2 – diorite porphyry; 3 – rhyolite-porphyry; 4 – granodiorites; 5 – granites; 6 – diorites.

содержанию петроокислов наиболее близки к дацитам [11]. По сумме щелочей $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 6,3–6,45 % и по преобладанию Na_2O над K_2O относятся к субщелочным породам. На диаграмме соотношения $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ фигуративные точки составов ложатся в поля гранитов (риолитов) и относятся к среднекалевой известково-щелочной серии пород (рис. 4). Риолит-порфиры геохимически специализированы на литофильные элементы В (21,9–26,1 г/т), Ва (400–1000 г/т), Сг (35–40 г/т), Nb (15,7–17,2 г/т), Sc (10–11 г/т), Sr (67–140 г/т), V (29–30 г/т), Zr (110–210 г/т). Содержания халькофильных Cu (5–9 г/т), Ge (1,3–1,4 г/т), Sn (1,7–2,3 г/т), Zn (21–30,7 г/т), Pb (до 5 г/т) и сидерофильных Ni (5,7–7,6 г/т), Co (3,5–5,4 г/т) элементов ниже (табл. 2).

Граниты и гранодиориты Лево-Сунтарского массива по левому борту руч. Гребнистый представлены сильно выветрелыми средне-крупнозернистыми гранодиоритами, сменяющимися (фазовый переход) среднезернистыми гранитами. Ксенолитов вмещающих пород и тел даек выявить не удалось. Видимой рудной минера-

лизации в породах массива нет. В теле массива в гранодиоритах встречаются обломки дайки диоритовых порфиритов (?). В развалах обнаружен контакт гранита с гранодиоритами.

Гранодиориты периферийной части массива характеризуются порфировидной структурой (см. рис. 3, е) и массивной текстурой. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, КПШ, кварцем и биотитом, а основная масса сложена их поздними генерациями. Состав гранодиоритов: плагиоклаз – 55 %, кварц – 25 %, КПШ – 5 %, темноцветные минералы – 15 %, при переходе к гранитам лейкократовость пород незначительно возрастает.

Гранодиориты Лево-Сунтарского штока, являющиеся первой фазой внедрения, по содержанию SiO_2 относятся к кислым plutonic породам [11]. По сумме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 6,02–6,58 % являются субщелочными породами, при существенном преобладании Na_2O над K_2O . По соотношению $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ и отношению $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ соответствуют гранодиоритам среднекалевой известково-щелочной серии пород (рис. 5).

Таблица 2

Содержание микроэлементов (г/т) в магматических породах Чепчугинского рудного узла

Table 2

The content of trace elements (g/t) in igneous rocks of the Chepchuginsky ore cluster

Номер пробы Sample	Порода Rock	Cu	Sn	Zn	Pb	Ge	Cr	V	Sc	Ba	Sr	Nb	Zr	B	Ni	Co	Y
И18-1	С	15	2,8	53	76	1,5	30	50	14	620	120	22	250	35	7,6	6,3	15
И18-3	С	21	3,4	570	16	1,8	35	62	7,9	220	150	9,1	55	38	46	6,6	6,1
И18-9	С	55	3,1	67	<5	1,7	27	50	8	280	140	<8	40	39	39	6,9	<5
И18-9/3	С	53	3,5	76	<5	1,8	24	59	10	240	240	<8	50	40	49	6,5	<5
И18-12-2	С	42	2,8	79	6,3	2,5	39	58	5,6	600	250	21	100	26	50	6,5	5,9
И18-16	С	62	3,9	120	<5	<1,3	35	170	27	210	270	<8	73	40	120	36	7,7
И18-16/2	С	71	1,9	81	<5	2	54	170	26	130	180	<8	81	44	100	35	7,6
И18-16/4	С	54	2,8	100	<5	1,6	140	180	22	200	170	12	130	45	97	29	16
И18-18	С	62	5,8	180	<5	1,7	37	64	7,6	190	280	15	75	39	55	5,1	<5
И18-19	С	39	2,5	91	<5	1,4	68	54	8	160	300	12	110	<9	98	9,8	5,4
И18-19/2	С	28	2,8	83	<5	<1,3	95	110	19	230	430	18	180	<9	110	37	8,2
И18-20	С	11	3	67	<5	1,9	120	110	16	630	140	<8	140	47	15	16	20
И18-22	С	16	2,2	41	<5	<1,3	91	100	18	380	210	12	140	22	18	14	13
И18-23	С	17	1,4	110	<5	2,1	36	57	8,3	240	230	<8	41	33	43	3,7	<5
И18-27	С	6,6	2,9	44	<5	<1,3	48	41	7,7	1000	180	15	150	24	11	4,5	10
И18-28	С	48	3	140	<5	2,5	33	67	7,9	210	300	<8	48	25	100	9,5	<5
И18-29	С	34	2,8	130	<5	1,5	31	75	9,5	180	87	<8	53	44	55	13	5,8
И18-30	С	17	1,4	97	<5	1,3	46	48	12	410	170	15	140	32	11	13	11
И18-34	С	11	2,9	44	<5	2,1	59	37	7,8	670	220	11	130	36	9,4	5,2	11
И18-37	С	21	7	110	28	1,7	64	75	7,9	200	400	21	170	<9	150	7,6	6,3
И18-4	ДП	5,6	1,6	38	32	<1,3	58	42	15	780	220	11	170	24	9,7	10	18
И18-15	ДП	25	3,2	28	<5	<1,3	62	97	17	260	270	14	210	17	86	18	14
И18-31/2	ДП	6,3	1,6	71	<5	2	38	25	10	1400	120	18	100	22	6,9	8,4	15
И18-35/4	РП	6,8	1,8	24	<5	<1,3	40	32	10	1000	140	16	210	22	5,7	5,4	16
И18-36	РП	<5	1,7	<21	<5	<1,3	35	29	11	810	67	17	110	26	7,6	3,5	16
И18-33	РП	8,8	2	28	<5	<1,3	140	40	8,5	650	160	13	100	<9	14	6,3	12
И18-33/2	ГП	7,7	5	64	7	1,9	35	35	8,4	560	140	16	200	10	9,1	6,2	15
И18-33/3	ГП	8,3	3,4	52	7,1	1,6	150	31	7	550	98	16	120	<9	14	4,3	10
И18-33/4	ГП	8,3	2,4	50	8,1	2	65	35	8,7	380	94	16	170	13	7,6	5	13
И18-33/7	ГП	13	2,3	<21	<5	1,3	48	13	3,6	180	44	17	50	<9	7,5	3,1	<5
И18-33/6	Г	6,6	<1	<21	6,6	1,3	43	16	5	910	66	16	87	<9	7	3,3	12
И18-33/9	Г	10	2,6	29	13	1,3	130	18	5,1	1000	72	15	99	<9	13	2,9	8,7
И18-33/8	ДП	12	2,8	55	<5	2	26	74	13	920	460	26	190	<9	12	14	11

Примечание: С – спессартиты; ДП – диоритовые порфириды; РП – риолит-порфиры; ГП – гранодиорит-порфиры; Г – граниты.

Note. С – spessartites, ДП – Diorite-porphyrates, РП – Rhyolite-porphyry, ГП – Granodiorite-porphyry, Г – Granites.

Для гранитов, сменяющих гранодиориты к центру массива (фазовый переход), характерна типичная гипидиоморфнозернистая структура с

порфировыми выделениями кристаллов плагиоклаза, КФШ и кварца. Темноцветные минералы представлены амфиболами, частично или пол-

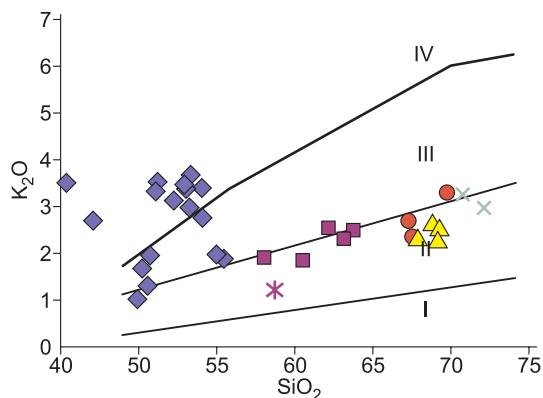


Рис. 5. Классификационная диаграмма K_2O/SiO_2 для магматических пород. Серии пород [8]: I – низкокалиевая толеитовая, II – среднекалиевая известково-щелочная, III – высококалиевая известково-щелочная, IV – шошонитовая. Условные обозначения пород см. рис. 4.

Fig. 5. Classification diagram K_2O/SiO_2 for igneous rocks: Rock series [8]: I – low-potassium tholeiitic, II – medium-potassium calc-alkalic, III – high-potassium calc-alkalic, IV – shoshonite. Conventional symbols of rocks – Fig. 4.

ностью замещенными биотитом (см. рис. 3, ж–и). Минеральный состав: плагиоклаз – 40 %, КППШ – 20, кварц – 30, темноцветы – 10 %.

Вторая фаза внедрения представлена гранитами с повышенным содержанием MgO 0,21–0,34 % (MgO 0,3–1,5 % по [11]). Относятся к субщелочным породам (Na_2O+K_2O) 6,77–7,13 %, при незначительном преобладании Na_2O над K_2O . На диаграмме $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ (см. рис. 4) фигуративные точки составов локализуются в поле гранитов, а по отношению K_2O-SiO_2 близки к среднекалиевой известково-щелочной серии пород (см. рис. 5).

Фазовый переход массива с гранодиоритов в гранит имеет четкий, ровный характер без окислений и замещений. Гранит возле контакта имеет порфировую структуру, с мелкозернистой основной массой и состоит из плагиоклаза 50–65 %, меньших количеств КППШ до 10 %, кварца 25–30 %, а также темноцветов до 5 %.

Геохимическая специализация пород Лево-Сунтарского массива неоднозначна. Гранодиориты массива близки к породам даек риолит-порфиров, характеризуются преобладанием содержаний литофильных В (9–12,5 г/т), Ва (180–650 г/т), Сг (35–150 г/т), Nb (13–16,6 г/т), Sc (3,6–8,7 г/т), Sr (44–160 г/т), V (13–40 г/т), Zr (50–200 г/т), над халькофильными Cu (7,7–13 г/т), Ge (1,3–2,0 г/т), Sn (21–64,1 г/т), Zn (21–64,1 г/т), Pb (5–8,1 г/т) и сидерофильными Ni (7,5–14 г/т), Co (3,1–6,3 г/т) элементами при близком содержании элементов

в этом ряду как в гранодиоритах, так и в дайках риолит-порфиров. Концентрации литофильных и сидерофильных элементов в гранитах массива характеризуются самой низкой из всех рассмотренных магматических пород рудного узла (см. табл. 2).

Для постгранитоидных (?) диорит-порфиров характерна порфировая структура и массивная текстура. Основная масса полнокристаллическая. Минеральный состав: плагиоклаз – 50 %, темноцветные минералы (биотит+роговая обманка) – 30 %, труднодиагностируемая масса – 20 %. Встреченные обломки (дайка?) в массиве Лево-Сунтарский по химическому составу относятся к диоритам [11]. Точки составов на диаграмме соотношения $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ также ложатся в поле диоритов (см. рис. 4) и являются субщелочными породами (Na_2O+K_2O) 5,2 % среднекалиевой известково-щелочной серии (см. рис. 5). Породы этой группы по геохимической специализации наиболее близки к догранитоидным диоритовым порфиритам.

Минеральный состав руд

Минеральный состав руд Чепчугинского рудного узла показан в табл. 3.

Гипогенные минералы. Содержание сульфидов в рудах составляет не более 1–3 %. Распределение рудных минералов в кварцевых прожилках неравномерное и относительно равномерное в породах. При минераграфическом исследовании установлены пирит, арсенопирит, пирротин, галенит, сфалерит и халькопирит. Микрозондовый анализ позволил выявить довольно широкий спектр микровключений рудных минералов: сульфидов Ag – акантита, Sb – антимонита, Fe и Ni – пентландита, Fe и Cu – борнита, Ag и Sn – канфилдита; сульфидов Ni – герсдорфита и Co – кобальтина; двуокиси Sn – касситерита; сульфосолей Pb и Sb – буланжерита; сульфосолей Ag и Sb – пираргирита, диафорита, фрейбергита и полибазита, а также самородных золота и серебра.

Пирит и арсенопирит более развиты на участке Гайдар, на участке Чепчуга они сохранились лишь в виде реликтов, чаще полностью замещены гипергенными минералами. Только по широкому развитию гетита, ярозита и бедантита можно предположить их наличие в первичных рудах. В пирите редко отмечаются примеси Co (до 3,29 %), As (до 3,23 %) и Ni (до 1,76 %). Арсенопирит представлен хорошо сформированными одиночными кристаллами призматического, уд-

Минеральный состав руд Чепчугинского рудного узла

Table 3

Mineral composition of the ores of the Chepchuginsky ore cluster

Распространенность, % Prevalence, %	Гипогенные Hypogenic	Гипергенные Hypergenic
Главные, >10 Main	Кварц quartz	Гетит goethite
Второстепенные, 1–10 Secondary	Полевые шпаты, кальцит, сидеродоломит, слюды, пирит, галенит feldspars, calcite, siderodolomite, mica, pyrite, galena	Ярозит, бёдантит jarosite, beudantite
Редкие, 0,1–1 Rare	Флюорит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, акантит, касситерит, монацит, барит, фторапатит, циркон, рутил, ильменит, сидерит fluorite, arsenopyrite, sphalerite, chalcopyrite, acanthite, cassiterite, monazite, barite, fluorapatite, zircon, rutile, ilmenite, siderite	Англезит, церуссит, скородит, смитсонит, плюмбоярозит, кампилит, беверит, натроярозит anglesite, cerussite, scorodite, smithsonite, plumbojarosite, campylite, beaverite, natrojarosite
Спорадические, >0,1 Sporadic	Самородные золото, серебро, пирротин, герсдорфит, пентландит, кобальтин, антимонит, полибазит, буланжерит, пираргирит, диафорит, фрейбергит, канфилдит, борнит, ксенотим, анкерит, магнезит, родохрозит gold, silver, pyrrhotite, gersdorffite, pentlandite, cobaltite, stibnite, polybasite, boulangerite, pyrrargyrite, diaphorite, freibergite, canfieldite, bornite, xenotime, ankerite, magnesite, rhodochrosite	Дуфтит, баритоанглезит, хокутолит, бариофармакосидерит, коронадит, феррикоронадит, симесит, миметит, голландит, сегнитит, алунит dufite, Ba-anglesite, hokutolite, bariopharmacosiderite, coronadite, ferricoronadite, symesite, mimetite, hollandite, segnitite, alunite

линенно-призматического и игольчатого облика с ромбовидным сечением, часто встречаются сложные двойниковые сростки арсенопирита. Размеры кристаллов колеблются от 0,01 до 1 см. В катклазированных кварцевых жилах зон разломов арсенопирит образует тонкие и мелкие вкрапления. Арсенопирит находится в тонких сростаниях с пиритом, сфалеритом и галенитом (рис. 6, а, б). В разноориентированных трещинках, рассекающих минерал, установлены акантит и минерал FeAsPbO состава.

Единичные зерна пирротина обнаружены во вмещающих терригенных и магматических породах. Ассоциация герсдорфита, пентландита и кобальтина совместно с пиритом, пирротинном и халькопиритом наблюдалась локально в кварц-карбонатных округлых включениях в дайках спессартитов.

Касситерит довольно широко распространен на участке Чепчуга, что объясняется близостью к гранитоидам Лево-Сунтарского штока. Касси-

терит встречается в виде идиоморфных зерен в кварце либо в ассоциации с пиритом, арсенопиритом и гипергенными минералами.

Галенит относится к числу наиболее распространенных минералов участка Чепчуга, встречается как в виде самостоятельных идиоморфных зерен или прожилков, так и в ассоциации со сфалеритом, халькопиритом, пиритом, иногда является матрицей для микровключений сульфосолей. Часто галенит замещен вторичными минералами – англезитом, плюмбоярозитом, бёдантитом и миметитом. На участке Гайдар самостоятельных крупных скоплений галенита обнаружено не было. Встречается в кварцевых жилах, где выполняет небольшие пространства между кристаллами кварца. В качестве примеси может содержать Au, Ag и As.

Сфалерит значительно уступает галениту по распространенности. Железистость сфалерита изменяется от – 1,03–2,03 % на участке Гайдар (здесь же, в небольших количествах установле-

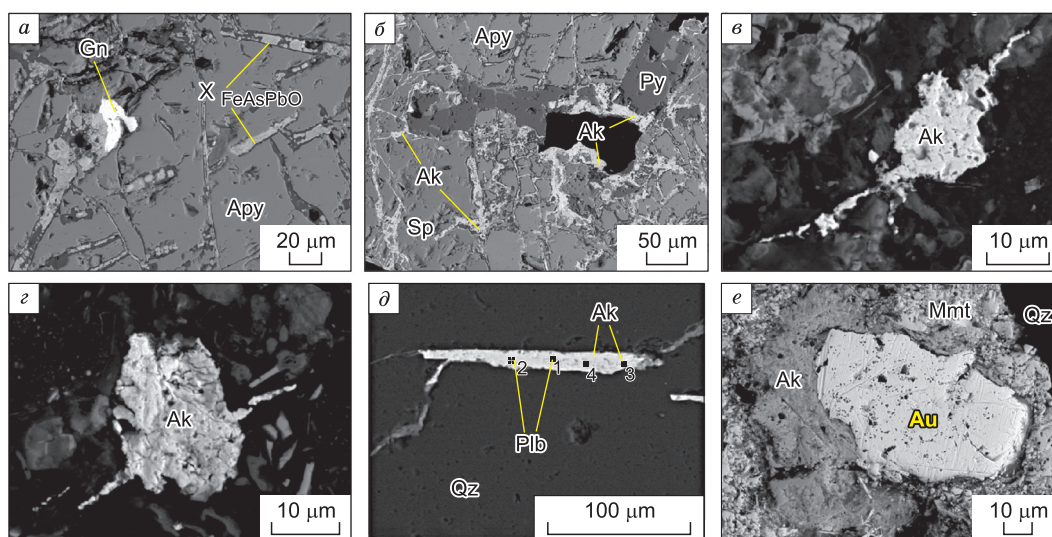


Рис. 6. Гипогенная минерализация Чепчугинского рудного узла.

a – арсенопирит в ассоциации с галенитом и минералом FeAsPbO состава; *b* – арсенопирит в ассоциации с пиритом, сфалеритом и акантитом; *в, г* – формы проявления акантита (выполнение трещин и образование изометричных форм); *д* – спросток полибазита и акантита в кварце; *е* – выделение самородного золота, акантита и миметита в кварце.

Fig. 6. Hypogenic mineralization of the Chepchuginsky ore cluster.

a – arsenopyrite in association with galena and the mineral of FeAsPbO-composition; *b* – arsenopyrite in association with pyrite, sphalerite and acanthite; *в, г* – forms of acanthite occurrence (cavity filling and formation of isometric forms); *д* – intergrowth of polybasite and acanthite in quartz; *е* – particle of native gold, acanthite, mimetite in quartz.

на примесь Cd – 0,06–0,61 %) до 5–6 мас. % на участке Чепчуга.

Халькопирит обычно образует эмульсионную вкрапленность в пирите. Единичные включения борнита в ассоциации с халькопиритом выявлены в алунитовой брекчии.

Акантит распространен в рудах повсеместно и встречается в разнообразных формах (рис. 6, *в, г*), но максимальное присутствие минерала установлено в тонких трещинах в кварце и арсенопирите. Часто образует мелкие включения в кварце или каймы вокруг зерен золота. В окисленных рудах он почти всегда без примесей, также отсутствуют примеси в акантите, обрамляющем золото; в первичных рудах содержит Cu – 3,03 %; Au – 0,45–1,01 %; Se – 0,24–8,17 %; Te – 0,48–1,95 %.

Антимонит отмечается в индивидуальных микрозернах и кавернах среди полевых шпатов или флюорита. Единичные выделения канфилдита встречаются в ассоциации с акантитом. Сульфосоли – спорадические минералы встречаются в идиоморфных микрозернах обычно в кварце, реже в галените и акантите (табл. 4).

Самородное серебро образует тонкодисперсные включения в кварце, а также в рудных минералах.

Самородное золото участка Гайдар обнаружено в виде овальных выделений в кварце в ассоциации с акантитом и миметитом (рис. 6, *е*). Золото низкопробное, вариации пробы от 512 до 546 ‰, может быть отнесено к электруму (табл. 5). На участке Чепчуга самородное золото выявлено в виде единичных микровключений в кварце, карбонат-полевошпатовом материале и гетите. Пробность золота варьирует от 606 до 999 ‰. Выделяются три разновидности: высокопробное золото (968–999 ‰), среднепробное (850–859 ‰) и низкопробное (606–635 ‰) с высоким содержанием меди (27–28 мас. %). Размер зерен не превышает 20 микрон.

Гипергенные минералы. Минералого-геохимическими исследованиями выявлено площадное развитие зоны гипергенеза. Ореолы развития окисленных руд надежно маркируют минерализованные зоны дробления. Установлено широкое развитие и разнообразие гипергенных минералов – оксидов (гетита, коронадита, феррикоронадита), карбонатов (церрусита, смитсонита), сульфатов (англезита, баритоанглезита, хокутолита, ярозита, плюмбоярозита) и арсенатов (скородита, фармакосидерита, бедантита, миметита, кампилита). Среди них преобладают сульфаты и арсе-

Таблица 4

Химический состав сульфосолей Sb, Pb, Ag и Cu

Table 4

Chemical composition of sulfosalts Sb, Pb, Ag и Cu

Номер обр. Sample	S	Fe	As	Cu	Zn	Ag	Sb	Pb	Total	Минерал Mineral
Участок Гайдар Gaidar site										
77112	14,27		3,77	3,00		72,68	6,07		99,79	Полибазит Polybasite
Участок Чепчуга Cherchuga site										
77223	19,39						24,72	55,65	99,76	Буланжерит Boulangerite
77226	16,89	1,38	0,53			20,07	22,83	29,09	90,79	Диафорит Diaphorite
77241Б	23,47	3,4		27,72	3,51	14,74	28,93		101,77	Фрейбергит Freibergite

Таблица 5

Химический состав (%) и пробность самородного золота

Table 5

Chemical composition (%) and fineness of native gold

Номер обр. Sample	Cu	Ag	Au	Total	Пробность, ‰ Fineness
Участок Гайдар Gaidar site					
77092		45,77	54,57	100,34	546
		46,15	54,05	100,2	541
		47,43	51,2	98,63	512
		47,64	53,05	100,69	531
		47,42	51,89	99,31	519
		47	53,36	100,36	534
		47,64	52,87	100,51	529
		46,48	52,79	99,27	528
Участок Чепчуга Cherchuga site					
77191			99,94	99,94	999
77242		14,99	84,95	99,94	850
		14,8	86,11	100,91	853
77248		13,97	85,06	99,03	859
И-18-19	27,44	9,16	63,79	100,39	635

наты свинца. Минералы характеризуются широкими вариациями содержаний основных компонентов и примесей. Гипергенные минералы развиваются по основным рудным минералам –

пириту, арсенопириту, галениту, сфалериту, в виде каемок, прожилков вплоть до полного замещения (рис. 7). Имеются признаки новообразований, представленных сферолитами, колломорф-

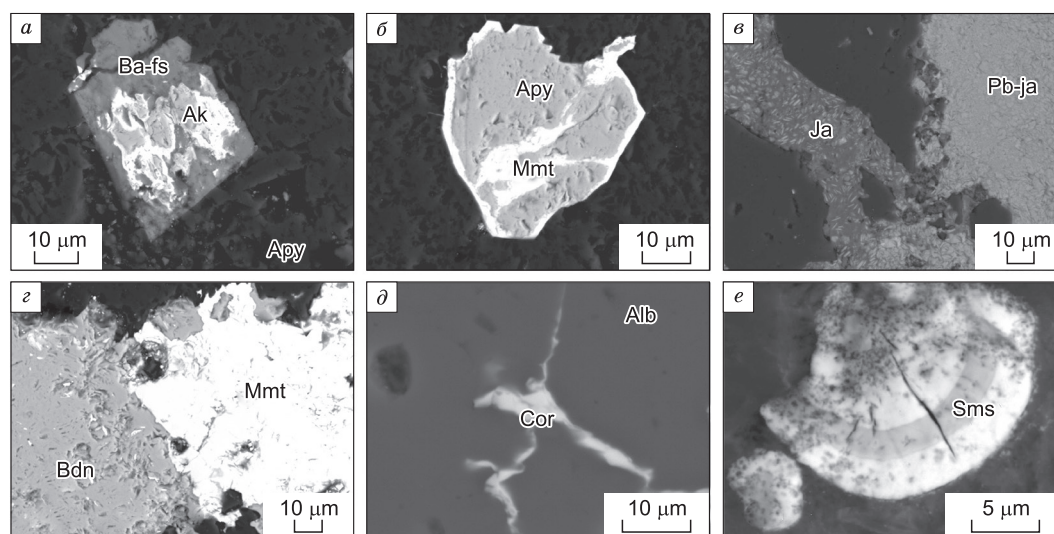


Рис. 7. Минералогия зоны гипергенеза.

a – арсенопирит (Apy), замещенный акантитом (Ak) и бариофармакосидеритом (Ba-fs), *б* – кайма и прожилки миметита (Mmt), замещающего арсенопирит (Apy), *в* – ассоциация плюмбожарозита (Pb-ja) и жарозита (Ja) с пластинчатыми включениями плюмбожарозита, *г* – ассоциация бедантита (Bdn) и миметита (Mmt), *д* – прожилки коронадита (Cor) в альбите (Alb), *е* – зональные сферолиты симесита (Sms)

Fig. 7. Mineralogy of the supergene zone.

a – arsenopyrite (Apy), replaced by acanthite (Ak) and baropharmacosiderite (Ba-fs), *б* – rim and veinlets of mimetite (Mmt), replacing arsenopyrite (Apy), *в* – association of plumbojarosite (Pb-ja) and jarosite (Ja) with platy inclusions of plumbojarosite, *г* – association of beudantite (Bdn) and mimetite (Mmt), *д* – veinlets of coronadite (Cor) in albite (Alb), *е* – zonal spherulites of symesite (Sms)

ными выделениями, сформированными в близповерхностных условиях. Гипергенные минералы сопровождаются низкотемпературной минерализацией барита, флюорита и алунита.

Минеральные ассоциации. По взаимоотношениям между минералами установлены от ранних к поздним пирит-арсенопиритовая, полиметаллическая и серебро-сульфосольная минеральные ассоциации.

Наиболее ранней является *пирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация*. В ее составе преобладает пирит. Арсенопирит встречается реже, но, учитывая развитие в рудах гипергенных арсенатов, можно предположить более широкое его распространение в первичных рудах. К данной ассоциации, вероятно, можно отнести пирротин и локально распространенный парагенезис герсдорфита, пентландита и кобальтина. Касситерит отлагался после пирит-арсенопиритовой ассоциации, образуя в ранних минералах включения в виде идиоморфных зерен, а иногда и колломорфные выделения, но раньше галенита, который наблюдается в нем в виде овальных включений. Борнит также, по-видимому, выделялся несколько ранее галенита и сфалерита, его взаимоотно-

шение с пирит-арсенопиритовой ассоциацией не ясно.

Средняя *полиметаллическая ассоциация* объединяет галенит, сфалерит и халькопирит. Они часто развиваются в виде включений в пирите, реже арсенопирите.

Поздняя *серебро-сульфосольная ассоциация* представлена микровключениями самородного Ag, акантита, антимонита, канфилдита и сульфосолей Pb, Ag и Sb. Акантит замещает арсенопирит, развиваясь в виде прожилков и каемок, встречается в парагенезисе с канфилдитом. Антимонит и сульфосоли обычно образуют индивидуальные включения, которые наблюдаются в кавернах. Установить взаимоотношение самородного золота с какой-либо ассоциацией затруднительно, так как немногочисленные его находки выявлены в жильных либо гипергенных минералах (гетит и миметит). Отмеченное позволяет предположить связь самородного золота с ранней пирит-арсенопиритовой ассоциацией.

Обсуждение

По результатам петрографических исследований выявлено преобладание в Чепчугинском руд-

ном узле даек спессартитов, менее распространены дайки диоритовых порфиритов и крайне редки дайки риолит-порфиритов. Породы даек сильно изменены вторичными процессами, которые связаны со становлением магматических образований Лево-Сунтарского массива, а также возможным привнесом тепла и флюидов из дополнительного источника после кристаллизации основной массы пород массива, на что косвенно указывает зональное строение плагиоклаза и изменение в направлении спайности биотита в гранитоидах массива. Также на присутствие дополнительного источника указывает наличие в массиве обломков дайки диоритов, породы которой наименее подвержены вторичным изменениям с сохранением первичного облика пород, что может говорить о поздней природе последних. Предполагается следующая последовательность образования мезозойских магматических пород Чепчугинского рудного узла: от основных (спессартиты, диоритовые порфириты) к кислым (риолит-порфиры, гранодиориты и граниты) и вновь к основным породам (диоритовые порфириты). С подобной последовательностью образования магматических пород связаны месторождения благородных и цветных металлов [4, 13–17]. В частности в Депутатском рудном поле установлена следующая последовательность становления магматических пород: дайки андезизбазальтов, андезитовых и диоритовых порфиритов → биотитовые граниты Депутатского массива и сопровождающие его дайки аплитовидных лейкократовых и аляскитовых гранитов → дайки риолит- и гранит-порфиритов → дайки трахидолеритов, трахизбазальтов, трахиандезитов, монцититов, субщелочных лампрофиров [17].

Геохимически магматические породы рудного поля специализированы на литофильные элементы (B, Ba, Cr, Nb, Sc, Sr, V, Zr), содержания в них как халькофильных (Cu, Ge, Sn, Zn, Pb), так и сидерофильных (Ni, Co) элементов значительно ниже. Содержание микроэлементов в этом ряду снижается от даек спессартитов к породам поздней фазы внедрения массива Лево-Сунтарский. Установленная сквозная геохимическая специализация в совокупности с геологическими условиями образования магматических пород позволяет рассматривать магматические образования рудного поля в составе единой полигенной рудно-магматической системы [18].

К северу от Чепчугинского рудного узла в Верхне-Индибирском секторе Яно-Колымского

металлогенического пояса известны пространственно связанные магматические образования и золоторудные месторождения. Они формируют рудно-магматические узлы, петрологические особенности магматизма и минерагенический потенциал которых изучены в последнее время [19–23]. Нами выполнен сравнительный анализ минерагенического потенциала Лево-Сунтарского массива и малых тел с магматизмом орогенного Мало-Тарынского золоторудного и Эргеляхского золото-висмутитового месторождений. На диаграмме рудоносности [24] точки составов всех магматических пород рассматриваемых объектов, включая образования Чепчугинского рудного узла, попадают в поле ограниченно рудоносных образований (рис. 8).

Необходимо отметить, что по этим показателям намечаются три группы магматических пород с близкой металлогенической специализа-

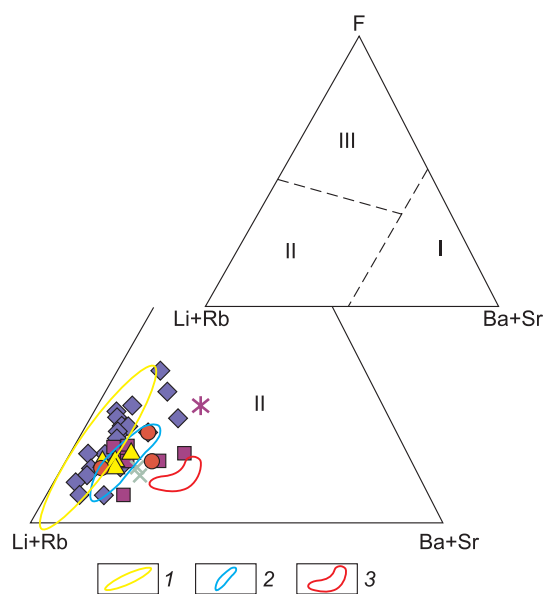


Рис. 8. Диаграмма рудоносности для магматических образований Чепчугинского рудного узла, Мало-Тарынского золоторудного и Эргеляхского золото-висмутитового месторождений.

Условные обозначения см. на рис. 4. Поля диаграммы [24]: магматические образования: I – нерудоносные, II – ограниченно рудоносные, III – ультрарудоносные

Гранитоиды массивов: 1 – Эргеляхского; 2 – Курдатского; 3 – Самырского

Fig. 8. Diagram of ore content for igneous rocks of the Chepchuginsky ore cluster, Malo-Taryn gold deposit and Ergelyakh gold-bismuth deposit.

Conventional symbols in Fig. 4. Diagram fields [24]: igneous rocks: I – non ore bearing, II – partially ore-bearing, III – ultra ore-bearing

Granitoids of the massifs: 1 – Ergelyakh; 2 – Kurdatsky; 3 – Samyr.

цией: 1) дайки спессартитов – гранитоиды Эргеляхского массива; 2) гранитоиды Лево-Сунтарского–Курдатского массивов; 3) дайки диоритовых порфиров – Самырский массив. Исходя из особенностей металлогенической специализации магматических пород Чепчугинского рудного узла, можно предположить наличие возможной генетической связи золотоносной минерализации с преобладающей литофильной составляющей изучаемых пород.

На индикаторной диаграмме Y/MnO (рис. 9) большинство фигуративных точек даек лампрофиров (спессартитов), как и составы гранитоидов Эргеляхского и Самырского массивов, лежат за пределами полей и частично относятся к субпродуктивным и непродуктивным образованиям на Cu–Au-минерализацию.

Составы даек диоритовых порфиров, а также гранитоиды Курдатского массива ложатся в поле субпродуктивных и непродуктивных образований. Догранитоидные дайки риолит-порфиров, а также гранодиориты Лево-Сунтарского массива занимают промежуточную позицию между продуктивными и субпродуктивными породами и близки по этим показателям к таковым Самырского массива.

Несмотря на некоторую условность этих металлогенических дискриминантных диаграмм, нельзя полностью отрицать вероятную рудную специализацию изученных гранитоидов, тем более что в пределах Эргеляхского гранитоидного массива проявлено золото-висмутовое оруденение [21]. С гранитоидами Курдатского и Самырского массивов связаны перспективы Sn–Ag-минерализации, ряд комплексных геохимических аномалий Ag, Pb, Zn и Sn [19]. Таким образом, магматические образования Чепчугинского рудного узла и связанные с ним процессы можно рассматривать как потенциально рудоносные на Au?, Ag, Pb, Zn и Sn.

По соотношению минеральных видов и особенностям химического состава руд установлена различная минеральная специализация участков Гайдар и Чепчуга. На участке Гайдар развит Au–Ag тип минерализации с самородным золотом в кварцевых жилах и зонах окисления по серебро-содержащим рудам. Основной формой нахождения Au в изученных образцах является тонкодисперсное самородное Au, по составу относимое к электруму. В рудах повсеместно распространен акантит, являющийся минералом-индикатором золото-серебряной рудной минерализации.

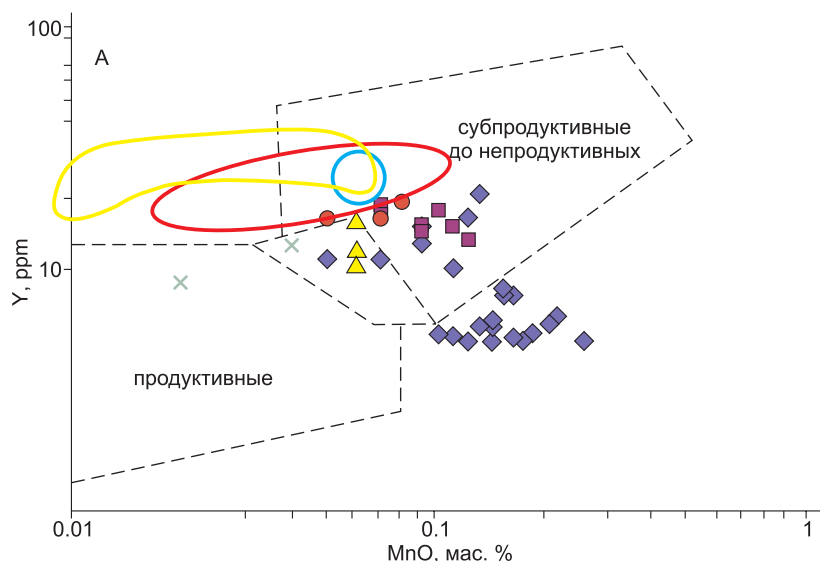


Рис. 9. Дискриминантная Y/MnO диаграмма продуктивности на Cu–Au-минерализации [25] магматических пород Чепчугинского рудного узла, Мало-Тарынского золоторудного и Эргеляхского золото-висмутового месторождений. Условные обозначения см. на рис. 4.

Fig. 9. Discriminant Y/MnO diagram of productivity on Cu–Au mineralization [25] of igneous rocks of the Chepchuginsky ore cluster, Malo-Taryn gold deposit and Ergelyakh gold-bismuth deposit: Conventional symbols in Fig. 4.

Он обнаружен как в первичных, так и в окисленных рудах. Последнее обусловило разнообразие химического состава минерала: в окисленных рудах он почти всегда без примесей, также отсутствуют примеси в акантите, обрамляющем золото; в первичных рудах содержит Cu, Au, Se и Te. Примесь Se и Te типична для золотосеребряных руд, а примесь золота в акантите свидетельствует о том, что в рудах часть металла может быть связана с сульфидами.

Полибазит относится к числу «сквозных» минералов серебра, имеющих сравнительно широкое распространение в золото-серебряных месторождениях Охотско-Чукотского пояса, в которых вместе с пирсцитом образует изоморфный ряд с переменным соотношением серебра и меди. Полибазит участка Гайдар (см. табл. 4) сопоставим с таковым золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского пояса, представленными существенно серебряными (Ag – 67,7–76,67 %), маломедистыми (Cu – 0,4–5,89 %, в отдельных месторождениях до 14 %) разновидностями [26]. Содержание Sb в них составляет 1,14–10,4 %, а As – от следов до 5,7 %.

Железистость сфалерита низкая – 1,03–2,03 %, что указывает на отсутствие связи с оловорудными формациями, для которых характерны марматиты с содержанием Fe > 10 % [27]. Жильные зоны, минерализованные кварцем золоторудного облика золотоносны не всегда. Это может быть связано с тем, что жилы имеют многостадийное формирование, золото содержат не все разновидности кварцевых жил и не все они обнажены на поверхности, соответственно – не полностью опробованы. Зоны окисления по серебросодержащим рудам характеризуются устойчивыми содержаниями золота > 1 г/т и положительной корреляцией золота и серебра. Соотношение Au/Ag в рудах варьирует от 1/7 до 1/160, что однозначно характеризует тип руд участка Гайдар как золото-серебряный [28].

По минеральному составу руд на данном этапе исследований предполагается сходство оруденения участка Чепчуга с месторождениями серебро-полиметаллического типа Южного и Западного Верхоянья. Наиболее близким по минералогии руд является Алтайское месторождение Южного Верхоянья, которое расположено также в структурах Сунтаро-Лабынкырского поднятия. На Алтайском месторождении выделяются следующие минеральные ассоциации: арсенопирит-

пирит-кварцевая с касситеритом (золотоносная), сфалерит-пирит-сидеритовая, галенит-анкерит-кварцевая с сульфосолями серебра и галенит-кварц-кальцитовая [29]. Так же, как и на исследуемом объекте, руды Алтайского месторождения характеризуются развитием более позднего, чем пирит и арсенопирит, касситерита; преобладанием галенита над сфалеритом; значительной пространственностью арсенопирита, близким содержанием железа в сфалерите (4,5–6,1 %); развитием канфилдита и поздних серебро-сурьмяных сульфосолей – диафторита, пираргирита. Самородное золото Алтайского месторождения связано с ранней арсенопирит-пиритовой ассоциацией.

Минералого-геохимический характер изученных руд участка Чепчуга находит сходство и с Верхне-Менкеченским месторождением. Здесь в рудах также преобладает галенит, с которым ассоциируют серебро и редкие находки самородного золота, развиты касситерит, канфилдит, акантит, антимонит и сульфосоли Pb, Ag и Sb. Месторождения Алтайское и Верхне-Менкеченское Л.Н. Индолев и Г.Г. Невойса [29] относят к сульфоантимонит-галенитовому типу галенит-сфалеритовой формации.

Сделанные выводы в некоторой степени условны, так как в связи с широко развитыми в изученных рудах процессами гипергенеза нет возможности объективно оценить их первичный минеральный состав, степень сульфидности и тип оруденения.

Выводы

Проведенные исследования позволили сделать следующие выводы:

1. Металлогенический облик Чепчугинского рудного узла связан с его положением в тылу окраинно-континентальных титон-раннемелового Удско-Мургальского и альб-позднемелового Охотско-Чукотского вулканоплутонических поясов.

2. Чепчугинский рудный узел локализован в протяженном широтном выступе кристаллического фундамента между слабоэродированными массивами, проявленными гравитационными минимумами и положительными локальными магнитными аномалиями зон контактового метаморфизма.

3. В структурном отношении рудный узел приурочен к пересечению Сунтарским региональным разломом Чепчугинской антиклина-

ли. Учитывая широкое проявление прожилковых, брекчиевых и полосчато-брекчиевых текстур руд, можно ожидать, что основным типом рудолокализирующих структур будут минерализованные зоны дробления.

4. Изучение даек показало широкое петрографическое разнообразие слагающих их пород. Среди них выделены спессартиты, диоритовые порфириды и риолит-порфиры. Геохимически магматические породы рудного поля специализированы на литофильные элементы (В, Ва, Сr, Nb, Sc, Sr, V, Zr), содержания халькофильных (Cu, Ge, Sn, Zn, Pb) и сидерофильных (Ni, Co) элементов значительно ниже. Установленная сквозная геохимическая специализация в совокупности с геологическими условиями образования магматических пород позволяет рассматривать магматические образования рудного поля в составе единой полигенной рудно-магматической системы.

5. Выделены ранняя пирит-арсенопиритовая, средняя полиметаллическая и поздняя серебро-сульфосольная минеральные ассоциации.

6. Характерно широкое развитие и разнообразие гипергенных минералов, что позволяет предполагать значительную распространенность в первичных рудах ниже зоны гипергенеза минерализации галенита, арсенопирита и сульфосолей.

7. Установлена различная минеральная специализация участков Гайдар и Чепчуга. На участке Гайдар развит Au–Ag тип минерализации с самородным золотом в кварцевых жилах и зонами окисления по серебросодержащим рудам. Для участка Чепчуга на основании развития в рудах касситерита, канфилдита, акантита, сульфосолей Pb, Ag и Sb, предполагается близость оруденения к месторождениям серебро-полиметаллического типа Западного Верхоянья.

8. Формирование серебро-полиметаллической минерализации связано с функционированием меловых серебро-оловоносных рудно-магматических систем. Отложение руд происходило при низких и средних температурах, о чем свидетельствуют относительно низкая железистость сфалерита, развитие в рудах барита, флюорита и апатита. Наличие такого минерала, как барит, позволяет сделать выводы, что в Чепчугинском рудном узле представлен верхний надрудный уровень.

Список литературы

1. Казакова Г.Г., Васькин А. Ф., Кропачев А. П., Щербаков О. И. и др. Государственная геологическая

карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р54 – Оймякон. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 400 с.

2. Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. Металлогения золота и серебра Южного Верхоянья // Горный журнал. 2017. № 6. С. 9–15. DOI: 10.17580/gzh.2017.06.02

3. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданнинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2001. 230 с.

4. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М. МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

5. Третьяков Ф.Ф. Некоторые аспекты строения консолидированной коры Верхоянского складчатонадвигового пояса // Отечественная геология. 2017. № 5. С. 116–122.

6. Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.Б. Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет инжиниринг, 2001. 288 с.

7. Wilson M. Igneous petrogenesis. Unwin Hyman. London, 1989.

8. Whiteford D.G., Nicholls I.A., Taylor S. R. Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // Contribs. Mineral. And Petrol. 1979. Vol. 70. P. 341–356.

9. Петров А.В., Зиновкин С.В., Осипенков Д.Ю., Юдин Д.Б. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа данных КОСКАД 3d // Геоинформатика. 2011. № 4. С. 7–13.

10. Петров А.В., Демура Г.В., Зиновкин С.В. Компьютерная технология статистического и спектрально-корреляционного анализа данных КОСКАД 3D и практические результаты // Недрапользование XXI век. 2017. № 1 (64). С. 44–59.

11. Петрографический кодекс России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

12. Whitney D.L., Evans B.P. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Am. Mineral. 2010.

13. Трунилина В.А. Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 257 с.

14. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. и др. Геология и рудоносность магматитов хр. Полоусного. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996. 132 с.

15. Трунилина В.А. Анорогенные гранитоиды северо-востока Верхояно-Колымских мезозон // Россыпи, источники, их генезис и перспективы. Якутск, 2000. С. 48–53.

16. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Вулканоплутонические пояса северо-востока Якутии. Якутск: «Сахаполиграфиздат», 2007. 152 с.

17. Иванов А.И. Петрология и геохимия магматических пород Депутатского рудного поля. Якутск: ООО «Компания «Дани Алмаз», 2012. 116 с.

18. Косыгин Ю.А., Власов Г.М. Магматогенно-рудные системы. М.: Наука, 1986. 253 с.
19. Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Интенсивные параметры формирования и минерагенический потенциал гранитоидов Курдатского и Самырского массивов, Тас-Кыстабытский магматический пояс Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2017. № 5. С. 80–89.
20. Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Верниковская А.Е., Кудрин М.В., Яковлева К.Ю., Кадильников П.И. RB-SR изотопное изучение базитов дайкового комплекса Тарынской рудно-магматической системы (Северо-Восток России) // Отечественная геология. 2018. № 5. С. 50–61. DOI: 10.24411/0869-7175-2018-10016.
21. Zaitsev A.I., Fridovsky V.Yu., Kudrin M.V. Granitoids of the Ergelyakh Intrusion-Related Gold–Bismuth Deposit (Kular-Nera Slate Belt, Northeast Russia): Petrology, Physicochemical Parameters of Formation, and Ore Potential // Minerals. 2019. Vol. 9, No. 5. P. 297. DOI: 10.3390/min9050297
22. Fridovsky V.Y., Gamyranin G.N., Polufuntikova L.I. Structures, mineralogy, and fluid regime of ore formation in the polygenetic Malo-Taryn gold field, Northeast Russia // Russian Journal of Pacific Geology. 2015. Vol. 9, No. 4. P. 274–286.
23. Fridovsky V.Yu., Yakovleva K.Yu., Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I., Rodionov N.V. Geodynamic emplacement setting of Late Jurassic dikes of the Yana-Kolyma gold belt, NE folded framing of the Siberian Craton: geochemical, petrologic, and U-Pb zircon data // Minerals. 2020. Vol. 10, No. 11. P. 1000. DOI: 10.3390/min10111000
24. Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. Новосибирск: Наука, 1985. 304 с.
25. Baldwin J.A., Pearce J.A. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes // Economic Geology. 1982. Vol. 77. P. 665–674.
26. Шило Н.А., Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н. и др. Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения северо-западной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1992. 252 с.
27. Костин А.В. Распределение индия, германия, кадмия и серебра в сфалеритах месторождений Восточной Якутии // Геология и минералогия рудных узлов Яно-Колымской складчатой системы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. С. 124–135.
28. Горячев Н.А., Волков А.В., Сидоров А.А., Гамянин Г.Н., Савва Н.Е., Округин В.М. Au–Ag-оруденение вулканогенных поясов северо-востока Азии // Литосфера. 2010. № 3. С. 36–50.
29. Индолев Л.Н., Невойца Г.Г. Серебро-свинцовые месторождения Якутии. Новосибирск, 1974. 250 с.

Поступила в редакцию 02.03.2021

Принята к публикации 06.04.2021

Об авторах

ФРИДОВСКИЙ Валерий Юрьевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, директор, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, 677980, пр. Ленина, 39, Россия, <https://orcid.org/0000-0002-4994-2141>, fridovsky@diamond.ysn.ru;

ЛОСКУТОВ Евгений Евгеньевич, кандидат геолого-минералогических наук, ученый секретарь, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, 677980, пр. Ленина, 39, Россия, <https://orcid.org/0000-0001-7491-1067>, loskutov@diamond.ysn.ru;

КОНДРАТЬЕВА Лариса Афанасьевна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, 677980, пр. Ленина, 39, Россия, <https://orcid.org/0000-0001-9347-6427>;

ИВАНОВ Алексей Иванович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, 677980, пр. Ленина, 39, Россия, <https://orcid.org/0000-0002-4216-8421>, leps_2002@mail.ru;

КОСТИН Алексей Валентинович, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, 677980, пр. Ленина, 39, Россия, <https://orcid.org/0000-0002-5778-6505>, a.v.kostin2006@rambler.ru;

СОЛОВЬЕВ Евгений Эдуардович, кандидат геолого-минералогических наук, директор, Политехнический институт (филиал), Северо-Восточный федеральный университет им. М.К.Аммосова, 678170, Мирный, ул. Тихонова, 5/1

Researcher ID 57208142215, solov.evg@yandex.ru;

ИВАНОВ Мичил Спартакович, инженер 1 категории, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, 677980, пр. Ленина, 39, Россия, <https://orcid.org/0000-0002-0204-1653>, ivanov.michil@bk.ru;

ЖЕЛОНКИНА Мария Сергеевна, ведущий инженер, Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, 677980, пр. Ленина, 39, Россия, <https://orcid.org/0000-0003-2309-3118>, greysvanir@mail.ru.

Информация для цитирования

Фридовский В.Ю., Лоскутов Е.Е., Кондратьева Л. А., Иванов А.И., Костин А.В., Соловьев Е.Э., Иванов М.С., Желонкина М.С. Геология, глубинное строение, магматизм, Au–Ag- и Ag–Pb–Zn-минерализация Чепчугинского рудного узла (Верхояно-Колымская минерагеническая провинция) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2021, Т. 26, № 2. С. 27–48. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-2>

DOI 10.31242/2618-9712-2021-26-2-2

**Geology, deep structure, magmatism,
Au–Ag and Ag–Pb–Zn mineralization of the Chepchuginsky ore cluster
(the Verkhoyansk-Kolyma mineragenic province)**

V.Y. Fridovsky¹, E.E. Loskutov¹, *, L.A. Kondratieva¹, A.I. Ivanov¹, A.V. Kostin¹,
E.E. Soloviov², M.S. Ivanov¹, M.S. Zhelonkina¹

¹Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

²M.K. Ammosov North-Eastern Federal University, Yakutsk, Russia

*loskutov@diamond.ysn.ru

Abstract. Results of the investigation of the structure, magmatism, Au–Ag and Ag–Pb–Zn mineralization of the Chepchuginsky ore cluster located in the Myunkyuken mineragenic zone of the central part of the Verkhoyansk-Kolyma mineragenic province are presented. The ore cluster is localized in an extended latitudinal projection of the crystalline basement between slightly eroded massifs, manifested by gravitational minima and positive local magnetic anomalies of the zones of contact metamorphism. Structurally, the ore node is confined to the intersection of the Suntar regional fault of the Chepchugin anticline. The study of dikes showed a wide petrographic diversity of the rocks composing them (spessartites, diorite porphyry and rhyolite-porphyry). The igneous rocks of the ore field are geochemically specialized in lithophilic elements (B, Ba, Cr, Nb, Sc, Sr, V, Zr), while the content of chalcophilic (Cu, Ge, Sn, Zn, Pb) and siderophile (Ni, Co) elements is much lower. Early pyrite-arsenopyrite, middle polymetallic, and late silver-sulfosalt mineral associations were identified. The wide development and diversity of supergene minerals is typical, which suggests a significant prevalence of mineralization of galena, arsenopyrite, and sulfosalts in primary ores below the supergene zone. Differences in the mineral specialization of the Gaidar and Chepchuga sites have been identified. The Au–Ag type of mineralization with native gold in quartz veins and oxidation zones on silver-containing ores is developed at the Gaidar site. On the basis of the development of cassiterite, canfieldite, acanthite, as well as Pb, Ag, and Sb sulfosalts in the ores, it is assumed that the mineralization of the Chepchuga site is close to silver-polymetallic deposits. The metallogenic appearance of the ore cluster is associated with its position in the rear area of the marginal-continental Tithonian-Early Cretaceous Uda-Murgal and Albion-Late Cretaceous Okhotsk-Chukotka volcano-plutonic belts.

Key words: gold, silver, polymetals, geophysical fields, magmatism, Chepchuginsky ore cluster, Verkhoyansk-Kolyma mineragenic province.

Acknowledgements. The work was carried out within the scope of research work of DPMGI SB RAS.

References

1. Kazakova G.G., Vas'kin A.F., Kropachev A.P., Shcherbakov O.I. i dr. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1:1000000 (tret'e pokolenie). Seriya VerhoyanoKolymaskaya. List P54 – Ojmyakon. Ob'yasnitel'naya zapiska. SPb: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 2013. 400 p.
2. Fridovskij V.Yu., Gamyanin G.N., Polufuntikova L.I. Metallogeniya zolota I serebra Yuzhnogo Verhoyan'ya // Gornyj zhurnal. 2017. No. 6. P. 9–15. DOI: 10.17580/gzh.2017.06.02
3. Gamyanin G.N., Bortnikov N.S., Alpatov V.V. Nezhdaninskoe zolotorudnoe mestorozhdenie – unikal'noe mestorozhdenie Severo-vostoka Rossii. M.: GEOS. 2001. 230 p.
4. Tektonika, geodinamika I metallogeniya territorii Respubliki Saha (Yakutiya). M.: MAIK «Nauka/Interperiodika», 2001. 571 p.
5. Tret'yakov F.F. Nekotorye aspekty stroeniya konsolidirovannoj kory Verhoyanskogo skladchato-nadvigovogo poyasa // Otechestvennaya geologiya, 2017. No. 5. P. 116–122.
6. Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.B. Interpretaciya geohimicheskikh dannyh. M.: Intermetinzhiniring, 2001. 288 p.
7. Wilson M. Igneous petrogenesis. London: Uniwin Hyman, 1989.
8. Whiteford D.G., Nicholls I.A., Taylor S.R. Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // Contribs. Mineral. And Petrol. 1979. Vol. 70. P. 341–356.
9. Petrov A.V., Zinovkin S.V., Osipenkov D.Yu., Yudin D.B. Komp'yuternaya tekhnologiya statisticheskogo I spektral'no-korrelyacionnogo analiza dannyh KOSKAD 3d // Geoinformatika. 2011. No. 4. P. 7–13.
10. Petrov A.V., Demura G.V., Zinovkin S.V. Komp'yuternaya tekhnologiya statisticheskogo I spektral'no-korrelyacionnogo analiza dannyh KOSKAD 3D I prakticheskie rezul'taty // Nedropol'zovanie XXI vek. 2017. No. 1 (64). P. 44–59.
11. Petrograficheskij kodeks Rossii. SPb.: VSEGEI, 2008. 200 p.
12. Whitney D.L., Evans B.P. Abbreviations for names of rock-forming minerals. Am. Mineral. 2010. Vol. 95. P. 185–187.
13. Trunilina V.A. Geologiya I rudonosnost' pozdne-mezozojskikh magmaticheskikh obrazovanij severo-vostoka Yakutii. Novosibirsk: Nauka, 1992. 257 p.
14. Trunilina V.A., Orlov Yu.S., Roev S.P. i dr. Geologiya I rudonosnost' magmatitov hr. Polousnogo. Yakutsk: YANC SO RAN, 1996. 132 p.
15. Trunilina V.A. Anorogennye granitoidy severo-vostoka Verhoyano-Kolymskikh mezozoid // Rossypi, istochniki, ih genesis I perspektivy. Yakutsk, 2000. P. 48–53.
16. Trunilina V.A., Roev S.P., Orlov Yu.S. Vulkanoplutonicheskie poyasa severo-vostoka Yakutii. Yakutsk: «Sahapoligrafizdat», 2007. 152 p.
17. Ivanov A.I. Petrologiya i geochemiya magmaticheskikh porod Deputatskogo rudnogo polya. Yakutsk: OOO «Dani Almaz», 2012. 116 p.
18. Kosygin Yu.A., Vlasov G.M. Magmatogenno-rudnyesistemy. M.: Nauka, 1986. 253 p.
19. Zaitsev A.I., Fridovskij V.Yu., Kudrin M.V. Intensivnye parametry formirovaniya I mineragenicheskij potencial granitoidov Kurdatskogo I Samyrskogo massivov, Tas-Kystabytskij magmaticheskij poyas Verhoyano-Kolymskoj skladchatoj oblasti // Otechestvennaya geologiya, 2017. No. 5. P. 80–89.
20. Zaitsev A.I., Fridovskij V.Yu., Vernikovskaya A.E., Kudrin M.V., Yakovleva K.Yu., Kadil'nikov P.I. RB-SR izotopnoe izuchenie bazitov dajkovogo kompleksa Tarynskoj rudno-magmaticheskoy sistemy (Severo-Vostok Rossii) // Otechestvennaya geologiya. 2018. No. 5. P. 50–61. DOI: 10.24411/0869-7175-2018-10016
21. Zaitsev A.I., Fridovsky V.Yu., Kudrin M.V. Granitoids of the Ergelyakh Intrusion-Related Gold–Bismuth Deposit (Kular-Nera Slate Belt, Northeast Russia) // Petrology, Physicochemical Parameters of Formation, and Ore Potential Minerals. 2019. Vol. 9. No. 5. P. 297. DOI: 10.3390/min9050297
22. Fridovsky V.Y., Gamyanin G.N., Polufuntikova L.I. Structures, mineralogy, and fluid regime of ore formation in the polygenetic Malo-Taryn gold field, Northeast Russia // Russian Journal of Pacific Geology. 2015. Vol. 9, No. 4. P. 274–286.
23. Fridovsky V.Yu., Yakovleva K.Yu., Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I., Rodionov N.V. Geodynamic emplacement setting of Late Jurassic dikes of the Yana-Kolyma gold belt, NE folded framing of the Siberian Craton: geochemical, petrologic, and U-Pb zircon data // Minerals. 2020. Vol. 10, No. 11. P. 1000. DOI: 10.3390/min10111000
24. Kozlov V.D. Geohimiya I rudonosnost' granitoidov redkometal'nyh provincij. Novosibirsk: Nauka, 1985. 304 p.
25. Baldwin J.A., Pearce J.A. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes // Economic Geology. 1982. Vol. 77. P. 665–674.
26. Shilo N.A., Saharova M.S., Krivickaya N.N. i dr. Mineralogiya I geneticheskie osobennosti zoloto-serebryanogo orudneniya severo-zapadnoj chaste Tihookeanskogo obramleniya. M.: Nauka. 1992. 252 p.
27. Kostin A.V. Raspredelenie indiya, germaniya, kadmiya I serebra v sfaleritah mestorozhdenij Vostochnoj Yakutii // Geologiya I mineralogiya rudnyh uzlov Yano-Kolymsko jskladchatoj sistemy. Yakutsk: YAF SO AN SSSR. 1984. P. 124–135.
28. Goryachev N.A., Volkov A.V., Sidorov A.A., Gamyanin G.N., Savva N.E., Okrugin V.M. Au–Ag-orudnenie vulkanogennyh poyasov severo-vostoka Azii // Litosfera. 2010. No. 3. P. 36–50.
29. Indolev L.N., Nevojsa G.G. Serebro-svintsovyje mestorozhdeniya Yakutii. N., 1974. 250 p.

About the authors

FRIDOVSKY Valery Yurievich, Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Director, Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, 39 Lenina pr., Yakutsk 677980, Russia,
<https://orcid.org/0000-0002-4994-2141>, fridovsky@diamond.ysn.ru;

LOSKUTOV Evgeniy Evgenievich, Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Scientific Secretary, Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, 39 Lenina pr., Yakutsk 677980, Russia,
<https://orcid.org/0000-0001-7491-1067>, loskutov@diamond.ysn.ru;

KONDRATIEVA Larisa Afanasievna, Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Scientific Secretary, Senior Researcher, Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, 39 Lenina pr., Yakutsk 677980, Russia,
<https://orcid.org/0000-0001-9347-6427>;

IVANOV Alexey Ivanovich, Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Scientific Secretary, Senior Researcher, Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, 39 Lenina pr., Yakutsk 677980, Russia,
<https://orcid.org/0000-0002-4216-8421>, leps_2002@mail.ru;

KOSTIN Alexey Valentinovich, Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Head of the Laboratory, Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, 39 Lenin pr., Yakutsk, 677980, Russia,
<https://orcid.org/0000-0002-5778-6505>, a.v.kostin2006@rambler.ru;

SOLOVYOV Evgeniy Eduardovich, Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Scientific Secretary, Mirny Polytechnic Institute (branch) of M.K. Ammosov North-Eastern Federal University, 5, build 1, Tikhonova st., Mirny, Republic of Sakha (Yakutia), Russia,
Researcher ID 57208142215, solov.evg@yandex.ru

IVANOV Michil Spartakovich, Engineer of 1 category, Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, 39 Lenina pr., Yakutsk 677980, Russia,
<https://orcid.org/0000-0002-0204-1653>, ivanov.michil@bk.ru

ZHELONKINA Mariya Sergeevna, Leading Engineer, Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, 39 Lenina pr., Yakutsk 677980, Russia,
<https://orcid.org/0000-0003-2309-3118>, greysvanir@mail.

Citation

Fridovsky V.Y., Loskutov E.E., Kondratieva L. A., Ivanov A.I., Kostin A.V., Soloviov E.E., Ivanov M.S., Zhelonkina M.S. Geology, deep structure, magmatism, Au–Ag and Ag–Pb–Zn mineralization of the Chepchuginsky ore cluster (Verkhoyansk-Kolyma mineragenic province) // Arctic and Subarctic Natural Resources. 2021, Vol. 26, No. 2. P. 27–48. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-2>

Mineralization in the Kildyam mafic volcanic rocks – a magmatic contribution to ore-forming fluids (Central Yakutia, Russia)

A.V. Kostin

*Diamond and Precious Metal Geology Institute, SB RAS, Yakutsk, Russia
a.v.kostin2006@rambler.ru*

Аннотация. Mineral assemblages and processes occurring in olivine-pyroxenites, andesite, and dacite volcanic settings of the Kildyam Late Jurassic complex in Central Yakutia are investigated. The methods involved in the study include detailed sensing and mapping using ESRI ArcGis.Imagery Service, field observations, minerals and glass identification, recognition of vesicle composition. The results obtained in the study support the igneous vapor transport of ore elements in the andesitic system and imply preconcentration of iron, copper and $\pm$ gold and silver during lava solidification into magnetite rich lava flows. The major components of the Kildyam andesite alloys are Fe, Cu, Sn, Pb, Zn, and Ag. Alloy element maps show a covariance of Cu $\pm$ (Zn, Sn, Ni, Fe), and Ag concentrations varied independently. This research confirmed that tholeiitic trend of iron-rich olivine-pyroxenites evolve towards two immiscible liquids: (1) magnetite lava, and (2) melilitite matrix. Further evolution leads to the separation of native iron and the transition of lavas to the calc-alkaline trend. Petrographic and microprobe studies confirmed the liquid immiscibility in silicate melts during crystallization. Immiscible liquids are preserved as globules of one glass in another in andesites and as melted inclusions of native iron in the matrix, clinopyroxene and plagioclase phenocrysts. The vesicle-hosted alloys and sulfides provide significant new data on metal transportation and precipitation from high-temperature magmatic vapors. During syneruptive vapor phase exsolution, volatile metals (Cu–Zn, Fe–Al–Cu, Ni–Fe–Cu–Sn) and Ag–Cu sulfides contribute to the formation of economic concentrations.

Keywords: Kildyam volcanic complex, liquid immiscibility, metallic alloys, melilitic and magnetite lavas, copper, silver.

Introduction

Volcanic eruptions thought to be a viable process for the accumulation of metals at or near the surface and may have a great role in metallogenesis. It is well known, that mafic magma was fundamental in delivering sulfur and chalcophile elements to overlying felsic magma chambers and could contribute to the formation of many economic deposits. This model is described in details for Mount Pinatubo in the Philippines and Bingham Canyon, Utah, site of the largest copper and gold deposit in North America [1].

Ore minerals preserved in volcanic rocks can be used to trace element evolution in magmatic systems and to confirm the potential magmatic contribution to ore-forming fluids. There is no doubt that list of metals in vesicle walls of volcanic lava indicates the ore forming process with base (Fe, Cu, Pb, Zn, Sn) and precious (Au, Ag, PGM) metals complex. The list of metals may differ in mafic and felsic volcanism.

Many volcano researchers point out that volcanic eruptions and open-system degassing contribute

large quantities of metals into the host environment. The crystalline particles of gold has been documented in the plume near the crater from Mount Erebus, Antarctica [2]. Kilauea volcano produced a large suite of metals (Pb, Cd, Cu, Zn and several others) and sulfur over an extended period of time [3]. Similar behavior of Stromboli volcano during degassing of its S–Cl-rich shoshonitic magma brought high enrichment with the S, Se, Br, Cl, Cd, Bi, In, As, Sb, Sn, F, Au, Pb, Cr, Cu derived from volcanic ash [4]. Latest research [5] describe metallic alloys in vesicles of mafic scoria and lava erupted from volcanoes in Hawaii and Italy. Li P. and Boudreau A.E. documented the rare occurrence of native Cu–Au–Ag alloys and the large native Au and Ag grain size in lava flows from Kilauea and Mauna Loa volcanoes (Hawaii), and a mid-oceanic-ridge basalt (MORB) and suggested separate metal precipitation mechanisms [6]. As an example of Mt. St. Helens Most it was proved that the trace elements in the gases are volatilized from shallow magma as simple chlorides and near-surface cooling of the gases trig-

gers precipitation of oxides, sulfides, halides, tungstates, and native elements [7]. The Tolbachik eruptions in Kamchatka produced Cu-rich magnesioferrite in association with hematite, tenorite, halite, sylvite, and Ca-rich silicates esseneite and Na-rich melilite [8]. It is assumed that a combination of gas-rock interaction was responsible for extraction of metals from the basaltic wall rocks and deposition of Cu-, Fe- and Cu-Fe-oxides and native gold [9]. Ovalle J.T., La Cruz N.L., Reich M. et al. believe that El Laco iron deposit in the Central Andes, and similar deposits worldwide, were formed by a synergistic combination of common magmatic processes enhanced during the evolution of caldera-related explosive volcanic systems [10].

Kildyam Mesozoic eruptions in Central Yakutia with iron oxide mineralization has been interpreted as lava flows and feeder dykes, formed from iron-rich pyroxenite magma as a result of liquid immiscibility [11]. Mineralization is associated with andesitic lavas and occur as massive, tabular and stratified bodies, and pyroclastic ores. Our research confirmed that tholeiitic trend of iron-rich pyroxenites evolves towards two immiscible liquids – magnetite lava and melilitite matrix. Further evolution leads to the separation of native iron and the transition of lavas to the calc-alkaline trend. Petrographic and microprobe studies confirmed the liquid immiscibility in silicate melts during crystallization. Immiscible liquids are preserved as globules of one glass in another in andesites and as melted inclusions of native iron in matrix, clinopyroxene and plagioclase phenocrysts.

Segregation of immiscible iron and sulphide melts from ultramafic and mafic magmas are of economic importance for some elements. Immiscibility of iron- and silica-rich melts during andesitic volcanism led to the formation of exotic varieties of magnetite-rich volcanic rocks. Segregation have many common features with the Kiruna type Pliocene El Laco volcano hosted iron oxide deposit.

Materials and Methods

Earlier rocks and sulfides assemblages were characterized throughout the Kildyam Volcanic Complex (Kangalassky terrace at the left bank of the Lena River, 26 km north of Yakutsk) to better understand oxide/sulfide saturation balance [11]. The following methods for this research include a sequence of geological and mineralogical settings.

First, detail sensing and mapping of the Upper Jurassic volcanic successions, using SAS.Planet free

application to view and download satellite maps submitted by ESRI ArcGis.Imagery Service. Based on the detalization level from z12 to z18, it become possible to upload high-resolution images into the spatial chain, showing image refinement in progress. The water shade map enhances visualization perceptions of ArcGis Imagery. The samples used in this study are from precisely known geographic location and geological environment. Our spatial detail investigation reveal that lava units are 10–25 m thick and covering more than 100 sq. km, and include at least three discovered volcanic centers in surrounding of the Upper Jurassic sediments. The main structures are feeder dykes, lava flows and cones within red tuffs, extrusions and subvolcanic linear bodies Figure 1.

Second, all styles of field surface samples classified as volcanic, sedimentary or ore, cut with a circular saw and representative pieces added to the collection. The remaining part of each sample used to prepare polished sections for preliminary mineral identification with polarized light microscopy. Major minerals in lavas and sediments determined by x-ray phase analysis using D2 PHASER diffractometer. Obviously, along the path of the movement, lava contaminate fragments of different host rocks and carry xenoliths and phenocryst from different stratigraphic horizons, so usually the bulk chemical analyses of volcanic rocks are not representative. All quantitative microprobe analysis of lava glass include areal and spot analyses. Back-scattered electron (BSE) images supply all analyses with detailed mapping data on the chemistry of the volcanic glass variety. Phenocryst, scoria and preserved vesicles excluded from the investigated lava samples to obtain a pure composition of the lava Figure 2. All microprobe and x-ray analyses carried in the Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences (DPMGI SB RAS). Minerals and glass identified with scanning electron microscope JSM-6480LV with energy spectrometer INCA-Energy, with 20 kV of accelerating voltage at the cathode. Samples were prepared from polished sections with a sprayed thin conductive layer of carbon.

Third, phenocrysts considered as the evidence of a long-time forming magmatic structure during the Kildyam volcanic history. Numerous euhedral forms with zoning and late dissolving are typical structures among Kildyam phenocrysts, and originally brought from the different depth levels. Both of the phenocrysts styles are of the different nature than the host lava Figure 3. Iron-rich clinopyroxene zones

MINERALIZATION IN THE KILDYAM MAFIC VOLCANIC ROCKS

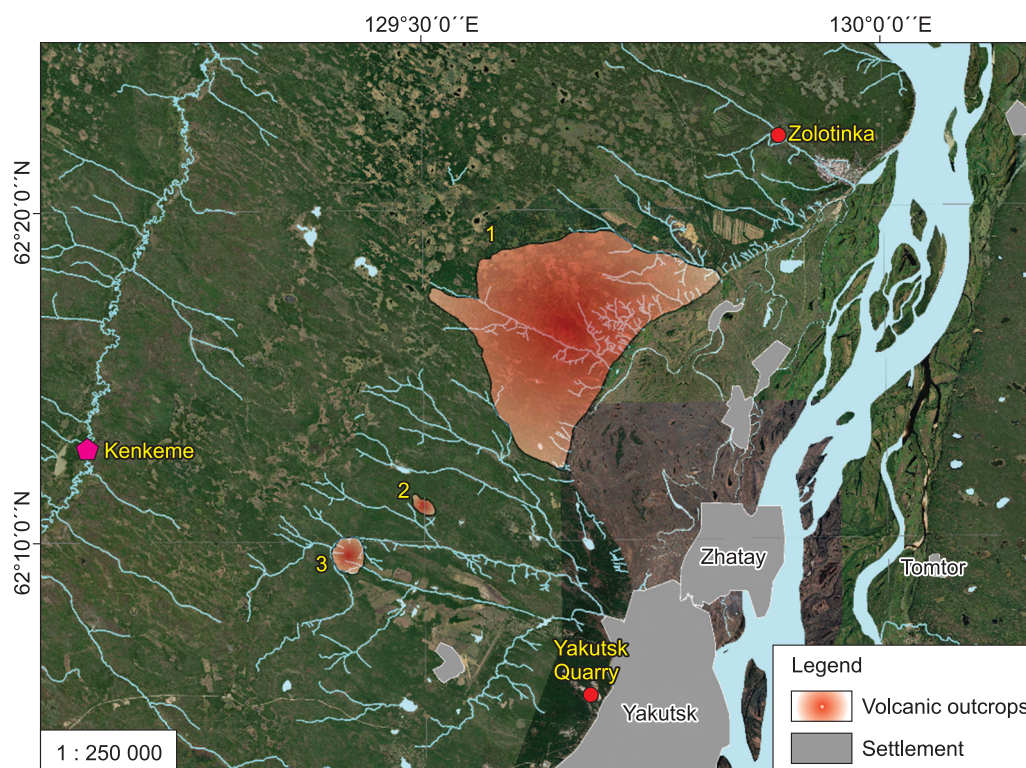


Fig. 1. Kildyam volcanic settings, located near the city of Yakutsk and nearby placer pyrope after Afanasiev et al. [12] and gold manifestations after Smelov and Surnin [13].

Volcanic outcrops: 1 – Main Kildyam volcanic field with subvolcanic and volcanic (102.9 sq km) succession; 2 – Feeder dykes with lava flows (1.0 sq km); 3 – Volcanic cone structure (3.1 sq km). The watershed map (yellow) enhances visualization perceptions of geological structures in ArcGis Imagery; grey areas show settlement locations.

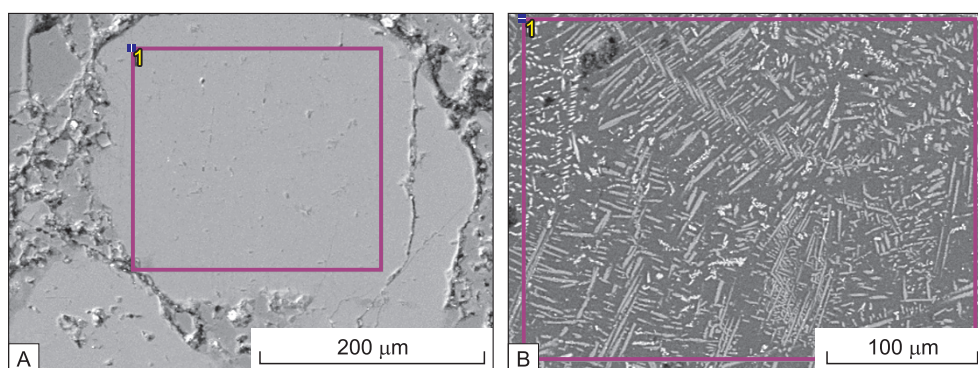


Fig. 2. BSE images of homogeneous lava glass and dendritic skeletal crystals in lava glass.

look brighter in backscattered electron (BSE) imagery and show progress in iron saturation from the center to the edge of the crystals. Olivine dissolving structures evidences to a long time migration history.

Fourth, our findings provide a new evidence for high concentration of cristobalite. Volatiles include cristobalite with trace quantities of Ag, Cu, and K–Fe sulphides, Cu–Zn, Fe–Al–Cu, and Ni–Fe–Cu–Sn alloys, and halite. Vesicles within the volcanic products

of Kildyam imaged as optical photographs and back-scattered electron images. Native metals with large atomic weights like Ag and Cu recognized by their brightness in backscattered electron (BSE) imagery.

Results

Kildyam is a Late Jurassic volcanic complex in the transition zone between the Siberian platform and the Verkhoyansk-Kolyma folded region in Cen-

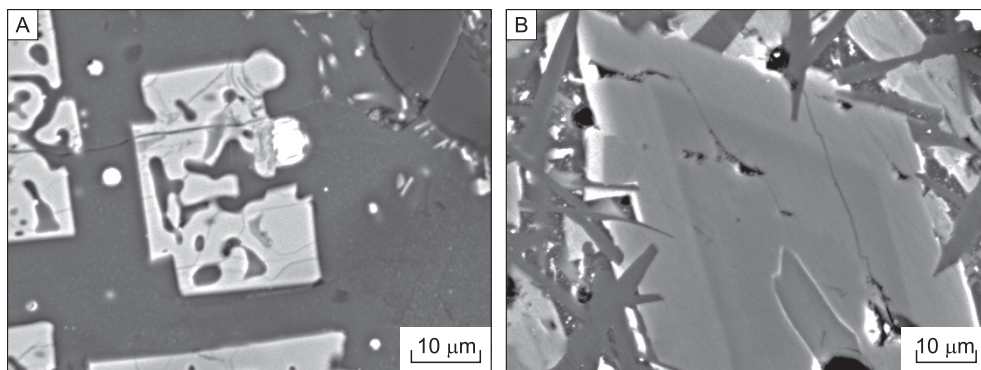


Fig. 3. Phenocrysts in andesitic lava.

A – Olivine (average $\text{Fo}_{0.105}\text{Fa}_{0.895}$); B – Clinopyroxene zoning crystals.

tral Yakutia [14, 15]. The Kildyam volcanic field covers totally 106 km². It consists of several small eruptive centers with a conical morphology and fissure outpourings of lavas. The main varieties of volcanic rocks include volcanic tuff, pumice, lava, lavabreccia, ignimbrites of dacite series, lava and lavabreccia of andesite series, subvolcanic pyroxenite and magnetite lava. We focus on three specific observations of the Kildyam, Namtsyr and Markhinka volcanic outcrops (Table 1).

1. Rocks – general character and distribution

Initially Kildyam outcrops were mapped using an easily identified red tuff units [16], which were traced extensively using SAT images from ArcGIS Earth 1.10.1 free software tool [17, 18]. Outcrops of red tuffs and lavas found in several disparate locations, each with different rock styles and characteristics. Interpretation and selective ground reconnaissance allowed correlating rock similarities between outcrops into one clinopyroxenite-andesite-dacite

volcanic succession. The investigated lava samples, scoria and preserved vesicles represent at least three different faces styles, based on the lava textures and associated major element distribution.

Kildyam volcanic rocks classified into three subtypes according to their SiO₂ content, relation to the surface and stratigraphic distribution of units. Lava analyses introduce three group of volcanic rocks – olivine-clinopyroxenite (1), silica and orthoclase mineral glass, andesite-basalt, andesite, trachyandesite, trachyte-trachydacite and melilitite (2) and rhyodacite (3). Initially two factors have an impact on rocks general characteristics and distribution; (1) porosity is highly variable in different facies of the Kildyam lava flow; (2) volatiles have a substantial influence on the petrogenesis processes, e.g. the formation of economic ore deposit.

Olivine-clinopyroxenite. Subvolcanic complex is comprised of a brecciated linear body, fine grained (at 95 m elevation) to partially melted (at 184 m el-

Table 1

Locations and descriptions of the key outcrops in Kildyam lava

Locality	Coordinates (dd°mm'ss.s'')	Elevation (m)	Description
29 km North from Yakutsk, and 3.5 km West from Kildyam village	62.27425N 129.71313E	160	Kildyam group of small open pits with red tuff, mined before 1970 for the roads construction purpose. Lava lying below is not mined and represent a good ground for study. A numerous Late Jurassic flora fossils were collected
13.5 km North-West from Yakutsk towards Namtsyr road direction	62.18543N 129.493888E	198	Namtsyr open pit exposed a full section from Late Jurassic sandstone, lava, red tuff with flora fossils, coal and sand
A temporary 8.5 km summer road, North-West from Magan airstrip	62.158337N 129.41908E	225	Markhinka Ring is a new undiscovered volcanic structure. River sections exposing cliffs from the river bed to the top of the annular volcanic plateau

evation) olivine-clinopyroxenite clearly show gradual transition to molten rocks. Olivine-clinopyroxenite comprises a lower zone breccia body of fine-grained subvolcanic rock, cemented with dacite lava and pumice (samples 1039 and 1051 SiO_2 – 41.17–37.44, TiO_2 – 0.88–0.81, Al_2O_3 – 9.31–11.76, Fe_2O_3 – 15.02–7.35, FeO – 16.3–26.78, MnO – 1.51–2.21, MgO – 1.63–1.19, CaO – 12.03–9.56, Na_2O – 0.21–0.26, K_2O – 0.11–0.12, P_2O_5 – 0.07–0, H_2O^+ – 0.67–0.73, H_2O^- – 0.54–0.5, CO_2 – 0–0.07, S – 0.47–0.75, LOI – 0.69–0.91). In general parental magma indicating strong incorporation of Fe into mafic silicates (augite and fayalite).

At an altitude of 95 m (Figure 4B) it is a heavy and dense (3.41 g / cm^3) fine-grained dark-green rock of allotriomorphic and rarely panidiomorphic structure. The rock contains 48.1 % of pyroxene (augite, rarely hedenbergite), 23.6 % of plagioclase (bitownite-anorthite), 16.8 % of olivine (average $\text{Fo}_{0.105}\text{Fa}_{0.895}$), 6.07 % of magnetite, 1.79 % of calcite and 0.75 % of troilite. Less common minerals are Ba-feldspar celsian and K-Ba-feldspar hyalophane. At an altitude of 184 m prevail (Figure 4C) multistage carapace lavas with down-flow textural modifications: (a) flow fold; (b) lava layer shift; (c) degassing channel.

Ore minerals are concentrated as globules of troilite and magnetite in equal proportions and surrounded with olivine rims. Olivine-pyroxenite ore mineral assemblage is composed of elongated shape globules of troilite and magnetite. Ore globules have a circular cross-section in one direction (up to 0.7 cm in size), and are elongated several times in the other (Figure 5).

Anomalously high Fe/S ratios in ore globules attributed to initial anomalous Fe/S ratios in the Kildyam parental magma source, early shallow-level degassing and late S loss to hydrothermal fluids. Data obtained from Kildyam can be evaluated with the current models for sulphur saturation in iron-rich mafic magmas to estimate initial sulfur concentrations, degree of fractionation, composition of sulfide liquids and degree of post-magmatic sulfur loss [6, 19].

Andesitic lavas. The outcrops showing that andesitic lavas first penetrate as feeder dikes through Late Jurassic sandstones (3.0 m) along a fissure conduit and then cover the sandstones with 2–5 m layer. Lava flow covered with a layer of crystalloclastic tuffs, about 1.5 m thick, and brecciated by the next andesite lava flows.

Andesites and andesibasalts are massive and amygdaloid, porphyry or oligophyry, interspersed

with polysynthetically twinned plagioclase in the pilotaxite or intersertal bulk, were thin andesine leysts and clinopyroxene micropisms are locked in the background of decomposed, intensely chloritized and oxidized glass. Variolitic andesibasalts are finely bubbled, composed of radiant and radially radiant accretions of needle-like crystals of clinopyroxene and labrador, in the brown decomposed glass. They contain inclusions of black graphitized coal up to 2–2.5 mm in size with no signs of burning. The brand of the lamellae of clinopyroxene and plagioclase in contact with coal wrap around these inclusions.

Lavabreccias represented by various-sized fragments of hyalopilitic andesites or variolitic andesibasalts in bubble glass of hyaline structure of dacite-rhyodacite composition, containing the smallest microliths, comminuted grains and feldspar crystallites. Clastolava include large pyroxenite xenoliths, were grains of partially unaltered clinopyroxene germinate with andesite plagioclase leysts. Presumably, such accumulations can be carried out during the outpouring of lava basement fragments (Figure 6).

Andesitic lava from a middle zone has a density of 2.88–2.92 g / cm^3 . Samples 1030/4A and 1030/8 show the bulk of SiO_2 – 56.02–56.38, TiO_2 – 0.69–0.16, Al_2O_3 – 13.45–12.98, Fe_2O_3 – 1.57–0.65, FeO – 7.2–4.93, MnO – 0.35–0.3, MgO – 2.03–2.62, CaO – 12.12–16.32, Na_2O – 1.9–2.16, K_2O – 2.05–2.05, P_2O_5 – 0.14–0.07, H_2O^+ – 0.39–0.46, H_2O^- – 0.48–0.14, CO_2 – 0.27–0.2, S – 0.35–0.3, LOI – 0.8–0.07. The Pt content of 0.11 g/t determined by the ICP-MS method. CIPW normative mineral calculation show (in %): quartz 7.29–12.32, plagioclase 37.94–38.19, orthoclase 12.11, diopside 28.43–29.83, wollastonite 0.06–10.6, ilmenite 0.3–1.31, magnetite 0.94–2.28, apatite 0.1600.32, pyrite 0.64–0.74, calcite 0.45–0.61. Immiscibility of iron- and silica-rich melts during andesitic volcanism led to the formation of exotic varieties of magnetite-rich volcanic rocks. The silica-rich, iron-rich and melilitic lavas compose a variolitic texture lava with ovoidal segregations, submerged in a glassy or microcrystalline matrix, composed of intergrowths of needle-shaped clinopyroxene – diopside, wollastonite, less commonly hedenbergite, rarely augite and labrador crystals, with brown altered glass, Fe-rich olivine – fayalite is relatively less common.

Variolitic lavas are widely distributed in the Kildyam andesite succession [16]. The silicate and iron immiscibility indicated by occurrence of the varioles (globules) with different chemical compo-

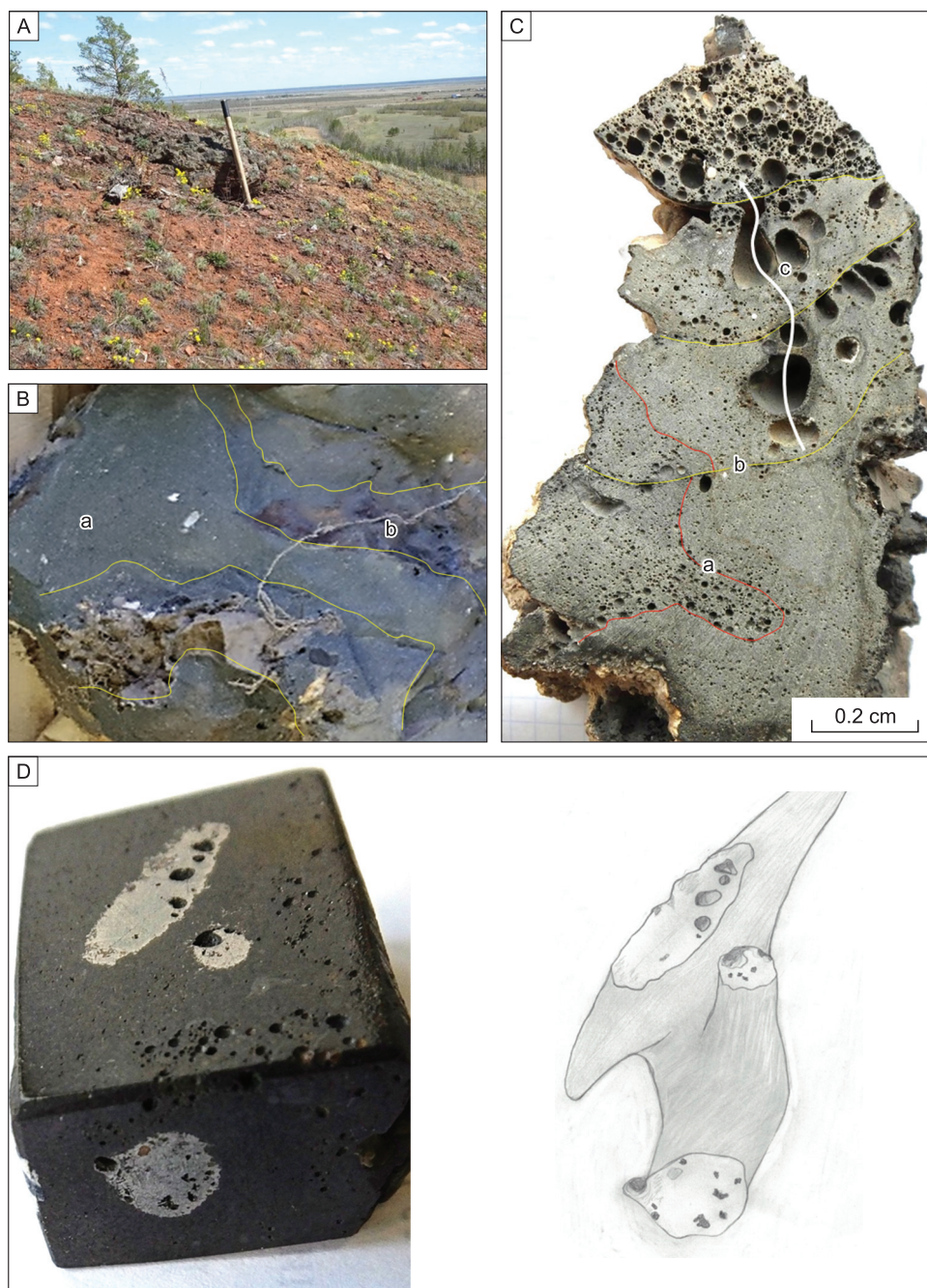


Fig. 4. Late Jurassic subvolcanic complex overlie and intrude sedimentary rocks.

A – Outcrop of olivine-clinopyroxenite breccia and vivid colors of iron hydroxides in iron rich rock. B – Section through sample 1039 showing breccia of olivine-clinopyroxenite in contact with dacitic lava (location 62.284451° 129.784313° 95 m). C – Multi-stage carapace lavas of down-flow textural modifications, sample 1051 (location 62.285457° 129.786033° 184 m) with (a) – flow fold; (b) – lava layer shift; (c) – degassing channel. D – Polished olivine-clinopyroxenite sample with immiscible sulphide segregations of elongated morphology (a). A picture of proposal solid model for sulphide segregation (b).

sition and different matrix. First style of fractionation is a glassy dacitic lava with rare silica globules and accumulation of metallic iron (Figure 7).

Second style is an andesitic lava with numerous microlithes in glassy matrix. Globules are com-

prised of silica (rare) and magnetite (prevail) and no native iron associate with it. Titaniferous magnetite is up to 2 % by volume disseminated in the andesite matrix as mixture of ulvospinel (Fe_2TiO_4) and spinel (MgAl_2O_4) (Figure 8).

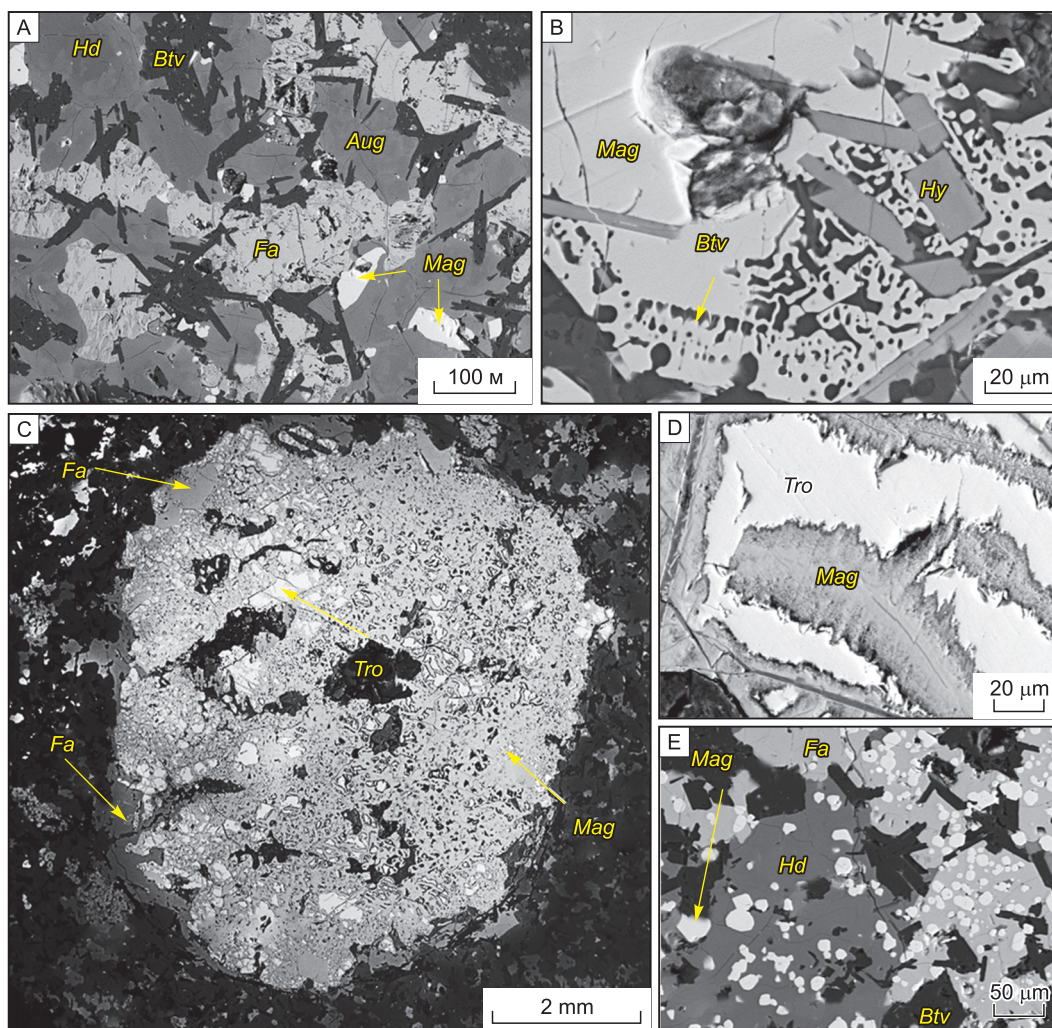


Fig. 5. A backscattered electron images showing ore minerals assemblages in the olivine-pyroxenite matrix from sample 1039 (from Kostin, 2020).

A – The relations between pyroxene, olivine, plagioclase and magnetite. Magnetite is composed of (in %): $\text{FeO}_{\text{total}} - 85.38$, $\text{TiO}_2 - 11.16$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 2.54$, $\text{MnO} - 0.9$. B – Intergrowth of magnetite crystal with rapid growth texture in the border and hyalophane. Hyalophane is composed of (in %): $\text{SiO}_2 - 51.71$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 21.94$, $\text{FeO}_{\text{total}} - 1.5$, $\text{CaO} - 1.9$, $\text{BaO} - 16.35$, $\text{K}_2\text{O} - 5.9$. C – Ore globules in pyroxenite matrix is composed of fayalite ($\text{SiO}_2 - 30.24$, $\text{FeO}_{\text{total}} - 63.73$, $\text{MgO} - 2.38$, $\text{MnO} - 3.04$), troilite and magnetite. D – Fragment of ore globule showing the intergrowth of troilite and magnetite. E – Fragment of ore globule-bearing matrix showing the high degree magnetite saturation of fayalite and hedenbergite. Back-scattered electron images of representative fine-grained olivine-clinopyroxenite. (Btv – Bytownite, Fa – Fayalite, Hem – Hematite, Hd – Hedenbergite, Hy – Hyalophane, Mag – Magnetite, Tro – Troilite).

Two minerals in andesitic lavas – fayalite and Fe-pyroxene have numerous dissolving marks and looking as outsiders. Herewith, they are both common in olivine-clinopyroxenite subvolcanic source and carapace down-flow lava textural modifications Table 4, Figure 9.

The melilitic lavas assemblage is made up of melilite mineral group – Fe-åkermanite $\text{Ca}_2(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})(\text{Si}_2\text{O}_7)$ (prevail) + clinopyroxene + feldspathoids + hyalophane or celsian. According to the bulk composition (in %): $\text{SiO}_2 - 36.32$, $\text{TiO}_2 - 0.62$, $\text{Al}_2\text{O}_3 -$

11.83 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 16.99$, $\text{FeO} - 4.47$, $\text{MnO} - 0.66$, $\text{MgO} - 1.95$, $\text{CaO} - 17.08$, $\text{Na}_2\text{O} - 0.54$, $\text{K}_2\text{O} - 1.16$, $\text{H}_2\text{O}^- - 1.21$, $\text{H}_2\text{O}^+ - 1.8$, $\text{LOI} - 2.14$, $\text{P}_2\text{O}_5 - 0.03$, $\text{CO}_2 - 1.62$, $\text{S} - 1.55$ lava corresponds to melilititic and melilite-bearing volcanic rock. The magnetite-rich lava identified as titaniferous magnetite iron ore, containing magnetic fraction from 25 to 37 % of total volume and magnetite lava. All magnetite crystals trapped in the silicate matrix, composed (in %) of: $\text{SiO}_2 - 35.5$, $\text{TiO}_2 - 0.9$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 7.5$, $\text{FeO}_{\text{total}} - 13.96$, $\text{MgO} - 3.91$, $\text{CaO} - 37.38$, $\text{Na}_2\text{O} -$

Table 2

Representative olivine-clinopyroxenite microprobe analyses, figure 7a (chemical X-ray maps)

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MgO	CaO	MnO	S	Total
1039-98(01)	33.12	1.33	14.42	30.74	—	11.27	3.43	3.23	97.55
1039-98(02)	36.32	—	12.88	34.10	1.62	10.79	2.32	—	98.03
1039-98(03)	33.32	—	12.77	32.33	1.36	12.03	3.04	2.63	97.48
1039-98(04)	37.61	—	13.18	34.58	1.64	9.41	2.98	—	99.40
1039-98(05)	35.60	1.39	12.96	33.75	—	9.71	3.98	2.72	100.12
1039-98(06)	31.24	—	13.15	36.79	1.72	9.17	2.38	4.64	99.09
1039-98(07)	36.28	—	12.61	32.38	—	12.60	2.83	2.68	99.37
1039-98(08)	30.81	—	12.47	36.16	1.46	9.39	2.79	6.27	99.36

Table 3

**Representative microprobe analyses of dacite glass (Figure 8B),
silica globules in dacite glass (figure 8A), andesite with accumulation of metallic iron (Figure 8C),
microlithic structure of andesitic lava (figure 9A)**

Sample	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Total
Dacite glass Fig. 8B									
1030-8(19/8)	68.06	1.37	17.80	2.72	1.98	1.00	4.13	2.53	99.59
1030-8(19/9)	68.56	—	16.83	3.00	0.91	0.74	4.61	3.96	98.61
1030-8(19/10)	65.74	0.59	17.68	3.21	1.31	2.16	3.98	3.02	97.69
1030-8(19/11)	63.31	0.95	20.13	2.42	0.77	1.39	4.36	3.87	97.2
1030-8(19/13)	67.90	1.38	18.25	2.33	2.22	1.44	4.33	3.02	100.87
1030-8(19/14)	67.27	0.71	18.69	2.99	1.31	1.57	3.81	2.90	99.25
1030-8(19/15)	64.20	0.85	19.61	3.16	1.78	—	3.96	3.85	97.41
1030-8(19/16)	64.57	1.35	18.50	2.87	1.59	1.26	3.85	3.10	97.09
Silica globules in dacite glass Fig. 8A									
1030-8(19/1)	99.92	—	—	—	—	—	—	—	99.92
1030-8(19/2)	99.73	—	—	—	—	—	—	—	99.73
Andesite with accumulation of metallic iron (1030-8) Fig. 8C									
1030-8/01	58.12	—	15.49	3.91	1.00	15.17	2.19	2.63	98.51
1030-8/02	58.61	—	13.63	3.96	2.42	15.64	1.55	2.68	98.49
1030-8/03	57.94	—	14.10	3.53	2.11	16.84	2.10	2.12	98.75
1030-8/04	55.69	—	14.39	3.75	2.15	16.59	2.18	2.43	97.18
1030-8/05	58.15	—	15.32	4.88	2.04	15.18	2.05	2.47	100.10
1030-8/06	57.00	—	14.65	4.71	1.50	15.15	2.31	2.76	98.07
1030-8/17	56.69	1.21	15.48	4.05	1.83	14.29	2.40	3.01	98.95
1030-8/18	55.86	—	14.30	4.88	2.91	15.12	2.18	2.20	97.45
1030-8/22	57.19	1.41	13.72	5.11	3.14	14.79	1.90	2.18	99.44
Microlithic structure of andesitic lava (1044-7) Fig. 9A									
1044-7(13)	61.86	—	11.71	13.11	—	5.69	3.57	1.10	97.03
1044-7(09/5)	67.10	—	10.04	13.21	—	2.06	5.71	—	98.12
1044-7(10)	61.61	—	12.50	16.55	—	5.36	3.62	—	99.64
1044-7(40/5)	69.32	—	10.29	12.49	—	1.93	5.65	—	99.67
1044-7(48/6)	57.02	—	14.23	17.61	—	4.81	3.16	—	97.67
1044-7(48/7)	56.46	—	14.55	16.35	—	5.43	2.73	—	97.36



Fig. 6. Namtsyr open pit exposed a full section from Late Jurassic rocks (modified from Kostin, 2020).

A – Panorama of the quarry exposing weakly lithified sandstones, coarse-grained gritstone (1), coal (2), red tuff with flora fossils of fern and horsetail (3). B – Mined red tuff with exposed lava flows, pumice and breccia (4). C – A 1.5 m height piece of lava from the bottom of the quarry. D – Lava-breccia with quartz fragments. E – Coarse-grained gritstone fragments in lava. F – Feeder dike alters sandstone with pumice. G – Two of feeder dikes crossing sediments. H – Feeder dike altered.

0.45, K_2O – 0.75 and Figure 10. Petrographic and microprobe studies confirmed the immiscible liquids as Fe–Ti-spinel minerals group, local magnetite ore bodies. This type of magnetite comprises that of the main massive magnetite mineralization at Kildyam. In magnetite-rich lavas the FeO_{tot} content can reach 70.8 % and ultra-rich magnetite lava contain 94.08% of FeO_{tot} .

Dacite lava. Dacite and rhyodacite lava exposed in an upper zone, were lava flows on the slopes of the Kildyam volcano are banding and undulating. Lava unpredictably penetrate as small lava domes, composing extrusive cones. The investigated lava represent examples of different flow facies, as defined by A. Kostin and V. Trunilina in the flow emplacement

mechanisms [20]. Samples were obtained from the channel of lava that flowed northeast to feed the main flow body (sample 1058), and from several adjacent lava bodies that effused at the outboard edge of the flow (samples 1057, 1059, 1060 and 1061). All of this rock succession exposing ignimbrites of volcano vent facies, banded and wavy lavas is typical for lava flows on the slopes of the Kildyam volcano Figure 11. Ash red tuffs of rhyodacite contain fragments of uncrystallized glass, crystals and their angular fragments of acidic polysynthetically twinned plagioclase and thin angular closely soldered ash particles Figure 12.

Lava characterized by the numerous thin horizontally oriented fiamme of porphyritic black glass

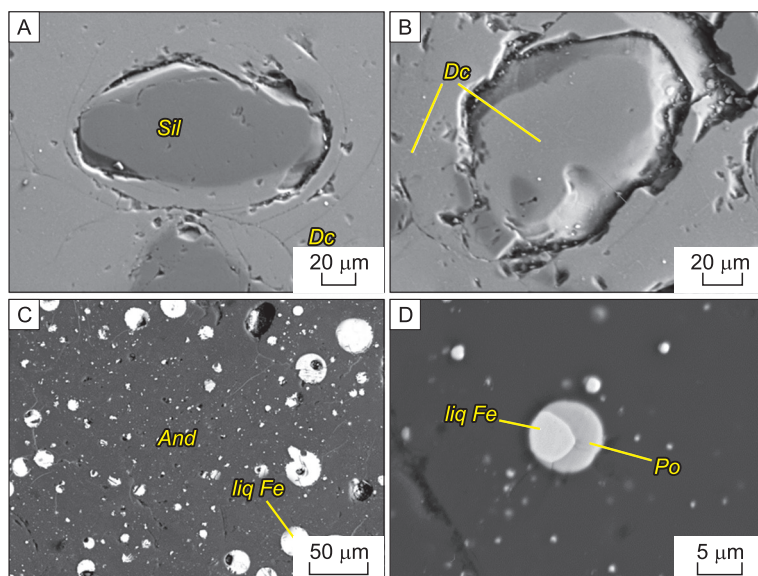


Fig. 7. Back-scattered electron images of representative dacitic and andesitic lava (first style) were a glassy dacitic lava with rare silica globules associate with accumulation of metallic iron.

A – Silica globules in dacite lava glass (1030_8/35). B – Dacite globules submerged in dacitic lava (1030_8/18). C – Andesite with accumulation of metallic iron (1030_8/1). D – Metallic iron and pyrrhotite in a globule intergrowth (1030_8/32). *liq Fe* – Native iron, *Po* – Pyrrhotite, *And* – Andesite, *Dc* – Dacite, *Sil* – Silica].

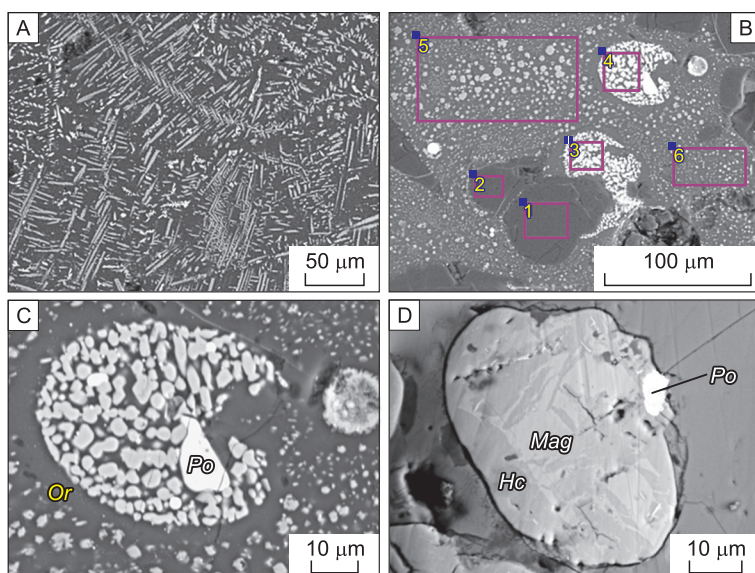


Fig. 8. Back-scattered electron images and chemical X-ray maps of representative andesitic lava (second style).

A – Microlithic structure of andesitic lava (1044-7/13): composition of X-ray map SiO_2 – 61.86, Al_2O_3 – 11.71, FeO_{tot} – 13.11, MgO – 0.76, CaO – 5.69, K_2O – 2.81, Na_2O – 1.10, Total – 97.03; microlith composition SiO_2 – 52.06, Al_2O_3 – 1.74, FeO_{tot} – 6.67, MgO – 1.58, CaO – 37.10, Total – 99.15. B – Globules composition illustrate magnetite origin first, then silica, clinopyroxene phenocrysts in lava are common (1044-7/9). Red box surrounds area of X-ray maps that are shown as insets (1, 2 – 99.85–99.3 SiO_2 ; 3, 4 – 39.43–39.47 SiO_2 ; 46.92–46.23 FeO_{tot} ; 5.43–4.93 Al_2O_3 ; 2.92–2.25 K_2O ; 1.48–1.05 CaO ; 2.55–3.37 MnO ; 5, 6 – 67.1–70.19 SiO_2 ; 13.21–9.73 FeO_{tot} ; 9.0–9.48 Al_2O_3 ; 5.71–6.49 K_2O ; 2.06–1.77 CaO ; 1.04–0.43 MnO ;). C – Orthoclase rim around magnetite rich globule (1044-7/8). D – Two-phase globule (1044-3/14) of magnetite (FeO_{tot} – 97.21; MnO – 2.7) and hercynite (FeO_{tot} – 51.53; Al_2O_3 – 45.86; MgO – 1.87; MnO – 0.96). *Or* – Orthoclase, *Po* – Pyrrhotite, *Mag* – Magnetite, *Hc* – Hercynite.

Table 4

Microprobe analyses of phenocrysts in andesite lava groundmass-glass

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MnO	MgO	CaO	Total
Fayalite							
1044-7(02)	29.95	—	60.24	4.86	2.69	—	97.73
1044-7(04/3)	28.84	—	62.32	3.96	2.16	—	97.28
1044-7(04/4)	31.38	—	62.07	4.40	2.07	—	99.91
1044-7(07/2)	31.17	—	60.68	2.80	3.00	—	97.65
1044-7(31/3)	30.54	—	63.41	2.86	2.81	—	99.61
Pyroxene							
1044-7(20/1)	49.50	2.17	22.24	4.61	7.53	13.25	99.29
1044-7(20/5)	48.29	2.50	22.03	4.39	8.18	13.85	99.23
1044-7(20/6)	48.95	2.13	22.40	4.59	7.42	14.07	99.59
1044-7(27/1)	48.95	2.44	16.02	3.81	8.85	18.39	98.48
1044-7(27/3)	49.14	2.43	18.22	3.10	7.31	17.98	98.18
1044-7(27/4)	49.53	3.82	14.02	3.29	9.85	19.25	99.77

where the glassy felsitic bulk rock is overflowed with light crystals and crystal fragments (prevail) of polysynthetically twined oligoclase-andesine, light-colored amphibole microcrystallites, pelitized sanidine and quartz. Striped and wavy lavas characterized by alternating light and dark bands with a thickness of 1–15 mm. The light bands are finely porous, with a predominance of the crystalline phase (feldspars, quartz) over the vitreous matrix, which crystallized into a microphelesite aggregate. In some cases, the dark bands represented by obsidian, in others – by bubbly to-foamy rhyodacite with larger void sizes than in the light bands and the predominance of the vitreous hyalopylite matrix over the crystalline phase.

2. Mineralization in lava globules

Iron. Several recent publications on Skaergaard intrusion and Kildyam subvolcanic [11, 16] rocks indicates that iron in plagioclase increases from

0.25 to 0.45 wt% FeO_{tot} with fractionation of ferrodiorites (An₄₆₋₃₂) in Skaergaard, and from 0.97 to 3.04 wt% FeO_{tot} with fractionation of olivine-clinopyroxenite (An₉₄₋₅₄) in Kildyam. The evolving liquid with fractional crystallisation increased its iron content from 20.1 to 26.5 wt% FeO_{tot} and its silica content from 47.4 to 49.6 wt% SiO₂ in Skaergaard [21] and iron content from 24.99 to 34.13 wt% FeO_{tot} and its silica content from 37.44 to 45.3 wt% SiO₂ in Kildyam. These are important prerequisites for native iron appearance in variolitic andesites.

Major tholeiitic series in both volcanic and plutonic environments world wide are supported by occurrence of immiscible globules textures [22, 23] where native iron presents as a small droplets in plagioclase or pyroxene. Known famous provinces with Fe-rich immiscible textures are: McKinney basalt, Snake River Plain, Malad river at junction

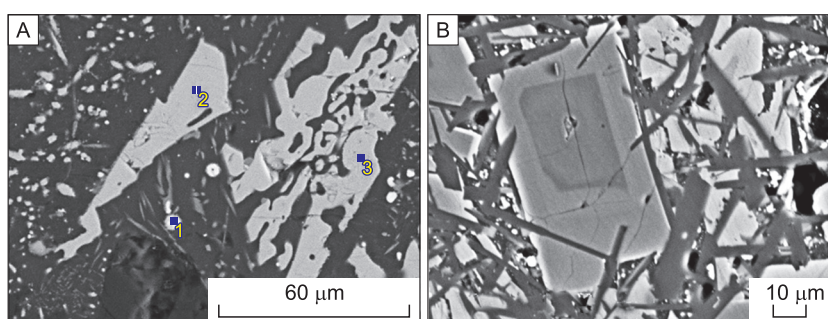


Fig. 9. Iron-rich phenocryst minerals from andesite lava evidences for olivine and clinopyroxenite minerals transition to andesite. At the same time, fayalite (A) and pyroxene (B) strongly dissolved on the migration path.

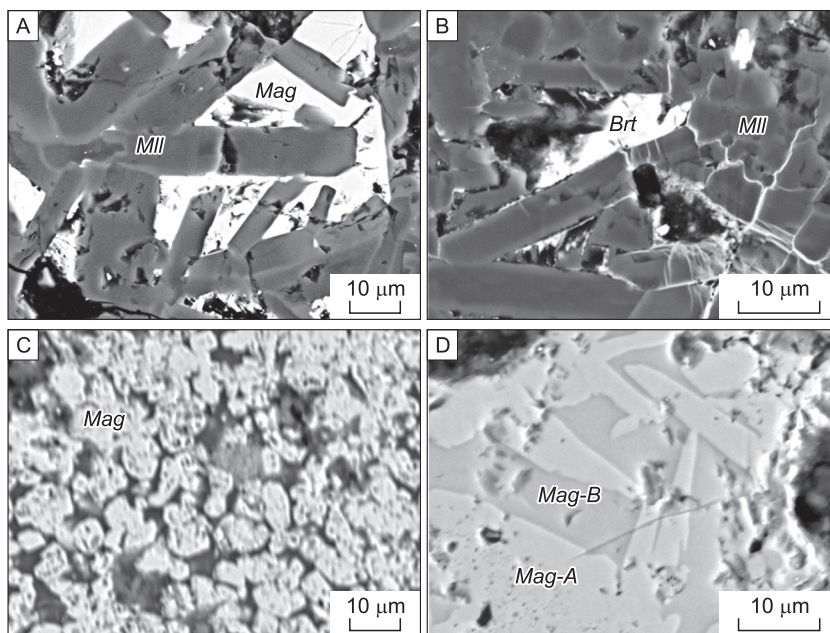


Fig. 10. Back-scattered electron images of representative melilitic and magnetite lavas [11].

A – Melilite matrix filled with magnetite. B – Depleted with magnetite melilite matrix with rare barite. C – Magnetite-A – main mineral phase; represented by fused grains of early-phase magnetite, the space between the grains is not filled. D – Late recrystallization of magnetite into Mn- and Al-Ti-rich phases *Brt* – Barite; *Mag* – Magnetite; *Mag-A* – Magnetite; *Mag-B* – Magnetite; *Mll* – Melilite.

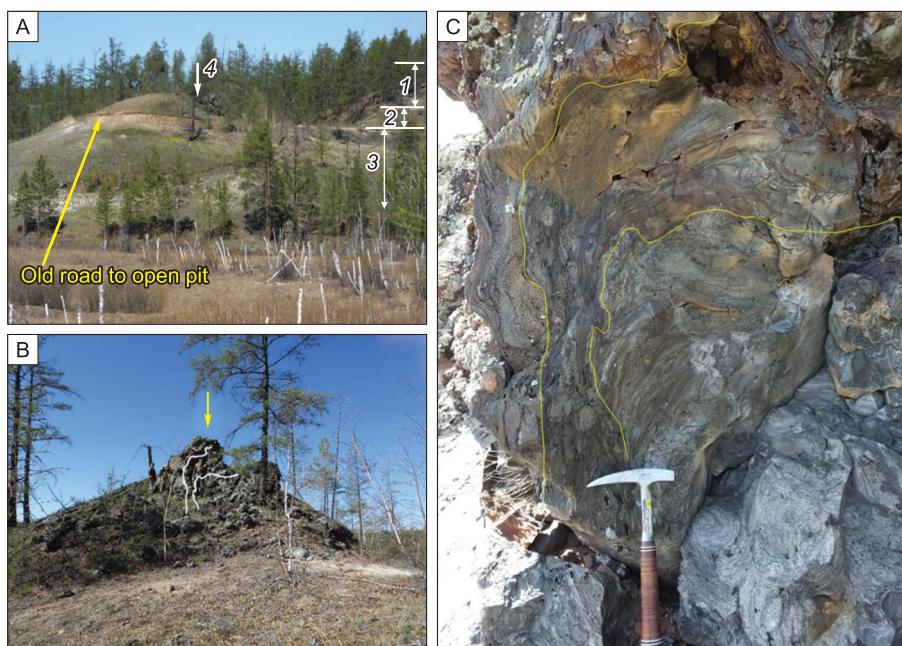


Fig. 11. Dacite extrusive cone and scoria forms the silicic eruptive sequence.

A – Volcanic cone with a diameter of 180 m (location 62.263333° 129.692529°) exposed in small open pit. Volcanic structure represented by an extrusive dome and volcanic breccias on the edges, accumulations of pumice and scoria. The top-down section presented: 1) Anneal sandstone in the sole of the layer brecciated. The sandstone fragments cemented by a lava flow, indicating that the lava has penetrated under the flow. 2) Lavabreccias are represented by fragments of anneal sandstone displaced and cemented with lava flow. 3) Volcanic flows composed of glass, banded lavas, lava breccias, pumice stones, and carapase. 4) An extrusive volcanic cone with the texture of the lava flow streaming rises up the vent and then falls on its side. B – Dacite extrusion - protruding viscous lava forms a column about 4 m high above the cone. C – Bending of the dacite lava flow from a feeder channel.

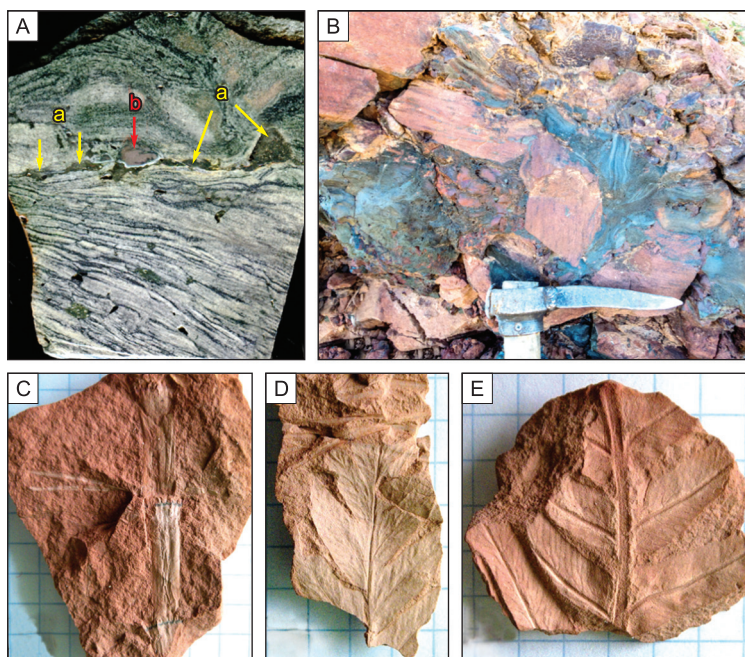


Fig. 12. Riodacite lava and red tuff exposing in the upper volcanic zone.

A – Riodacite ignimbrites (sample 1044/3, location 62.263997° 129.716967°) introduced with light fragments of cristaloclastic porous lava and black elongated scraps and lenses of glass. On the ignimbrite border scraps of a fayalite - bytownite - hedenbergite (a) and fayalite–hercynite–hematite (b) from subvolcanic complex. B – Reddish tuff brecciated and cemented with ignimbrites. C–E – The fossils of Late Jurassic flora in brick-red crystalloclastic tuffs from Kildyam volcanic succession [15]. C – *Equisetites* cf. *acmophyllus* Kiritch. B and F – *Cladophlebis aldanensis* Vachr.

with Snake River, Idaho [24]; Olivine basalt from Blowsa quarry, Tansa, Bombay, Deccan traps [25], Basalt from Jokulsa a Fjöllum, Iceland [26]. Andesite from the 1845 lava of Hekla volcano, Iceland [27]. Since 2018 Fe-rich and Si-rich immiscible textures were discovered in the Kildyam volcanic complex, Yakutia: (a) phenocrysts of plagioclase and wollastonite in andesite microlite matrix were labrador saturated with small droplets of native iron; (b) labrador filled with micro-spherules of native iron; (c) immiscible texture in glass and hedenbergite microlites, plagioclase is free of liquid iron micro-spherules; (d) immiscible texture in needle secretions of hedenbergite and phenocrysts of in plagioclase (labrador); (e) a drop of native iron in pyrrhotite; (f) spherical separation of pyrrhotite with fused drops of native iron inside.

Variolitic lavas of Kildyam mineral assemblage with native iron, include different amount of magnetite, troilite, pyrrhotite and pyrite, and is considered common in the tholeiite trap formation of the Siberian platform [28]. Native iron occurs as a large segregations and drops in the rock-forming andesites and in the phenocrysts of plagioclase and pyroxene Figure 13. Impurities of Co – 0.04–2.89 %; Ni –

0.01–1.09 %; Pt – to 1.45 %; Ir – to 2.97 % are installed in native iron.

3. Mineralization in lava vesicles

Mineralized vesicles in lava are usually grouped in chains are connected with cracks. Most of them are hollow and only some of them are filled with cristobalite, metallic sublimates, sulphides and iron-oxides. The metallic sublimates in the vesicle walls of mafic volcanic lava are morphologically and compositionally similar among the volcanoes. Based on microprobe analyses, the major of ore bearing vesicles content in Kildyam Volcanic Complex are Cu–Zn, Al–Fe–Cu and Fe–Ni–Cu–Sn alloys, Ag, Zn, Pb, Fe and Cu, Ag sulfides. Among diagnosed sulphides are Ag-tetrahedrite, argentite, galena, sphalerite, chalcopryrite, pyrite, troilite. Most common mineral in volcanic vesicles is cristobalite.

Cristobalite. Cristobalite is a low-pressure high-temperature polymorph of SiO_2 in many styles of volcanic rocks. This is typical of rapidly cooled effusive rocks, usually tends to the upper parts of basaltic, andesitic, and dacitic lava structures, and may occupy more than 10% of the rock volume, but is not a primary magmatic phase. Cristobalite is commonly found in the dome lava as a post volcanic phase. The

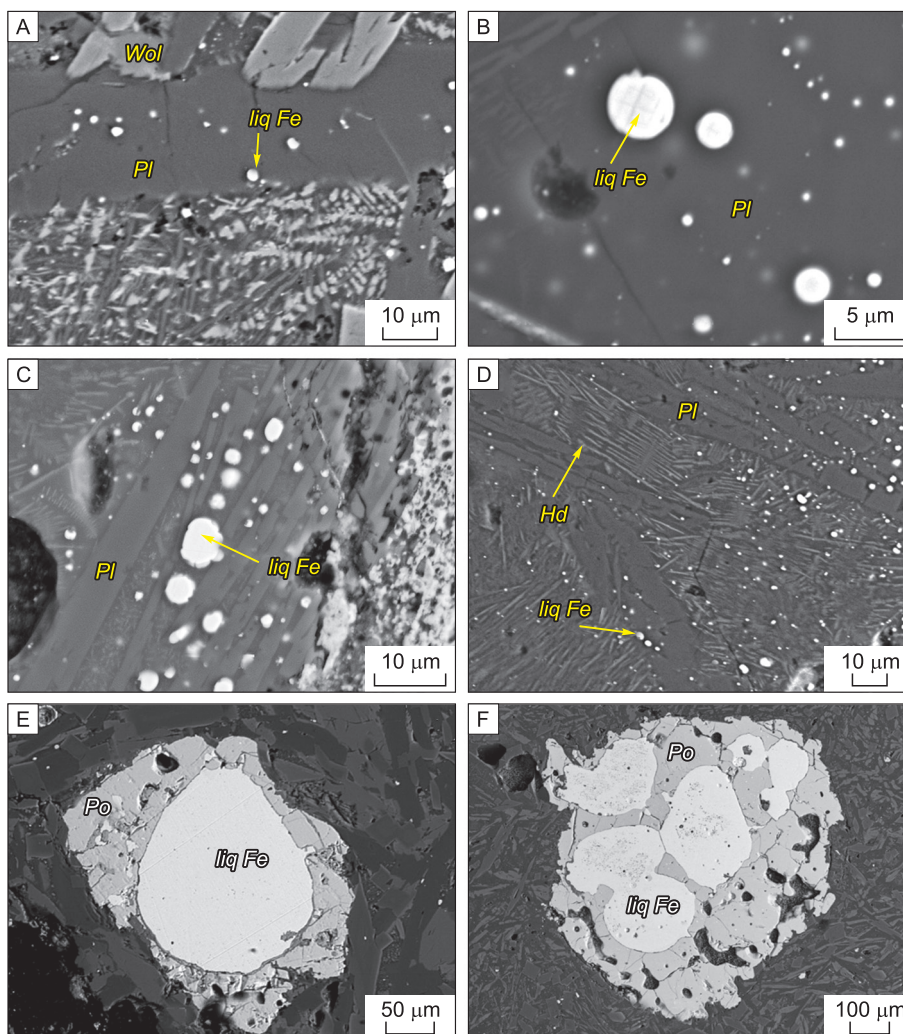


Fig. 13. Back-scattered electron images of immiscible textures in Kildyam volcanic rocks.

A – Phenocrysts of plagioclase (labrador) ($[\text{Na}_{0.388}\text{Ca}_{0.662}]_{1.1}(\text{Al}_{1.54}\text{Si}_{2.409})_{3.9}\text{O}_8\text{-SiO}_2 - 53.63, \text{Al}_2\text{O}_3 - 29.08, \text{CaO} - 13.76, \text{Na}_2\text{O} - 4.46, \text{Total} - 100.92$) and wollastonite ($\{\text{Ca}_{0.991}\}_{1.0}[\text{Fe}^{2+}_{0.09}\text{Mg}_{0.666}\text{Al}^{\text{VI}}_{0.201}]_{1.0}(\text{Si}_{2.053})_{2.1}\text{O}_6\text{-SiO}_2 - 54.93, \text{Al}_2\text{O}_3 - 4.56, \text{FeO}_{\text{tot}} - 2.89, \text{MgO} - 11.95, \text{CaO} - 24.74, \text{Total} - 99.07$) in andesite microlite matrix. Labrador saturated with small droplets of native iron. B – Labrador filled with micro-spherules of native iron. C – Immiscible texture developed in glass and hedenbergite microlites. Plagioclase is free of liquid iron micro-spherules. D – Immiscible texture developed in needle secretions of hedenbergite ($\text{SiO}_2 - 54.61, \text{Al}_2\text{O}_3 - 2.44, \text{FeO}_{\text{tot}} - 18.44, \text{MgO} - 5.11, \text{CaO} - 18.20, \text{Total} - 98.80$) ($\{\text{Ca}_{0.780}\text{Fe}^{2+}_{0.036}\}_{0.8}[\text{Fe}^{2+}_{0.580}\text{Mg}_{0.305}\text{Al}^{\text{VI}}_{0.115}]_{1.0}(\text{Si}_{2.184})_{2.2}\text{O}_6$) and phenocrysts of in plagioclase (labrador). E – A drop of native iron in pyrrhotite. F – Spherical separation of pyrrhotite with fused drops of native iron inside *Hd* – Hedenbergite; *liq Fe* – Native iron; *Po* – Pyrrhotite; *Wol* – wollastonite.

examples of San Cristobal (Mexico) by Horwell C.J. et al., Maina in Rhineland (Germany) by Reich M. et al., Yellowstone Park (USA) by Schipper C.I. et al. and in many other, make sure that presence of cristobalite indicates gas phase activity after the eruption [29–31].

Total amount of cristobalite in the Kildyam extrusive domes can reach 5 %. Kildyam post volcanic phase is composed of cristobalite (prevail), quartz and mullite. Due to high temperature of postmagmatic degassing cristobalite usually do not associate

with sulphides. Accumulations of cristobalite found in the voids of olivine-clinopyroxenite, andesite and dacite lavas (Figure 14). Cristobalite is always detected in large stretched vesicles of lava flows close to volcanic dome structures. Elongated or spherical vesicle shape of bubbles indicate (A) moving lava flow down the slope; (B) lava fills relief and stop moving.

Alloys. To better understand how copper alloys rise through the lava using vapour bubbles, we studied Cu mineralisation in different vesicles of mafic

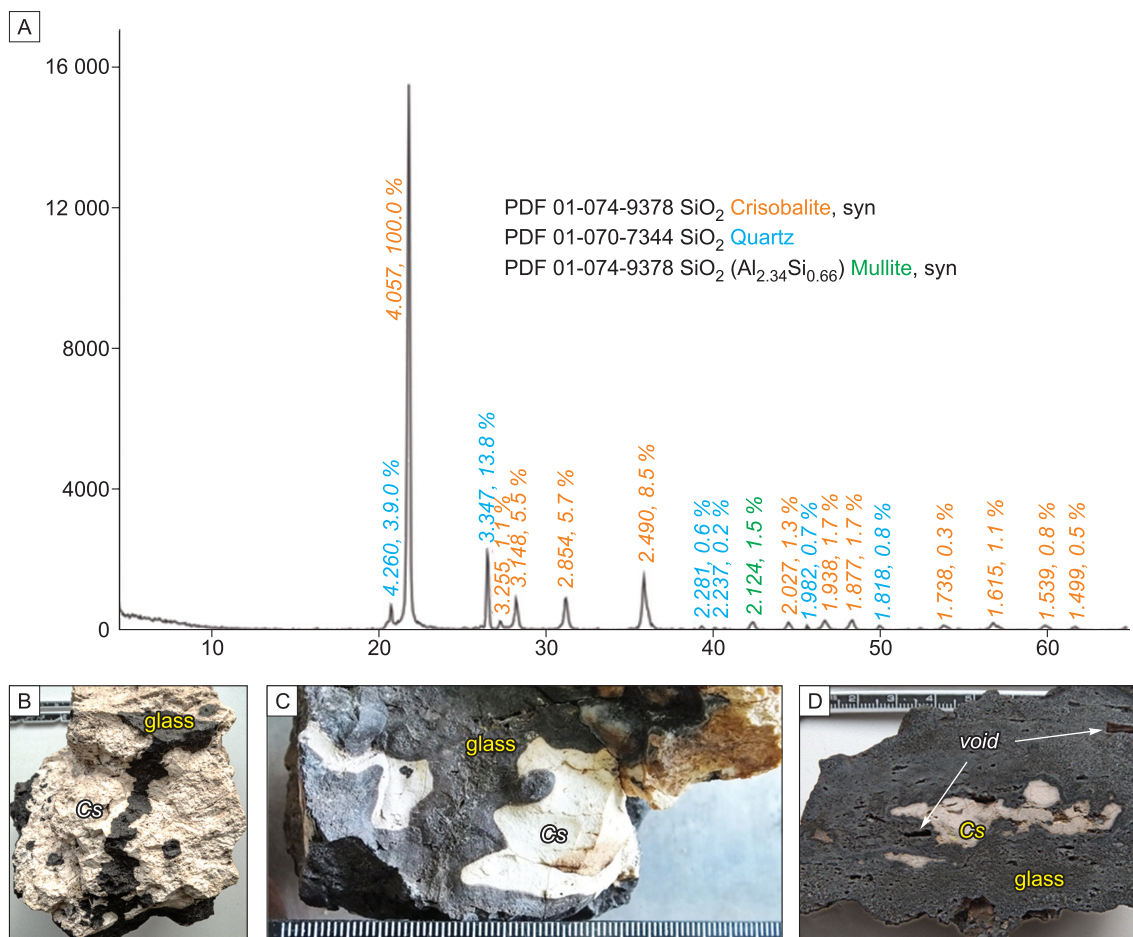


Fig. 14. Different sample styles for cristobalite in Kildyam lavas (determined by x-ray phase analysis using D2 PHASER Bruker diffractometer, CuK α radiation, 30 kV, 10 ma and database PDF-2 with Diffrac.Evaluation Package).

A – Diffractogram showing a mineral mixture of cristobalite, quartz and mullite. B – Cristobalite apparently filling all available void space (sample 1051/2). C – Different shape of voids filled with cristobalite (sample 1051/3). D – At a distance from dacitic dome some void space in lava available (sample 1051/4).

lava and scoria from Kildyam succession. As reported here, Cu-alloys have compositional variations for diverse lava systems. Copper alloys are most common in highly vesicular andesite and magnetite lava. The Kildyam eruptive products contained an abundance of Fe-Ti oxides in groundmass and Cu-alloys within the vesicles. Cu-alloys come in many shapes depending on alloy amount and vesicle volume, many of them are gold in color and not easily confused with any silic minerals Figure 15.

Metal alloy grains are attached to a vesicle walls with anorthoclase (Figure 15A, B), magnetite (Figure 15C) and silica poor glass (Figure 15D). Many of described alloys in vesicles of mafic volcanic rocks indicate wide transport and depositing of Cu–Au, Cu–Fe, Co–Fe–Ni, Cu–Sn–Co, Cu–Sn–Co–Ag (Etna), Ag–Sn–Fe, Cu–Sn–Co (Vesuvius), Fe–Cr–

Ni, Au, Cu–Pb–Zn, Cu–Sn–Co (Stromboli), Bi–Cu, Ni, Au–Fe, Bi, Cu–Sn–Co (Kilauea), Tolbachic [5, 6, 32, 33]. From 2018 to 2020 field studies at the eruptive products of Jurassic Kildyam succession we found alloys with distinct compositional variations for each lava style. Andesitic lava with vesicle in anorthoclase surrounding and Cu–Zn alloy attached to a vesicle wall (sample 1030_1/011). Crystallized magnetite lava with less glass and detached Fe–Al–Cu alloy from the wall (sample 1064_1/08). Iron-rich glass lava with Ni–Fe–Cu–Sn alloy in detached from the wall vesicle too (sample 1064_2/10).

Sulfides. Porous balls, filled with Fe, Fe–K and Cu–Fe sulfides found from Kildyam, are similar to those described in many volcanic world locations [33–35]. Balls contain subspherical agglomerations interpreted as amygdulites, partly or completely filled with

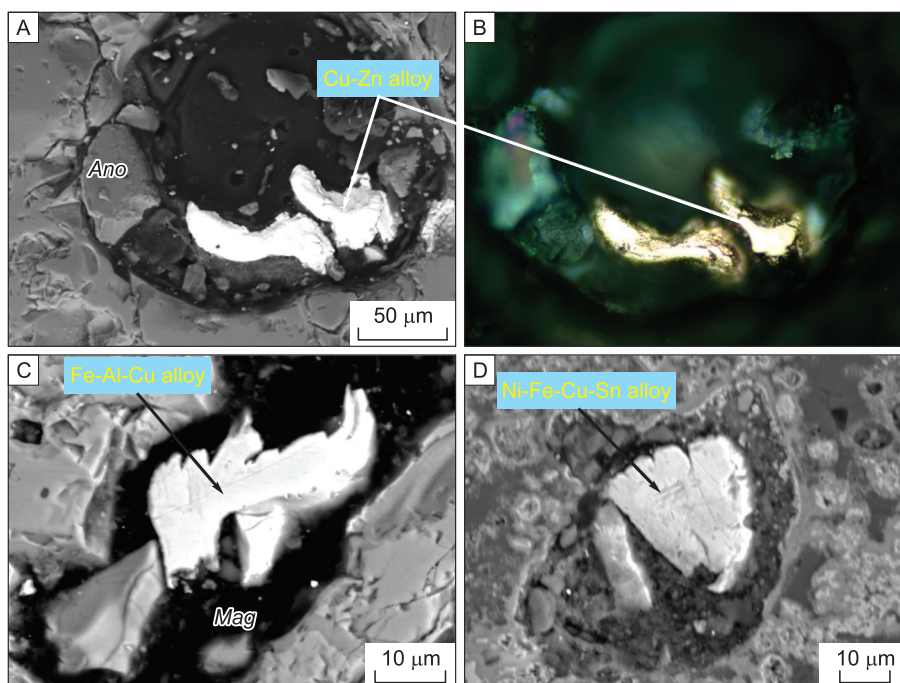


Fig. 15. Detail back-scattered electron images (A, C and D) and microphotograph in reflected light (B) of copper alloys in lava vesicles.

A and B – Vesicle in andesitic lava with anorthoclase surrounding. Cu–Zn alloy is in gold color (sample 1030_1/011). C – Vesicle surrounded with magnetite ($\text{FeO}_{\text{tot}} - 99.05$, $\text{MnO} - 0.65$) + glass ($\text{FeO}_{\text{tot}} - 56.8$, $\text{MgO} - 9.37$, $\text{CaO} - 4.17$, $\text{MnO} - 29.39$, Total – 99.73) are composed of Fe–Al–Cu alloy (sample 1064_1/08). D – Vesicle in iron-rich glass ($\text{SiO}_2 - 39.23$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 8.06$, $\text{FeO}_{\text{tot}} - 46.67$, $\text{TiO}_2 - 0.97$, $\text{MgO} - 0.54$, $\text{Na}_2\text{O} - 0.9$, $\text{K}_2\text{O} - 0.74$, Total – 97.11) with Ni–Fe–Cu–Sn alloy (sample 1064_2/10). *Ano* – anorthoclase, *Gll* – iron rich glass, *Mag* – Magnetite, *Mll* – melilite.

Table 5

Microprobe analyses of copper mineral assemblage in magnetite lava vesicles from Kildyam Volcanic Complex

Al	Fe	Ni	Cu	Zn	As	Sn	Total
Cu ₂ Zn (tongxinite)							
–	–	–	66.05	33.62	–	–	99.67
–	–	–	66.13	34.24	–	–	100.37
–	–	–	65.65	33.66	–	–	99.31
–	–	–	66.69	33.09	–	–	99.78
Fe–Al–Cu (alloy-1)							
12.95	4.17	–	83.26	–	–	–	100.38
8.27	3.94	–	87.73	–	–	–	99.94
12.24	4.37	–	83.19	–	–	–	99.8
8.61	4.1	–	84.23	–	–	–	96.94
7.15	4.22	–	86.64	–	–	–	98.01
10.1	4.32	–	85.93	–	–	–	100.35
Ni–Fe–Cu–Sn (alloy-2)							
–	16.03	14	34.69	–	–	30.62	95.34
–	23.39	11.18	36.96	–	–	24.03	95.56

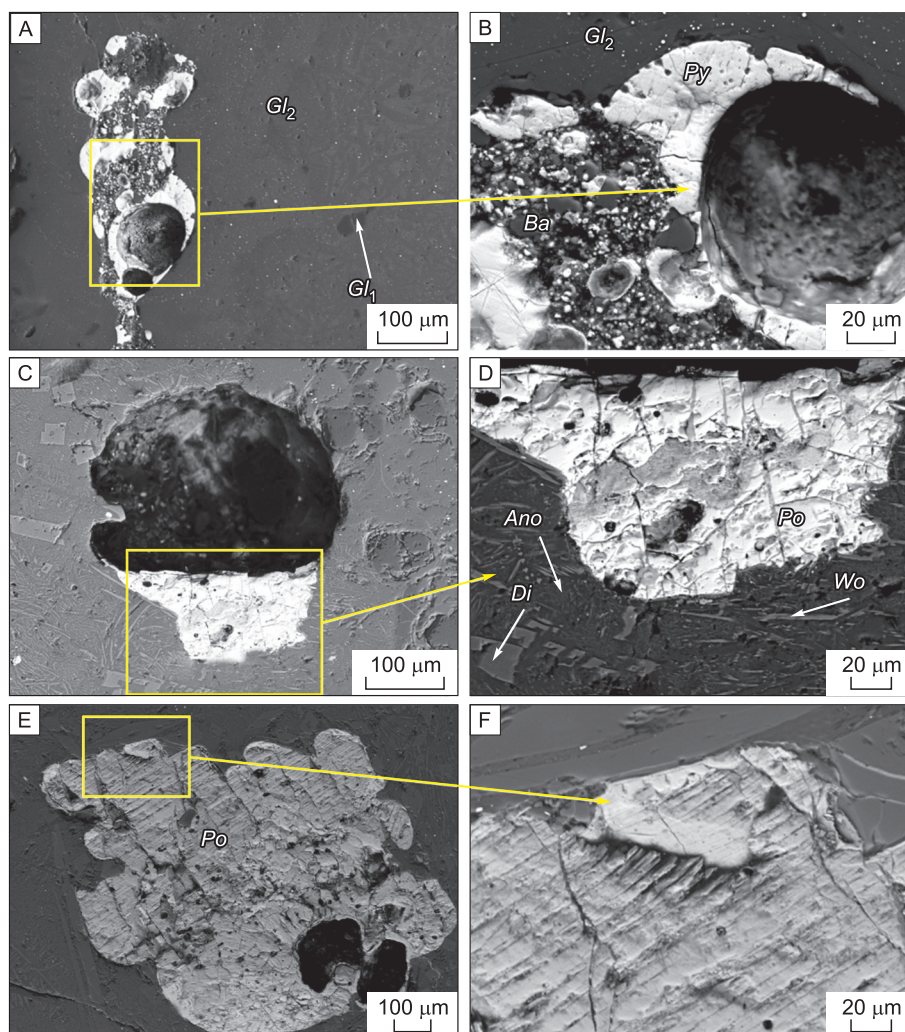


Fig. 16. Back-scattered electron images showing general forms and details of vesicles with iron sulphides saturation in andesite lava [11].

A, B – Rising assemblage of porous balls of pyrite and bartonite in andesitic lava, due to the speed of bubble formation, occur foaming and rapid solidification (general view and details, samples 1030-8\027-028). C, D – Sulfide-silicate liquid immiscibility leads to accumulation of heavy sulfide minerals in the lower part of the bubble; in many cases, these globules partially fill sub-spherical intercumulus spaces within vesicle with sulfides (general view and details, samples 1030-1\033-034). E, F – Bubbles completely filled with pyrrhotite and troilite represent the heaviest ore style in the lower parts of the lava flows (general view and details, samples 1030-1\026-027). *Ano* – anorthoclase, *Ba* – bartonite, *Di* – diopside, *Gl1* – silica variole, *Gl2* – glass with plagioclase phenocrysts, *Po* – pyrrhotite, *Py* – pyrite, *Tro* – troilite, *Wo* – wollastonite.

sulfide minerals (pyrrhotite, troilite, pyrite, chalcopryrite, bartonite); in places amygdules form elongated clusters (general view and details) (Figure 16A, B). Often gas bubbles occupy very large volumes, there are not enough sulfides, and the voids only partially occupied. Rising assemblage of porous sulfide balls in andesitic lava (Figure 16C, D). The rarest bubbles completely filled with sulfides; consisting mainly of pyrrhotite and less often troilite (Figure 16E, F).

Sulfide melts are presented in three forms; (1) as sulfide phases in olivine-clinopyroxenite (about

89 mol% of Fo) melt, (2) sulfide inclusions hosted by andesite lava, and (3) inclusions in interstitial to the groundmass (pyroxene, plagioclase, and magnetite) minerals. Kildyam sulfide liquids enriched in Au – 0.21–3.15, Ag – 0.15–1.68, Pt – 0.52–2.88 (outcrop 1039); Au – 0.1–2.71, Ag – 0.11–1.47, Pt – 0.04–3.36, Co – 0.04–2.89, Ni – 0.01–1.09 (outcrop 1030).

In 2015–2020, sampling program successfully discovered unknown sulfide mineralization [11, 14, 16]. By now, chalcopryrite is a minor ore mineral, but the

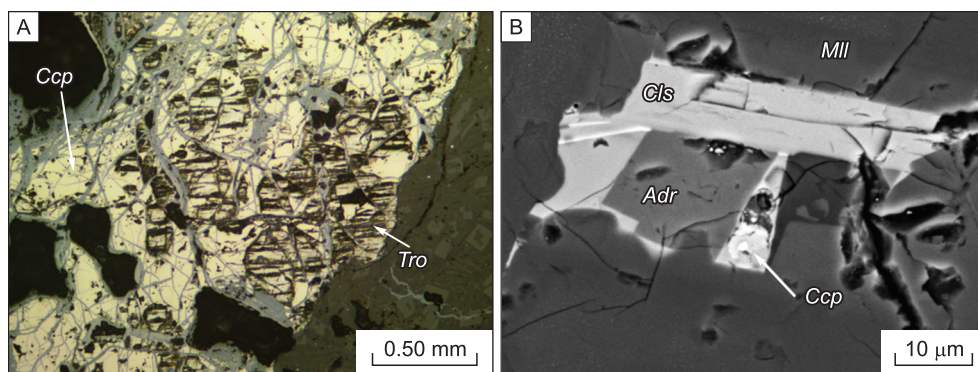


Fig. 17. Diverse copper mineral associations in chalcopyrite-troilite and mineralised melilitic rocks.

A – Close-up photomicrograph of chalcopyrite-troilite intergrowths in the bottom of a vesicle in olivine-clinopyroxenite (sample 1039). B – Melilitite with less celsian and androdite chalcopyrite spherule (sample 1064-3). *And* – androdite, *Ccp* – chalcopyrite, *Cls* – Celsian, *Mll* – melilite, *Tro* – troilite.

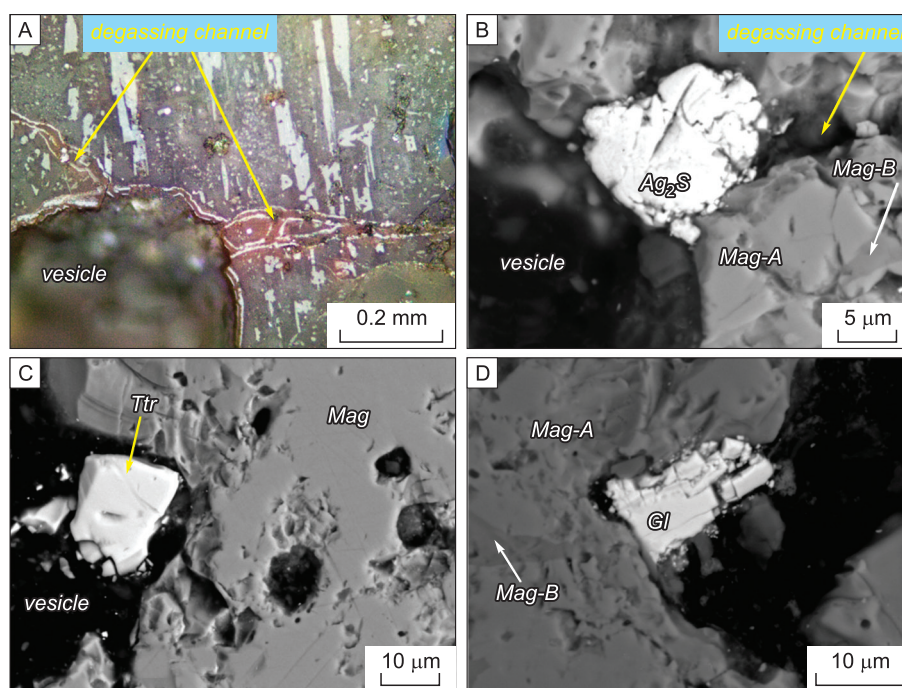


Fig. 18. Typical ovoid morphology for the vesicle structure in the andesitic lava and associated degassing channels with the sulfide sublimates.

A – Optical reflected light microphotograph of mineralized vesicles in andesitic lava. Vesicles and degassing channels are grouped in chains and connected with cracks, filled with sulfides sublimates, iron-oxides and cristobalite. B–D – Back-scattered electron images showing silver and lead minerals in the magnetite lava vesicles. B – Crystal of Ag-tetrahedrite (sample 1064-1-16); C – Grain of Cu-Fe-argentite (sample 1064-1-06); D – Galena grain. *Ag₂S* – Argentite, *Gl* – Galena, *Mag* – Magnetite, *Mag-A* – Magnetite; *Mag-B* – Magnetite; *Ttr* – Tetrahedrite.

situation may change due to the discovery of new ore-bearing structures. Occurrence of diverse copper mineral associations in the Kildyam volcanic succession documented in (A) complex shaped and sized globules hosted of chalcopyrite-troilite inter-

growths in olivine-clinopyroxenite, and (B) globular disseminated chalcopyrite in mineralised melilitic rocks; chalcopyrite is armored (completely encased in a silicate phase) in plagioclase and pyroxene Figure 17.

Table 6

Kildyam sulfides in different volcanic occurrence

Sample	S	K	Fe	Co	Ni	Cu	As	Total
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Pyrrhotite ($\text{Fe}^{2+}_{0.95}\text{S}$)								
From ore globules in pyroxenite matrix								
1039-1(2/2)	38.39	—	60.03	1.13	0.09	0.36	—	100.00
1039-1(2/7)	38.16	—	60.93	0.88	0.13	0.34	—	100.14
1039-1(4/5)	39.53	—	58.97	0.44	0.43	—	—	99.37
1039-1(4/8)	38.61	—	59.80	0.13	—	0.11	—	98.65
1039-1(4/9)	38.93	—	59.29	0.59	0.23	—	—	99.04
1039-1(6/1)	38.49	—	59.30	1.58	0.31	0.53	—	100.00
1039-1(6/5)	38.28	—	59.30	1.58	0.31	0.53	—	100.00
1039-1(6/6)	37.79	—	58.88	0.75	0.62	0.31	—	98.36
1039-1(6/7)	38.19	—	59.74	0.36	0.09	0.21	—	98.59
1039 (4/1)	38.69	—	61.22	0.11	0.11	0.38	—	100.52
1039 (6/1)	38.59	—	59.48	0.73	0.09	0.69	—	99.58
From surrounding of iron liquids in andesite								
1030-1(2/1)	38.60	—	61.31	0.49	0.14	0.21	—	100.76
1030-1(2/4)	37.15	—	61.41	0.69	—	0.11	—	99.36
1030-1(14/2)	37.16	—	61.60	0.65	0.21	—	—	99.62
1030-1(16/1)	38.06	—	60.41	0.46	0.30	0.69	—	99.93
1030-10(31/2)	35.59	—	61.39	0.65	1.23	0.66	—	99.52
1030-10(31/5)	35.87	—	60.94	0.42	—	0.23	—	97.45
Troilite (Fe^{2+}S)								
From the bubble edges in andesite								
1030-1(27/1)	36.22	—	64.02	0.14	—	0.22	—	100.59
1030-1(3/2)	36.09	—	63.90	0.12	0.32	0.07	—	100.50
1030-1(7/1)	37.33	—	62.43	0.39	0.11	—	—	100.26
1030-1(7/2)	34.03	—	63.01	1.44	0.45	0.24	—	99.17
1030-1(8/1)	36.71	—	62.87	0.22	0.39	0.29	—	100.48
1030-1(8/2)	36.28	—	63.08	0.22	0.44	—	—	100.02
1030-1(8/4)	36.31	—	64.16	0.18	0.09	0.14	—	100.89
1030-1(8/5)	36.58	—	63.53	0.46	0.10	—	—	100.68
1030-1(9/5)	37.08	—	62.39	0.41	0.31	0.17	—	100.47
1030-1(10/1)	37.66	—	62.59	0.16	0.39	0.12	—	100.92
1030-1(15/2)	35.25	—	63.55	0.39	0.23	0.20	—	99.63
From drops of iron liquids in andesite								
1030-10(18/2)	36.29	—	63.16	0.28	0.39	0.48	—	100.60
1030-10(18/3)	36.11	—	63.48	—	—	0.02	—	99.61
1030-10(18/4)	35.45	—	62.99	0.29	—	—	—	98.73
1030-10(18/5)	35.68	—	62.82	—	0.59	0.70	—	99.80
1030-10(19/4)	35.67	—	63.27	0.71	—	0.23	—	99.86
1030-10(19/7)	34.96	—	62.60	1.10	0.09	0.17	—	98.93
1030-10(25/1)	35.57	—	62.89	0.47	0.36	0.16	—	99.44
1030-10(29/2)	35.69	—	62.99	0.86	—	0.16	—	99.70

1	2	3	4	5	6	7	8	9
1030-10(33/2)	33.68	—	64.67	0.28	0.38	—	—	99.01
Pyrite (Fe^{2+}S_2)								
From the bubble edges in andesite								
1030-1(27/1)	54,42	—	44,49	—	—	—	—	98,91
1030-1(27/2)	56,11	—	42,95	—	—	—	—	99,06
1030-1(27/3)	52,49	—	44,60	—	—	—	—	97,09
Bartonite ($\text{K}_3\text{Fe}^{2+}_{10}\text{S}_{14}$)								
From bubbles in andesite								
1044-7(35/1)	39.35	9.76	49.77	—	—	—	—	98.88
1044-7(35/2)	39.39	9.02	50.31	—	—	—	—	98.72
1044-7(35/3)	40.59	9.82	47.12	—	—	—	—	97.52
1044-7(35/4)	40.26	8.80	49.51	—	—	—	—	98.57
1044-7(35/5)	40.05	9.36	48.56	—	—	—	—	97.97
1044-7(35/6)	39.89	8.82	49.47	—	—	—	—	98.18
Chalcopyrite ($\text{CuFe}^{2+}\text{S}_2$)								
From liquids in melilitite								
1064-3(16/1)	34.15	—	33.05	—	1.62	26.91	4.78	100.51
1064-3(16/2)	34.74	—	39.93	—	1.06	20.32	1.63	97.68
1064-3(16/3)	34.88	—	31.43	—	1.64	26.94	3.92	98.81

Table 7

Microprobe analysis of Ag-minerals in vesicles from magnetite lava, in % (from [11])

Sample	Cu	Ag	Fe	Zn	Sb	As	S	Total
Ag-tetrahedrite								
1064-16	31.71	6.10	5.72	4.07	25.96	2.39	23.41	99.36
1064-16	31.71	6.19	5.08	5.82	24.72	1.74	24.45	99.71
1064-16	32.31	6.06	5.64	5.33	24.27	2.14	23.84	99.59
1064-16	31.33	6.35	6.44	4.48	22.75	2.2	24.71	98.26
1064-16	31.58	5.73	5.03	4.07	25.34	1.44	24.11	97.30
1064-16	32.79	5.71	5.28	5.97	26.17	1.46	22.01	99.39
1064-16	32.37	5.72	5.41	3.56	25.78	1.43	24.77	99.04
Cu-Fe-argentite								
1064-06	3.95	78.22	2.27	—	—	—	15.18	99.63
1064-06	3.49	78.77	2.50	—	—	—	14.62	99.38
1064-06	3.62	79.26	1.23	—	—	—	13.16	97.27
1064-06	1.93	79.00	2.92	—	—	—	14.21	98.07
1064-06	2.51	79.32	2.49	—	—	—	14.64	98.97

Our results support igneous vapor transport of antimony-silver-copper-lead-iron-zinc-sulfur into silver minerals system, and imply preconcentration in mafic volcanic system during lava solidification. Among diagnosed sulphides are Ag-tetrahedrite, argentite, galena, chalcopyrite, pyrite, troilite; two of silver minerals – Ag-tetrahedrite and Cu-Fe-argentite diagnosed in the andesitic lava vesicles (Fi-

gure 18, Table 6 and Table 7) [11]. A degassing model envisions initial Ag enrichment in crystallizing interstitial liquid and further enrichment in a separating vapor phase Figure 18A.

Conclusions

Low S content in the Kildyam magma come initially from fayalite, clinopyroxene, plagioclase and

magnetite parent magma. All Kildyam volcanic processes somehow occur in connection with the iron enrichment, (1) during the early stage of fine-grained subvolcanic olivine-clinopyroxenite and pyrrhotite; globular igneous sulfides is a first proposed style of economic deposit formation, (2) the second proposed style of economic mineralization in Kildyam is to be a magnetite-bearing lava; iron enrichment of the melilitic melt phase, followed by iron depletion and silica enrichment. Kildyam magnetite crystallization mark the end of absolute iron enrichment in magma, the same way as in the Skaergaard intrusive [36]. Accumulation of large sulfide volumes, fayalite and augite near the surface, indicate possible existence of substantially heavier rocks located deeper. This is confirmed with a presence of an unusual complicated mineral phase of spinelide, discovered in andesite-variolitic lavas; it is a mix of ulvespinel (Fe_2TiO_4) $\pm$ spinel (MgAl_2O_4), enriched with Nb. Back-scattered electron image show fragments of ulvospinel skeletal crystal in glass matrix, which most likely came from olivine-clinopyroxenite.

The vesicle-hosted alloys and sulfides provide significant new data on metal transport and precipitation from high-temperature magmatic vapors. During syneruptive vapor phase exsolution, (3) volatile metals (Cu–Zn, Fe–Al–Cu, Ni–Fe–Cu–Sn) and Ag–Cu-sulfides contribute to the formation of economic concentrations. Our research confirmed that tholeiitic trend of iron-rich olivine-pyroxenites evolves towards two immiscible liquids - magnetite lava and melilitite matrix. Further evolution lead to the separation of native iron and the transition of lavas to the silica-rich calc-alkaline trend. Petrographic and microprobe studies confirmed the liquid immiscibility in silicate melts during crystallization. Immiscible liquids are preserved as globules of one glass in another in andesites and as melted inclusions of native iron in matrix, clinopyroxene and plagioclase phenocrysts.

Author Contributions

The author express his gratitude to Olga Fomenko, Professional Geoscientist Ontario, Golder Associates Ltd. for her constructive comments and excellent suggestions that helped to improve the manuscript. I am grateful for the support of the idea of studying the Kildyam Volcanic Complex and numerous discussions on all aspects of volcanism to the Institute colleagues – Vera A. Trunilina, Oleg B.

Oleinikov, Vitaliy S. Grinenko, and Maria S. Jelonkina. Tatyana I. Vasileva is thanked for excellent x-ray analyses of volcanic rocks. Microprobe analyses were provided with the great help of Maria S. Jelonkina. Sample preparation for microscope and microprobe studies were well done by Vladimir Kurchatov.

Funding

This research was funded by Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, project number 0381-2019-004.

References

1. Hattori K.H., Keith J.D. Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization: evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA // *Miner. Depos.* Springer, 2001. Vol. 36, No. 8. P. 799–806.
2. Meeker K.A. *et al.* Emission of elemental gold particles from Mount Erebus, Ross Island, Antarctica // *Geophys. Res. Lett.* Wiley Online Library, 1991. Vol. 18, No. 8. P. 1405–1408.
3. Hinkley T.K. *et al.* Metal emissions from Kilauea, and a suggested revision of the estimated worldwide metal output by quiescent degassing of volcanoes // *Earth Planet. Sci. Lett.* Elsevier, 1999. Vol. 170, No. 3. P. 315–325.
4. Allard P. *et al.* Acid gas and metal emission rates during long-lived basalt degassing at Stromboli volcano // *Geophys. Res. Lett.* Wiley Online Library, 2000. Vol. 27, No. 8. P. 1207–1210.
5. Hunter E.A.O. *et al.* Vapor Transport and Deposition of Cu–Sn–Co–Ag Alloys in Vesicles in Mafic Volcanic Rocks // *Econ. Geol. Society of Economic Geologists*, 2020. Vol. 115, No. 2. P. 279–301.
6. Li P., Boudreau A.E. Vapor transport of silver and gold in basaltic lava flows // *Geology. Geological Society of America*, 2019. Vol. 47, No. 9. P. 877–880.
7. Symonds R.B., Reed M.H. Calculation of multi-component chemical equilibria in gas-solid-liquid systems: Calculation methods, thermochemical data, and applications to studies of high-temperature volcanic gases with examples from Mt. St. Helens // *Am. J. Sci. States*). 1993. Vol. 293, No. 8.
8. Sharygin V.V. *et al.* Copper-containing magnesioferrite in vesicular trachyandesite in a lava tube from the 2012–2013 eruption of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia // *Minerals. Multidisciplinary Digital Publishing Institute*, 2018. Vol. 8, No. 11. P. 514.
9. Kamenetsky V.S. *et al.* High-temperature gold-copper extraction with chloride flux in lava tubes of Tolba-

- chik volcano (Kamchatka) // *Terra Nov.* Wiley Online Library, 2019. Vol. 31, No. 6. P. 511–517.
10. *Ovalle J.T. et al.* Formation of massive iron deposits linked to explosive volcanic eruptions // *Sci. Rep.* 2018. Vol. 8, No. 1. P. 14855.
 11. *Kostin A.V.* Immiscible silica- and iron-rich melts at the Kildyam volcano complex (central Yakutia, Russia) // *Arct. Subarct. Nat. Resour.* 2020. Vol. 25, No. 2. P. 25–44.
 12. *Afanasyev V.P., Pokhilenko N.P., Grinenko V.S., Kostin A.V., Malkovets V.G.* O.O.B. Kimberlitic magmatism in the south-western flank of the Vilui basin // *Dokl. Earth Sci.* 2020. Vol. 2, No. 490. P. 5–9.
 13. *Smelov A.P., Surnin A.A.* Gold of the city of Yakutsk // *Sci. First Hand.* 2010. № 4 (34). P. 16–19.
 14. *Kostin A.V., Grinenko V.S., Oleinikov O.B., Jelonkina M.S., Krivoshapkin I.I.* V.A.E. The first data about the manifestation of the Upper Cretaceous volcanism of transition zone «Siberian platform – Verkhoyansk-Kolyma folded area» // *Arct. Subarct. Nat. Resour.* 2015. Vol. 1, No. 77. P. 30–36.
 15. *Grinenko V.S., Kostin A.V., Kirichkova A.I.* Z.M.S. NEW DATA ON THE UPPER JURASSIC - LOWER CRETACEOUS ROCKS IN THE EASTERN SIBERIAN PLATFORM // *Vestn. Vor. Gos. Univ. Ser. Geol.* 2018. Vol. 2. P. 48–55.
 16. *Kostin A.V., Trunilina V.A.* Volcanogenic creations of Kangalassky terrace (left bank of the Lena River, Central Yakutia) // *Adv. Curr. Nat. Sci.* 2018. Vol. 5. P. 92–100.
 17. *Bakillah M., Liang S.* Open geospatial data, software and standards // *Open Geospatial Data, Softw. Stand.* 2016. Vol. 1, No. 1. P. 1.
 18. *Minghini M. et al.* Geospatial openness: from software to standards & data // *Open Geospatial Data, Softw. Stand.* 2020. Vol. 5, No. 1. P. 1.
 19. *Andersen J.C.* Postmagmatic sulphur loss in the Skaergaard intrusion: implications for the formation of the Platinova Reef // *Lithos. Elsevier*, 2006. Vol. 92, No. 1–2. P. 198–221.
 20. *Kostin A.V.* A new geological feature of volcanic origin in the Lena-Vilyui watershed (east of Siberian platform) // *Adv. Curr. Nat. Sci.* 2017. Vol. 2. P. 100–105.
 21. *Tegner C.* Iron in plagioclase as a monitor of the differentiation of the Skaergaard intrusion // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 1997. Vol. 128, No. 1. P. 45–51.
 22. *Charlier B., Namur O., Grove T.L.* Compositional and kinetic controls on liquid immiscibility in ferrobasalt-rhyolite volcanic and plutonic series // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2013. Vol. 113. P. 79–93.
 23. *Honour V.C. et al.* Microstructural evolution of silicate immiscible liquids in ferrobasalts // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 2019. Vol. 174, No. 9. P. 77.
 24. *LEEMAN W.P., VITALIANO C.J.* Petrology of McKinney Basalt, Snake River Plain, Idaho // *GSA Bull.* 1976. Vol. 87, No. 12. P. 1777–1792.
 25. *Philpotts A.R.* Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks // *Contrib. to Mineral. Petrol.* Springer, 1982. Vol. 80, № 3. P. 201–218.
 26. *Waitt R.B.* Great Holocene Floods along Jökulsá á Fjöllum, North Iceland // *Flood and Megaflood Processes and Deposits.* 2002. P. 37–51.
 27. *LARSEN G. et al.* A shift in eruption mode of Hekla volcano, Iceland, 3000 years ago: two-coloured Hekla tephra series, characteristics, dispersal and age // *J. Quat. Sci.* John Wiley & Sons, Ltd, 2020. Vol. 35, No. 1–2. P. 143–154.
 28. *Tomshin M.D. et al.* Native iron in the dolerites of the Aikhal sill (the first discovery in Yakutia) // *Arct. Subarct. Nat. Resour.* Государственное учреждение Академия наук Республики Саха (Якутия), 2019. Vol. 24, No. 3. P. 50–63.
 29. *Horwell C.J. et al.* The nature and formation of cristobalite at the Soufrière Hills volcano, Montserrat: implications for the petrology and stability of silicic lava domes // *Bull. Volcanol.* Springer, 2013. Vol. 75, No. 3. P. 1–19.
 30. *Reich M. et al.* Formation of cristobalite nanofibers during explosive volcanic eruptions // *Geology. Geological Society of America*, 2009. Vol. 37, No. 5. P. 435–438.
 31. *Schipper C.I. et al.* Cristobalite in the 2011–2012 Cordón Caulle eruption (Chile) // *Bull. Volcanol.* 2015. Vol. 77, No. 5. P. 34.
 32. *Nadeau O.* Ore metals beneath volcanoes // *Nat. Geosci.* 2015. Vol. 8, No. 3. P. 168–170.
 33. *Silaev V.I. et al.* Mineral Phase Paragenesis in Explosive Ejecta Discharged by Recent Eruptions in Kamchatka and on the Kuril Islands. Part 2. Accessory Minerals of the Tolbachik Type Diamonds // *J. Volcanol. Seismol.* 2019. Vol. 13, No. 6. P. 376–388.
 34. *Kamenetsky V.S. et al.* Silicate-sulfide liquid immiscibility in modern arc basalt (Tolbachik volcano, Kamchatka): Part II. Composition, liquidus assemblage and fractionation of the silicate melt // *Chem. Geol.* 2017. Vol. 471. P. 92–110.
 35. *Zelenski M. et al.* Silicate-sulfide liquid immiscibility in modern arc basalt (Tolbachik volcano, Kamchatka): Part I. Occurrence and compositions of sulfide melts // *Chem. Geol.* 2018. Vol. 478. P. 102–111.

MINERALIZATION IN THE KILDYAM MAFIC VOLCANIC ROCKS

36. Li C., Boudreau A.E. The origin of high-Cu/S sulfides by shallow-level degassing in the Skaergaard intrusion, East Greenland // *Geology*. GeoScienceWorld, 2017. Vol. 45, No. 12. P. 1075–1078.

Поступила в редакцию 10.04.2021

Принята к публикации 24.05.2021

About the author

KOSTIN Aleksey Valentinovich, Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), chief reseacher, Diamond and Precious Metals Geology Institute SB RAS, 39 Lenina pr., Yakutsk 677000, Russia, <http://orcid.org/0000-0002-5778-6505>, a.v.kostin2006@rambler.ru

Citation

Kostin A.V. Mineralization in the Kildyam mafic volcanic rocks – a magmatic contribution to ore-forming fluids (Central Yakutia, Russia) // *Arctic and Subarctic Natural Resources*. 2021. Vol. 26, No. 2. pp. 49–71. (In Russ.) <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-3>

Мамонтовая фауна окрестностей термокарстового озера Булгунняхтах (Усть-Янский район, Якутия)

Е.Н. Мащенко^{1, 2}, В.В. Плотников^{2, *}

¹Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

²Академия наук Республики Саха, Якутия, Якутск, Россия

*mammothus@mail.ru

Аннотация. В статье представлены результаты полевых палеонтологических исследований в рамках программы НИР «Биологические аспекты фауны мамонтов», проведенных в Усть-Янском районе Республики Саха (Якутия) на берегу термокарстового озера Булгунняхтах в 2013 г. В работе отражена история исследования мамонтовой фауны в Якутии и затронуты вопросы изучения фауны крупных млекопитающих в целом. В ходе полевых работ на этом местонахождении было найдено более 200 экземпляров костных остатков крупных млекопитающих мамонтовой фауны верхнего неоплейстоцена северо-востока Евразии: *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1799); неоплейстоценовая лошадь – *Equus lenensis* Russanov, 1968; шерстистый носорог – *Coelodonta antiquitatis* Blumenbach, 1799; первобытный бизон – *Bison* sp.; овцебык – *Ovibos* sp.; северный олень – *Rangifer tarandus* Smith, 1827; благородный олень – *Cervus canadensis cherskii*; лось – *Alces alces* L.; волк – *Canis lupus* L. Также рассматриваются возможные причины и сезон гибели этих животных в данной местности в каргинское время позднего неоплейстоцена и возможные причины формирования подобных местонахождений на севере Якутии.

Ключевые слова: верхний неоплейстоцен, Якутия, млекопитающие, мамонтовая фауна, термокарстовое озеро.

Введение

Мамонтовая фауна на территории Якутии исследуется более 200 лет. Особенно активно исследования проводятся последние 30 лет в связи с интенсивным освоением районов Крайнего Севера. Важным обстоятельством, позволяющим успешно проводить здесь такие исследования, являются географические, ландшафтные и климатические условия Якутии. Развитие мощных льдистых отложений, сформировавшихся на территории Якутии в разные эпохи неоплейстоцена, способствовало аккумулярованию остатков неоплейстоценовых млекопитающих, включая их мерзлые мумии.

За период изучения млекопитающих мамонтовой фауны верхнего неоплейстоцена были установлены многие особенности морфологии, палеогеографии и палеоэкологии животных этого фаунистического комплекса. Определены хронологические рамки существования разных видов мамонтового комплекса, сделаны предположения о причинах вымирания структурообразующих

видов этой фауны. Тем не менее, остается большой круг вопросов, которые пока не рассмотрены или исследованы недостаточно.

Одним из принципиальных вопросов является генезис формирования крупных местонахождений остатков млекопитающих мамонтовой фауны. Формирование местонахождений в долинах рек имеет несколько объяснений, связанных с конкретным участком речной долины [1, 2], и в отдельных случаях, возможно, проходило при участии человека [2, 3]. Причины формирования и тафономия местонахождений остатков мамонтовой фауны на берегах термокарстовых озер – вопрос, который до настоящего времени практически не рассматривался. Одной из гипотез образования местонахождений термокарстовых озер является формирование талика – расплавленная толща ила в полувзвешенном состоянии, глубина которой составляет около 3–4 м. По версии Г.Г. Боескорова и др. [2], такие участки являлись (и в настоящее время являются для современных млекопитающих) природными ловушками

Материалы и методы исследования

Сбор остатков крупных млекопитающих осуществлялся пешими маршрутами по южному берегу исследуемого озера, включая их сбор с мелководных прибрежных участков. Протяженность маршрутов составляла от 1,5 до 2,5 км. Краниологические и другие измерения костей и зубов проводились штангенциркулем с точностью до 0,01 мм, по стандартной методике [4, 5]. Измерение мощности разреза и определение расстояний при полевых работах делалось мерной металлической лентой (3 м).

Радиоуглеродный анализ черепа молодой особи шерстистого носорога (№ УЯУ-1), найденного на местонахождении в 2012 г., показал возраст 26170 ± 150 лет назад (GrA-57033), что соответствует каргинскому времени позднего неоплейстоцена.

В работе использованы подразделения четвертичной системы согласно постановлению Межведомственного стратиграфического комитета (1998), по которому нижний неоплейстоцен располагается в пределах 1,8–0,8 млн лет. Средний неоплейстоцен по этой шкале располагается в пределах 0,8–0,13 (0,12) млн лет, а верхний неоплейстоцен – 0,13 (0,12)–0,01 млн лет; период начала голоцена – 0,01 млн лет.

Описание участка сбора костей и некоторые выводы о составе фауны этого местонахождения

В августе 2013 г. авторами публикации проводилось обследование озера Булгунняхтах, Усть-Янского улуса на предмет поиска остатков млекопитающих мамонтовой фауны (рис. 1). Следует отметить, что результатом обследования были первые данные о видовом и количественном составе крупных млекопитающих этого района Яно-Индигирской низменности. Ранее этот район северо-запада низменности вообще не был охарактеризован с палеонтологической точки зрения. Его удаленность и относительная труднодоступность определяют отсутствие данных о мамонтовой фауне конца позднего неоплейстоцена этой области. Сборы палеонтологической коллекции, проведенные на оз. Булгунняхтах сотрудниками Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН и Отдела изучения мамонтов и мамонтовой фауны АН РС (Я) в августе 2013 г., представляют первые предварительные данные

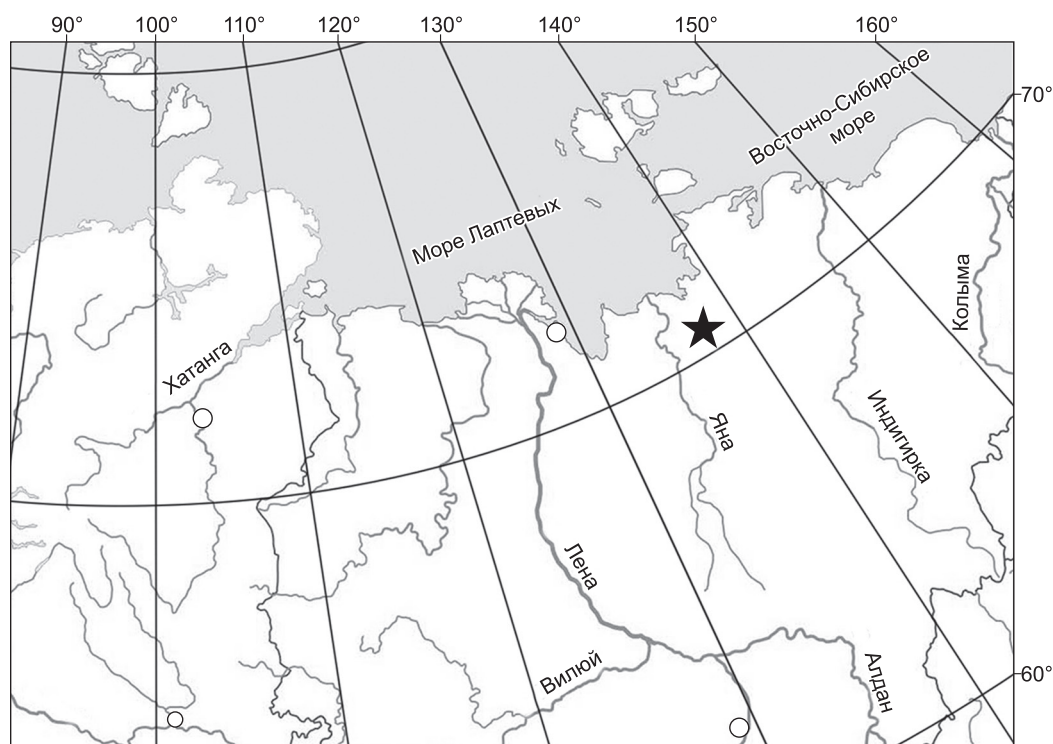


Рис. 1. Карта местонахождения остатков животных мамонтовой фауны, оз. Булгунняхтах, Усть-Янский район.

Fig. 1. Map of location of the mammoth fauna animals remains, Lake Bulgunnyakhtakh, Ust-Yansky district.



Рис. 2. Термокарстовая терраса юго-восточного берега озера Булгунняхтах, общий вид.

Fig. 2. Thermokarst terrace of south-eastern shore of the lake Bulgunnyahtah.

о фауне крупных млекопитающих мамонтовой фауны этого района.

Озеро Булгунняхтах является термокарстовым озером, образовавшимся в результате сезонной оттайки 40-метровых льдистых отложений, формирующих его борта и почти полностью состоящих из льда (рис. 2). Доля льда в отложениях южного берега озера превышает 95 %. Кровлю береговой террасы оз. Булгунняхтах составляют 60–75 см отложений лессовидных суглинков и 10–15 см современного почвенного слоя. Юго-восточный берег максимально экспонирован в летнее время для воздействия солнца и, за счет летней (сезонной) оттайки, происходит значительная латеральная эрозия берега на всем протяжении (3,5–4 км) юго-восточного берега. Эрозия вызывает сползание блоков оттаявшей породы вниз по склону террасы до уровня воды в озере, где происходит их основной размыв.

Терраса юго-восточного берега (максимальная высота около 40–45 м) сложена льдом с тонкими прослоями осадков, состоящих из мелкого гравия (диаметром менее 1 см) и песка. Мощность прослоев этих осадков не превышает 1,5–3,0 см. Слои мелкого гравия и песка чередуются со слоями льда с интервалами от 10 до 30–40 см. За время работы непосредственно в ископаемых льдистых отложениях не было обнаружено ни одной кости или других остатков млекопитающих мамонтовой фауны.

Кости млекопитающих были встречены только в кровле льдистой толщи, в темноокрашенных лессовидных отложениях, и по сохранности они отличаются от костей, которые собирались в зоне

размыва льдистых отложений в озере. На первых представлены следы выветривания на поверхности костей. Подобное однородное строение разреза юго-восточного берега оз. Булгунняхтах прослеживается на всем протяжении 3,5–4,5 км, где проводились сборы костей.

Находки костей неоплейстоценовых млекопитающих *in situ* приурочены к темному лессовидному слою кровли льдистых 35–40-метровых льдистых отложений. Кости залегают либо в самих лессовидных отложениях, либо на контакте основания лессовидных отложений и льда. Кости, собранные в протаявших лессовидных суглинках, сползших в результате сезонной протайки на участке в нижней трети от высоты склона береговой террасы, имеют несколько иную сохранность и, как правило, однородную окраску без следов поверхностного выветривания. Возможно, различия в сохранности костей могут говорить о существовании двух разных костеносных горизонтов.

Около 70 % сборов костей происходит с участка обнажения, расположенного ближе к восточной оконечности озера (ближе к ледяному останцу-холму), расположенному на перемычке между оз. Булгунняхтах и безымянным озером.

Около 15 % костей собрано со дна прибрежной части озера (0–20–25 м от берега). Еще около 15 % костей обнаружено на других участках юго-восточного берега озера, на протяжении 3–3,5 км. По нашим наблюдениям, кости не образуют крупных скоплений и распределены равномерно. При этом точно установлено, что на двух участках встречаются группы костей, относящиеся к одному фрагменту скелета шерстистого мамонта (найденные кости не имели анатомического расположения из-за перемещения блоков вмещающих их пород вниз по склону). Всего было встречено три подобные группы костей: длинные кости из скелета крупного самца шерстистого мамонта; фрагмент скелета старой самки; фрагмент скелета половозрелой молодой самки. Кости от фрагмента третьего скелета имели не полностью облитерированные эпифизарные швы и на части костей не приросли эпифизы, что позволило идентифицировать эту особь именно таким образом (рис. 3).

Видовой состав млекопитающих мест. Булгунняхтах показывает, что данная фауна является вариантом мамонтовой фауны северо-востока Евразии второй половины позднего неоплейстоцена. Она включает в себя хоботных (шерстистый мамонт – *Mammuthus primigenius* (Blumen-



Рис. 3. Плечевая кость самки шерстистого мамонта.

Fig. 3. Humerus of a female woolly mammoth.



Рис. 4. Череп детеныша шерстистого носорога *C. antiquitatis* (УЯУ-1).

Fig. 4. Skull of a baby woolly rhinoceros (UYAU-1) *C. antiquitatis*.

bach, 1799)), непарнопалых (неоплейстоценовая лошадь – *Equus conformis lenensis* Russanov, 1968, шерстистый носорог – *Coelodonta antiquitatis* Blumenbach, 1799), парнопалых (первобытный бизон – *Bison priscus* sp., овцебык – *Ovibos* sp., северный олень – *Rangifer tarandus* Smith, 1827), благородный олень (*C. canadensis cherskii*), лось (*Alces alces* L.) и хищных млекопитающих (волк – *Canis lupus* L.).

Количественно в сборах 2013 г. преобладают кости шерстистого мамонта. Они составляют 65,2 % (98 шт.). Кости неоплейстоценовой лошади составляют 13,7 % (21 шт.), кости первобытного бизона – 9,0 % (14), северного оленя – 3,9 (6), овцебыка – 3,2 (5) шерстистого носорога – 3,2 (5), благородного оленя – 0,7 (1), волка – 0,7 (1), лося 0,7 (1).

Собранные материалы позволяют сделать некоторые заключения о сезонности гибели животных в этом районе. Все рога северного оленя представляют собой сброшенные рога, что указывает на сезон года, в который могла происходить гибель этого вида млекопитающих в районе местонахождения Булгунняхтах. По аналогии с современным северным оленем, это мог быть либо конец весны, либо начало лета. Кроме северного оленя, о гибели млекопитающих в районе местонахождения Булгунняхтах весной или в начале лета говорит фрагмент плечевой кости детеныша лошади, возраст которого, скорее всего, не превышает 2 месяцев. Еще одним свидетельством гибели животных именно в указанный сезон является фрагмент черепа новорожденного детеныша шерстистого носорога с левым номером УЯУ-1 (рис. 4).

Шерстистый мамонт представлен наибольшим количеством костей, найденным на местонахождении. Представлены остатки как половозрелых, старых особей: самцов и самок, так и остатки детенышей (3 особи от 1 до 3–4 лет). Общее количество особей может быть 10. Из них 3 самца (все половозрелые, два старых и один молодой, с не приросшими эпифизами длинных костей конечностей), 4 самки (все половозрелые, 3 самки с приросшими эпифизами длинных костей конечностей и одна самка с не приросшими эпифизами), 3 детеныша (1 приблизительно годовалый и 2 детеныша от 2 до 3–4 лет). Отмечен значительный половой диморфизм в размерах длинных костей конечностей самцов и самок. У полностью выросших особей с приросшими эпифизами длинных костей конечностей и облитерированными эпифизарными швами он, видимо, достигает 40–45 %.

Скорее всего, список видов млекопитающих на местонахождении Булгунняхтах может быть больше, поскольку в сборах 2013 г. практически не представлены хищные млекопитающие, входившие в состав мамонтовой фауны, например, такие широко распространенные представители этой фауны как песец и росомаха. Парнопалые представлены в фауне мест. Булгунняхтах максимально широко. Представлены практически все виды парнопалых млекопитающих, распространенных на северо-востоке Евразии в позднем неоплейстоцене, кроме сайгака, который относительно редко встречается в отложениях едомной свиты позднего неоплейстоцена.

Полученные данные по радиоуглеродной датировке (черепа детеныша шерстистого носорога

Таблица 1

Размеры нижних зубов четвертой смены (m^1) шерстистого мамонта Якутии, мм

Table 1

Dimensions of the lower teeth of the fourth shift (m^1) of the woolly mammoth of Yakutia, mm

Промеры Measurements	Б-13/8 (m^1)	Северная Якутия [7] Northern Yakutia [7]	<i>n</i>
Длина/ширина коронки/Length/width of the crown	210/77	9–115–188/45–(60)–97	25
Полное число пластин/число сохранившихся пластин Total number of plates/number of preserved plates	21/19	3–(11)–13	25
Длина/ширина пластины Length/width of the plate	5,5–7/10–72,5	10,1–(13)–15,4	25
Частота пластин на 10 см Frequency of plates per 10 cm	9,5	7–(8)–8	25
Толщина эмали The thickness of the enamel	1,3	1,0–(2,2)–2,0	25

Таблица 2

Размеры нижних зубов шестой смены (m^3) шерстистого мамонта Якутии, мм

Table 2

Dimensions of the lower teeth of the sixth shift (m^3) of the woolly mammoth of Yakutia, mm

Промеры Measurements	Б-13/34 (m^3)	Северная Якутия [7] Northern Yakutia [7]	<i>n</i>
Длина/ширина коронки Length/width of the crown	~145/73	<u>75–(260)–335</u> 78–(80)–96	13
Полное число пластин/ число сохранившихся пластин Total number of plates/ number of preserved plates	-/11(8)	5–(18)–25	13
Длина/ширина пластины Length/width of the plate	4.5–5/59–54	12–(14)–15,8	13
Частота пластин на 10 см Frequency of plates per 10 cm	Около 8–9	7–(7)–8	13
Толщина эмали The thickness of the enamel	1,6	7–(7)–2,8	13

№ УЯУ-1) показывают значение 26170 ± 150 л.н. (GrA-57033), относящееся к каргинскому времени (25–60 тыс. лет назад) [6].

Морфометрическое описание остатков шерстистого мамонта. Изолированный правый нижний зуб (m^1) четвертой смены № Б-13/8 (табл. 1), над передним корнем находится основание трех передних пластин, мезиальная пластина полностью стерта, каналы мезиального корня полностью закрыты. Дистальный корень не полностью сформирован. Основание передних четырех пластин на

60 мм выше уровня основания 8–15 пластин. Высота коронки по сохраненной части – 90 мм.

Изолированный нижний зуб шестой смены (m^3) шерстистого мамонта № Б-13/34 (правый) (табл. 2), фрагмент дистальной части коронки стертого зуба, все сохранившиеся корневые каналы полностью закрыты. Сохранилось 8 задних пластин, видимо, обломанные передние пластины были 3–4-й по расположению.

Нами были выбраны длинные кости конечностей, предположительно половозрелых самцов,

Таблица 3

**Сравнение размеров большой берцовой кости (tibia) шерстистого мамонта
второй половины позднего неоплейстоцена, мм**

Table 3

**Comparison of the tibia (tibia) of the woolly mammoth
of the second half of the Late Pleistocene, mm**

Промеры Measurements	Б-13/2	Б-13/1	Оз. Тунгус Кыса <i>Lake Tungus kysa</i> № 06 [8]	ПИН 4353-625[8]	Чекуровский мамонт Chekurov mammoth [9]	Хандынский мамонт ММ Handiski mammoth MM 7942[10]	Ленский мамонт Lena Mammoth [11, 12]
Макс. длина Max. length	530	650	343	340	510	710	675
Диаметр проксимального конца Diameter of the proximal end	164/124	193/158	133/111	135/95	188/-	233	256/-
Диаметр дистального конца Diameter of the distal end	74	-/122	107/88	110/90	150/-	184	195/-
Минимальный диаметр диафиза (ширина/ передне-задняя) Minimum diameter of the diaphysis (width/anterior- posterior)	139/105	95/90	67/55	65/58	90	104	108

так как эпифизарные швы облитерированы, а размеры соответствуют таковому мамонта Адамса (самец).

Морфометрическое сравнение зубов четвертой и шестой смен и большой берцовой кости у шерстистых мамонтов из местонахождения Булгунняхтах с данными о морфометрии мамонтов из других местонахождений (см. табл. 1–3) показывает, что морфологически шерстистые мамонты из оз. Булгунняхтах по выбранным признакам не имеют значимых отличий от представителей этого вида других районов Якутии.

Закключение

Предварительные данные, представленные в данной публикации, дают общую картину мамонтовой фауны второй половины позднего неоплейстоцена этого практически не изученного с пале-

онтологической точки зрения региона. Наиболее интересным результатом работ на местонахождении Булгунняхтах является определение сезона гибели животных (весна–начало лета). Этим местонахождение Булгунняхтах отличается от других местонахождений крайнего севера Якутии, где гибель части видов происходила осенью – в начале зимы [3, 7, 13]. В то же время количественное соотношение остатков млекопитающих Булгунняхтах мало отличается от процентного соотношения остатков животных других местонахождений [14].

Возможно, причиной формирования данного местонахождения было наличие природной ловушки, где в весеннее время могли гибнуть разновозрастные особи разных видов млекопитающих мамонтовой фауны. Подобное местонахождение было исследовано автором статьи

(В.В. Плотников) в 2012 г. на небольшом участке берега р. Селлях, где были обнаружены остатки млекопитающих мамонтовой фауны с аналогичным местонахождению Булганьяхтах возрастным составом. Видимо, такой тип формирования местонахождений относительно часто встречался в периоды потеплений позднего неоплейстоцена.

Литература

1. Боесков Г.Г., Черкашина А.П., Белолубский И.Н., Зайцев А.И. Особенности морфологии и палеоэкологии Чекуровского мамонта // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 84–90.
2. Боесков Г.Г., Ноговицын П.Р., Мащенко Е.Н., Белолубский И.Н., Степанов А.Д., Плотников В.В., Протопопов А.В., Щелчкова М.В., ван дер Плихт Й. Новые данные о млекопитающих мамонтовой фауны бассейна средней Лены (Якутия; Национальный парк «Ленские столбы» и прилегающие территории) // Докл. РАН. 2016. Т. 469, № 2. С. 190–194.
3. Верещагин Н.К. Берелехское «кладбище» мамонтов // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1977. Т. 72. С. 5–50.
4. Верещагин Н.К. От ондатры до мамонта. Путь зоолога. СПб.: Астерион, 2002. 336 с.
5. Дуброво И.А. Морфология скелета Юрибейского мамонта // Юрибейский мамонт. М.: Наука, 1982. С. 53–99.
6. Basilyan A.E., Anisimov M.A., Nikolskiy P.A., Pitulko V.V. Woolly mammoth mass accumulation next to the Paleolithic Yana RHS site, Arctic Siberia: its geology, age, and relation to past human activity // Journal of Archaeological Science. 2011. Vol. 38. P. 2461–2474.
7. Мащенко Е.Н. Морфология зубов первых смен родов *Mammuthus* и *Archidiskodon* в связи с эволюцией слонов мамонтоидной линии // Мамонт и его окружение / гл. ред. А.Ю. Розанов. М.: Геос, 2000. С. 37–63.
8. Maschenko E.N. Individual development, biology and evolution of the woolly mammoth *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1799) // Cranium. 2002. Vol. 19/1. 120 p.
9. Лазарев П.А., Томская А.И. Млекопитающие и биоистратиграфия позднего кайнозоя Северной Якутии. Якутск: изд. ЯФ СО РАН СССР, 1987. 172 с.
10. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982 г.) / Гл. ред. акад. Н.А. Шило. Магадан: изд-во СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. С. 64–65.
11. Плотников В.В., Протопопов А.В., Климовский А.И., Колесов С.Д. Соморсунские мамонты (*Mammuthus primigenius* (Blum.)): тафономические и биологические интерпретации // Наука и образование. 2013. № 1. С. 86–93.
12. Плотников В.В., Мащенко Е.Н., Боесков Г.Г., Протопопов А.В., Климовский А.И., Колесов С.Д., Колодезников И.И., ван дер Плихт Й. Шерстистый мамонт (*Mammuthus primigenius*) из местонахождения «Селлях» // Наука и образование. 2015. № 1. С. 50–55.
13. Garutt W.E. Das mammut *Mammuthus primigenius* (Blumenbach). Stuttgart: Cosmos Verlag, 1964. 140 p.

Поступила в редакцию 21.12.2020
Принята к публикации 27.02.2021

Об авторах

МАЩЕНКО Евгений Николаевич, кандидат биологических наук, старший научный сотрудник, Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, 117647, Москва, ул. Профсоюзная, 123, Отдел изучения мамонтовой фауны Академии наук Республики Саха (Якутия), 677007, Якутск, пр. Ленина, 33, Россия,
Author ID: 70148, evmach@mail.ru;

ПЛОТНИКОВ Валерий Валерьевич, кандидат биологических наук, ведущий научный сотрудник, Отдел изучения мамонтовой фауны, Академия наук Республики Саха (Якутия), 677007, Якутск, пр. Ленина, 33, Россия,
ORCID: 0000-0002-4870-3499. Scopus ID: 55899541200, mammuthus@mail.ru.

Информация для цитирования

Мащенко Е.Н., Плотников В.В. Мамонтовая фауна окрестностей термокарстового озера Булганьяхтах (Усть-Янский район, Якутия) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2021, Т. 26, № 2. С. 72–80. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-4>

Mammoth fauna at the thermokarst lake Bulgunnyakhtakh (Ust-Yana district, Yakutia)

E.N. Mashchenko^{1, 2}, V.V. Plotnikov^{2, *}

¹Borissiak Paleontological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow,

²The Academy of Sciences of the Republic of Sakha (Yakutia), Yakutsk, Russia

*mammuthus@mail.ru

Abstract. The article presents the results of field paleontological research within the framework of the research program “Biological aspects of mammoth fauna”, conducted in the Ust-Yana district of the Republic of Sakha (Yakutia) on the cryogenic lake Bulgunnyakhtakh in 2013. The work deals with the actual problem and the history of the study of mammoth fauna in Yakutia. During the field work at the site, more than 200 bone remains of upper Pleistocene mammal species of the mammoth fauna of northeastern Eurasia were collected: woolly mammoth - *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1799); Pleistocene horse – *Equus lenensis* Russanov, 1968; woolly rhinoceros - *Coelodonta antiquitatis* Blumenbach, 1799; primitive bison – *Bison* sp.; musk ox – *Ovibos* sp.; reindeer – *Rangifer tarandus* Smith, 1827; red deer – *Cervus elaphus* L.; elk – *Alces alces* L.; wolf – *Canis lupus* L. The paper also examines the possible causes and season of death of the mammals in this area during the Karginsky time and possible reasons of the formation of this type of sites in northern Yakutia.

Key words: The upper Pleistocene, Yakutia, mammals, mammoth fauna, thermokarst lake.

References

1. Boeskorov G.G., Cherkashina A.P., Belolyubskij I.N., Zajcev A.I. Osobennosti morfologii i paleoekologii Cherskogo mamonta // Otechestvennaya geologiya. 2009. No. 5. P. 84–90.
2. Boeskorov G.G., Nogovitsyn P.R., Mashchenko E.N., Belolyubskij I.N., Stepanov A.D., Plotnikov V.V., Protopopov A.V., Shchelchkova M.V., van der Pliht J. Novye dannye o mlekopitayushchih mamontovoj fauny bassejna srednej Leny (Yakutia; Nacional'nyj park «Lenskije stolby» i prilegayushchie territorii) // Dokl. RAN. 2016. Vol. 469, No. 2. P. 190–194.
3. Vereshchagin N.K. Berelekhskoe «kladbishche» mamontov // Tr. Zool. in-ta AN SSSR. 1977. Vol. 72. P. 5–50.
4. Vereshchagin N.K. Ot ondatry do mamonta. Put' zoologa. SPb.: Asterion, 2002. 336 p.
5. Dubrovo I.A. Morfologiya skeleta Yuribejskogo mamonta // Yuribejskij mamont. M.: Nauka, 1982. P. 53–99.
6. Basilyan A.E., Anisimov M.A., Nikolskiy P.A., Pitulko V.V. Woolly mammoth mass accumulation next to the Paleolithic Yana RHS site, Arctic Siberia: its geology, age, and relation to past human activity // Journal of Archaeological Science, 2011. Vol. 38. P. 2461–2474.
7. Mashchenko E.N. Morfologiya zubov pervyh smen rodov Mammuthus i Archidiskodon v svyazi s evolyuciej slonov mamontoidnoj linii // Mamont i ego okruzhenie / gl. red. A.Yu. Rozanov. M.: Geos, 2000. P. 37–63.
8. Maschenko E.N. Individual development, biology and evolution of the woolly mammoth *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1799) // Cranium. 2002. Vol. 19/1. 120 p.
9. Lazarev P.A., Tomskaya A.I. Mlekopitayushchie i biostratigrafiya pozdnego kainozoya Severnoj Yakutii. Yakutsk: izd. YAF SO RAN SSSR, 1987. 172 p.
10. Resheniya Mezhdvdomstvennogo stratigraficheskogo soveshchaniya po chetvertichnoj sisteme Vostoka SSSR (Magadan, 1982 g.) // gl. red. akad. Shilo N.A. Magadan: izd-vo SVKNII DVO AN SSSR, 1987. P. 64–65.
11. Plotnikov V.V., Protopopov A.V., Klimovskij A.I., Kolesov S.D. Somorsunskie mamonty (*Mammuthus primigenius* (Blum.)): tafonomicheskie i biologicheskie interpretacii // Nauka i obrazovanie. 2013. No. 1. P. 86–93.
12. Plotnikov V.V., Mashchenko E.N., Boeskorov G.G., Protopopov A.V., Klimovskij A.I., Kolesov S.D., Kolodetnikov I.I., van der Pliht J. Sherstistyy mamont (*Mammuthus primigenius*) iz mestonahozhdeniya «Sellyah» // Nauka i obrazovanie. 2015. No. 1. P. 50–55.
13. Garutt W.E. Das mammut *Mammuthus primigenius* (Blumenbach). Stuttgart: Cosmos Verlag, 1964. 140 p.

About the authors

MASCHENKO Yevgeny Nikolaevich, Cand. Sci. (Biology), senior research fellow, A. A. Borisyak Paleontological Institute RAS, 123 Prophsouznaya st., Moscow 117647, Russia; Department of mammoth fauna research of the Academy of Sciences of the Republic of Sakha (Yakutia), 33 Lenina pr., Yakutsk 677007, Russia,

Author ID: 70148, evmach@mail.ru;

PLOTNIKOV Valery Valerievich, Cand. Sci. (Biology), senior researcher, Department of mammoth fauna studies, Academy of Sciences of the Republic of Sakha (Yakutia), 33 Lenina pr., Yakutsk 677007, Russia. <http://orcid.org/0000-0002-4870-3499>. Scopus ID: 55899541200, mammuthus@mail.ru.

Citation

Mashchenko E.N., Plotnikov V.V. Mammoth fauna at the thermokarst lake Bulgunnyakhtakh (Ust-Yana district, Yakutia) // Arctic and Subarctic Natural Resources. 2021, Vol. 26, No. 2. P. 72–80. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-4>

Инженерная геология, мерзлотоведение и грунтоведение

УДК 551.345

DOI 10.31242/2618-9712-2021-26-2-5

Новые генетические типы форм рельефа и отложений прибрежной части западного сектора моря Лаптевых и дельты р. Лена

В.Б. Спектор, А.А. Шестакова*, Я.И. Торговкин

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия

*aashest@mail.ru

Аннотация. Целью проведенного исследования является уточнение происхождения и возраста ориентированных форм рельефа и слагающих четвертичных отложений, распространенных на южном побережье западного сегмента моря Лаптевых. Задача выполненного исследования состояла в установлении распространения ориентированных форм рельефа, их типизации и определении состава и возраста слагающих отложений, генезиса и причин формирования выявленных форм. В качестве основных методов в работе были использованы: 1) дешифрирование космических снимков высокого разрешения SAS Планета – пакета ESPI Arc GIS Landsat; 2) обобщение опубликованных материалов по геоморфологии и четвертичным отложениям при выполнении работ по базовой теме ИМЗ СО РАН «Закономерности развития береговой и подводной мерзлоты в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском»; 3) полевые маршрутные исследования, проведенные В.Б. Спектором в разные годы в устьевой области р. Лена, на западном побережье моря Лаптевых при выполнении научных программ ИМЗ СО РАН, а также совместных исследований с Институтом географии РАН (рук. М.Г. Гросвальд) и Стокгольмского университета (профессор Карлен Вибьерн). Установлено, что территория побережья морей Лаптевых и Восточно-Сибирского представляет собой скэбленд – геоморфологический ландшафт, созданный гидросферной катастрофой. Гидросферная катастрофа (мегафлад) произошла, вероятно, в результате выхода из берегов ледниково-подпрудного озера, сформировавшегося в плейстоцене перед шельфовым ледником, игравшим роль плотины. К отложениям катастрофических потоков (диллювию) отнесены площади перекомпенсированного осадконакопления – песчаные образования высоких островов дельты р. Лена, нижняя часть тукуланной свиты, распространенной на равнинных территориях Средней Сибири, водораздельные покровные супеси, суглинки и пески с галькой. Площади развития скэбленда представляют собой территории распространения параллельных ложбин, ориентированных гряд, гигантской ряби, крупных структурно организованных форм рельефа. В районе бухты Тикси установлено распространение краевых образований шельфового ледника: ледниковых отложений, экзарационных полей, друмлинов, ложбин выпаживания, сквозных долин, гляциотектонических морен.

Ключевые слова: скэбленд, диллювий, мегафлад, фладстрим, четвертичные отложения, морфолитогенез, Арктическая Якутия.

Благодарности. Работа проводилась при поддержке гранта РФФИ “Карта параметров слоя годовых колебаний температуры криолитозоны территорий восточной Арктики России м-ба 1:2500000”, проект №17-05-41079_рго_а.

Введение

Территория исследований расположена к северу от Полярного круга (66°33') и охватывает прибрежную область моря Лаптевых: приустьевую область р. Лена и прилегающие бассейны

нижнего течения рек Анабар, Оленек (между 103°30' и 129° в.д.).

Проведенные исследования показали, что значительная часть рассматриваемого региона представляет собой скэбленд – поверхность, создан-

ную гидросферной катастрофой [1–3]. Катастрофический потоп обозначается термином мегафлад – явление сверхмощного площадного затопления суши, при котором общий расход воды превышает 1 млн м³/с, а скорость – 10 м/с [4–6].

Некоторые признаки скэбленда на южном побережье моря Лаптевых впервые были выявлены М.Г. Гросвальдом [3–5 и др.], в том числе и при полевых наблюдениях совместно с одним из авторов статьи [7, 8]. Исследования, проведенные в последние годы на этой территории, показали практически повсеместное распространение скэбленда, который представлен формами аккумулятивного и эрозионного происхождения, а также обширными площадями экзарации. Необходимо отметить, что ранее ледниковые формы рельефа по данным геологических исследований и дешифрирования дистанционных материалов [4, 5, 9, 10] выделялись только в глубине континента, в бассейнах рек Анабар, Котуй и склонов Анабарского плоскогорья.

Принципиально новым в предлагаемой работе является выявление широкого развития в пределах рассматриваемой территории дилювиального типа морфолитогенеза [1–3]. Дилувий (от *diluvium* – «потоп, наводнение, паводок») – генетический тип рыхлых континентальных отложений, возникающий в результате процессов аккумуляции в каналах стока катастрофических гляциальных суперпаводков после прорывов ледниковых плотин в недавнем геологическом прошлом [1]. Такие потоки могли существовать на поздних стадиях оледенений и, в частности, в эпоху окончания последней сартанской ледниковой эпохи (11–15 тыс. л. н.).

Дилювиальный тип морфолитогенеза разделяется на три подтипа: дилювиально-эрозионный, дилювиально-эвразийский и дилювиально-аккумулятивный [1, 2, 3].

В пределах прибрежных равнин восточно-арктических морей наиболее четко представлены дилювиально-аккумулятивные морфолитогенетические образования. Среди них предварительно можно выделить три вида, различающихся по формам и геоморфологическому положению (рис. 1). Отложения первого и третьего видов представлены положительными формами, выходят на поверхность и изучаются геологами в течение многих десятилетий. Отложения второго вида, заполняющие некоторые отрицательные формы рельефа, практически не изучены.

Материалы и методы исследования

К дилювиально-аккумулятивным образованиям первого вида отнесены их разновидности, представленные крупными положительными формами рельефа (первые сотни и многие десятки километров) с характерной радиально-концентрической структурой (конуса выносов) и сложены однородными песчаными толщами. Наиболее значительная площадь гигантского конуса выноса располагается в дельте р. Лена и занимает о. Аргаа-Муора-Сисэ (рис. 2).

Остров занимает северо-западную часть дельты и характеризуется линейными размерами 100 км в широтном и около 80 км меридиональном направлениях. В плане остров имеет коническую форму с выпуклой стороной дуги, обращенной к югу (от моря в сторону суши). Элементы конической структуры прослеживаются и в плане внутренней структуры острова, которая представляет собой волнистую равнину, осложненную системой широких разновысотных вложенных друг в друга дугообразных валов, в большей или меньшей степени насыщенных озерными котловинами. Первый, наиболее крупный вал с большим количеством озерных котловин располагается по южному краю острова. Радиус его дуги по внешнему краю около 80 км, а ширина вала – около 12–15 км. Наиболее северный, прибрежный, вал с радиусом дуги около 30 км имеет ширину около 9 км. Вершинная поверхность всей системы валов полого опускается с юга на север от 30 до 5–7 м.

Наряду с элементами концентрической структуры, в пределах острова выразительно представлены и элементы радиальной структуры. К ним относятся ориентированные озера, мелкие речные долины и гряды, которые вытянуты с северо-востока на юго-запад по азимуту 190–220°, перпендикулярно концентрическим элементам. Гряды относительной высотой около 10 м и шириной 1–2 км или шире разделяют мелкие долины. Большинство озер приурочено к возвышенным частям концентрических валов и линейных гряд. Как было отмечено Д.Ю. Большиновым [11], центральные котловины озер достигают глубин 30 м и в каждой из вытянутых озерных ванн примерно половину площади занимает мелководная полка глубиной до 1 м, ограничивающая глубокий провал в центре.

Состав осадков (разрез 2, рис. 3), слагающих положительные формы о. Аргаа-Муора-Сисэ, –

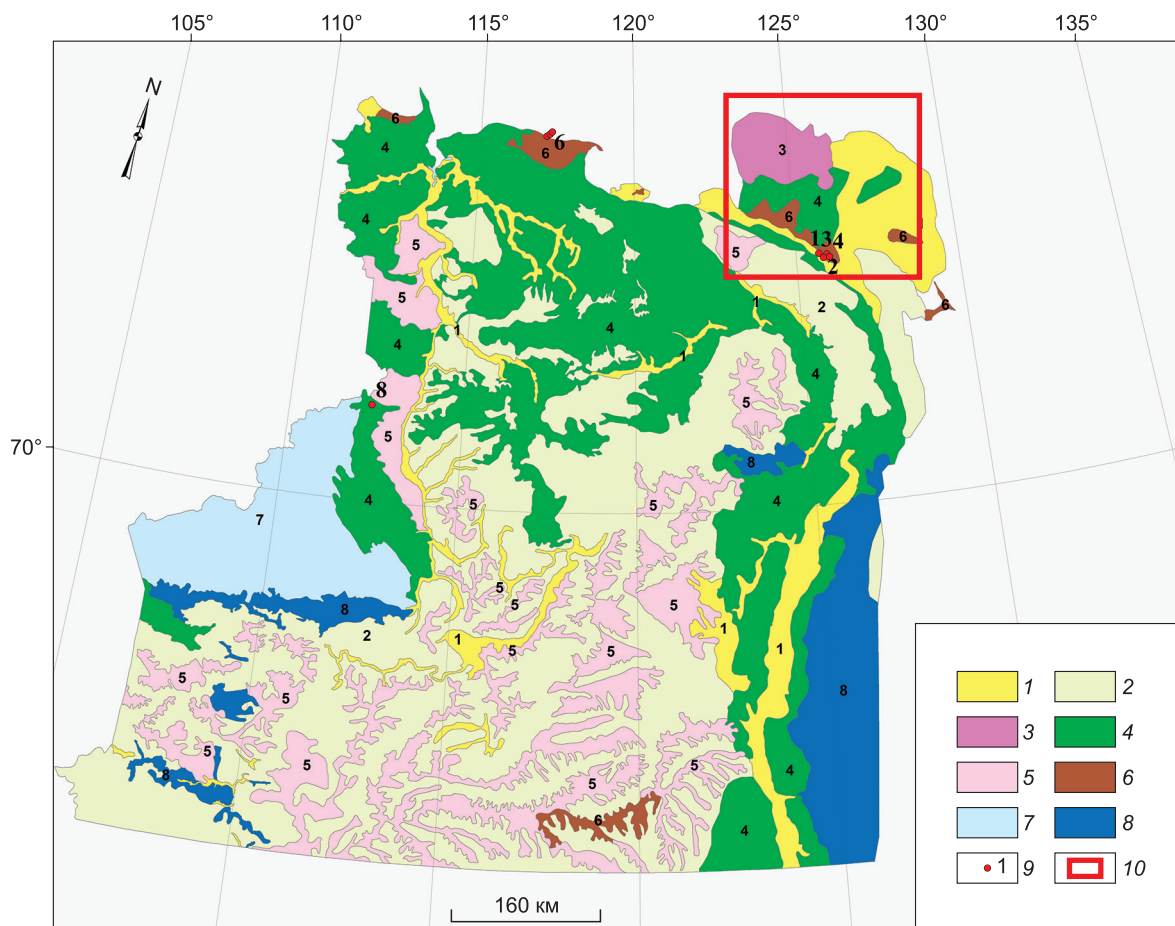


Рис. 1. Схема генетических типов четвертичных отложений Северо-Восточной части Средней Сибири (береговая зона западного сегмента моря Лаптевых).

Исходными материалами являются результаты работ по Государственной геологической съемке м-ба 1:200000. Место хранения – фонды Комитета по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия).

1 – речной аллювий; 2 – делювиальные, делювиально-коллювиальные, делювиально-солифлюкционные отложения; 3 – дилuviально-аккумулятивные образования 1 вида; 4 – дилuviально-аккумулятивные образования 2-го и 3-го вида, объединенные; 5 – элювиальные отложения; 6 – ледовый комплекс – сингенетично-мерзлые полигенетические аккумулятивные образования; 7 – поверхности эскарации; 8 – ледниковые и водно-ледниковые отложения; 9 – местоположение разрезов, показанных на рис. 3 (точки 1–7) и рис. 4 (точка 8); 10 – район исследований.

Fig. 1. Scheme of the Quaternary deposits genetic types of the North-Eastern part of Central Siberia (coastal zone of the western segment of the Laptev Sea).

The initial materials are the results of work on the State Geological Survey, scale 1:200000. Storage location for the funds of the Committee for Geology and Mineral Resources of the Republic of Sakha (Yakutia).

1 – river alluvium; 2 – deluvial, deluvial-colluvial, deluvial-solifluction deposits; 3 – diluvial-accumulative formations of 1 species; 4 – diluvial-accumulative formations of 2 and 3 types, combined; 5 – eluvial deposits; 6 – ice complex – syngenetic-frozen polygenetic accumulative formations; 7 – the surface of the examination; 8 – glacial and water-glacial deposits; 9 – location of the sections shown in Fig. 3 (points 1–7) and Fig. 4 (point 8); 10 – research area.

среднесортированные пески, весовая влажность в которых постоянна и меньше 20 % (15–17 %), содержание органического вещества весьма низкое и составляет 0–0,3 %. Возраст их (ОСЛ) в районе оз. Николай в самой верхней части – 12,5 т. л. [12]. Возрастной интервал их формирования соответствует дриасу. Отмечаются небольшие жилы и пластовые тела льдов. Отмечается

повышенная минерализация пластовых льдов на глубинах 12,1 м – 448 мг/л, 12,4 м – 998 мг/л по берегам Оленекской протоки [11].

Характерной чертой верхней части рассматриваемой толщи (абсолютный возраст 12,5 т. л.) являются палинокомплексы, в которых сочетаются водные и сухолюбивые разновидности растительности.

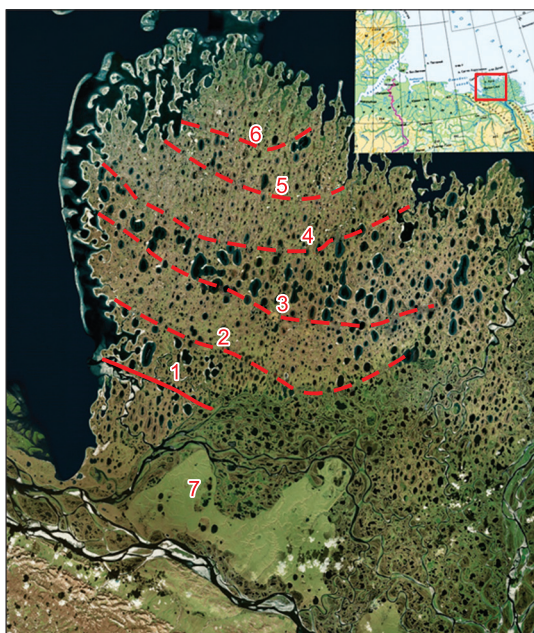


Рис. 2. Космический снимок острова Аргаа-Муора-Сисэ в дельте р. Лена – пример радиально-концентрической структуры рельефа.

Поле распространения дилювиально-аккумулятивных отложений первого вида (dl1). 1, 3, 5 – дугообразные заозеренные депрессии; 2, 4, 6 – дугообразные песчаные гряды; 7 – останцы ледового комплекса (отложения ледниково-подпрудного бассейна).

Fig. 2. Satellite image of Arga-Muora-Sise Island in the Lena Delta – an example of a radial-concentric relief structure. The distribution field of diluvial-accumulative deposits of the first type (dl1). 1, 3, 5 – arcuate lake-rich depressions; 2, 4, 6 – arcuate sand ridges; 7 – remnants of the Ice Complex (deposits of the glacial-dammed basin).

Современные озерные отложения, которые накапливаются в озерах о. Аргаа-Муора-Сисэ (оз. Николай) и представлены также песками, содержат органическое вещество в количествах на порядок больше (до 4 %), чем дилювиальные пески. Возраст их по радиоуглеродным данным – до 7090 ± 40 лет [12].

Аналоги рассматриваемых отложений на мелководном шельфе моря Лаптевых (вероятно, также дриас) вскрыты буровым профилем в 11 км от берега в районе п-ва Мамонтов Клык [13] в интервале 25–40 м ниже уровня моря (см. разрез 7, рис. 3). Их аналогия с осадками о. Аргаа-Муора-Сисэ доказывается стратиграфическим положением: непосредственно ниже современных осадков с абсолютным возрастом около 10 тыс. лет и стратиграфически выше и с перерывом на зырянско-каргинских слоях (абсолютный возраст около 45 тыс. лет в верхней части

их толщи). Идентичность сравниваемых толщ подтверждается и их сходной гранулометрической характеристикой, одинаково низким содержанием углерода и низким содержанием солей. Засоление верхней части этих отложений [13] разреза 7 (см. рис. 3) объясняется участием морских вод в формировании потоков, особенно их верхней части, соответствующей завершению формирования конуса. Аналоги дилювиально-аккумулятивных образований о. Аргаа-Муора-Сисэ, установленные на мелководном шельфе, также могут быть отнесены к отложениям мегафлада.

К этому же типу относятся пресноводные отложения, установленные на границе внешнего шельфа и континентального склона. В частности, известно пресноводное событие в море Лаптевых (скв. PS 2458, $78^{\circ}10'$ с.ш. $133^{\circ}23,7'$ в.д.), где на верхней границе континентального склона (глубина около 930 м) обнаружены пресноводные осадки возрастом около 11–13 тыс. л. [15]. Эти отложения представлены преимущественно глинистыми фракциями. Они характеризуются небольшим содержанием органического вещества (менее 1 мас. %) при аномально низком содержании углерода ^{13}C и очень низким содержанием ^{18}O (около 40 ‰) в раковинах форминифер. Такие содержания изотопа кислорода установлены в атмосферных осадках (снег) Антарктиды и Гренландии [16]. Наиболее вероятным представляется происхождение этих вод и связанных с ними осадков из пресноводного приледникового или подледникового бассейна.

Дислоцированные пластовые льды мощностью десятки метров с обломками пород, несущими ледниковую штриховку, установлены на острове Новая Сибирь. По ряду признаков (в частности, присутствие в линзах морской фауны) реконструируется перемещение пластовых льдов со стороны моря на сушу [17].

Дилювиально-аккумулятивные образования второго вида включают приповерхностные и погребенные накопления и характеризуются линейной структурной организацией ориентированных форм рельефа (формы потоков-фладстримов). Приповерхностные толщи представлены отложениями, подстилающими эоловые пески – тукуланы. Собственно тукуланы представляют собой переветренные в голоцене толщи потоков (фладстримов), сформировавшиеся в позднем неоплейстоцене. Эти толщи, до 50–60 м мощности, слагают обширные линейно вытяну-

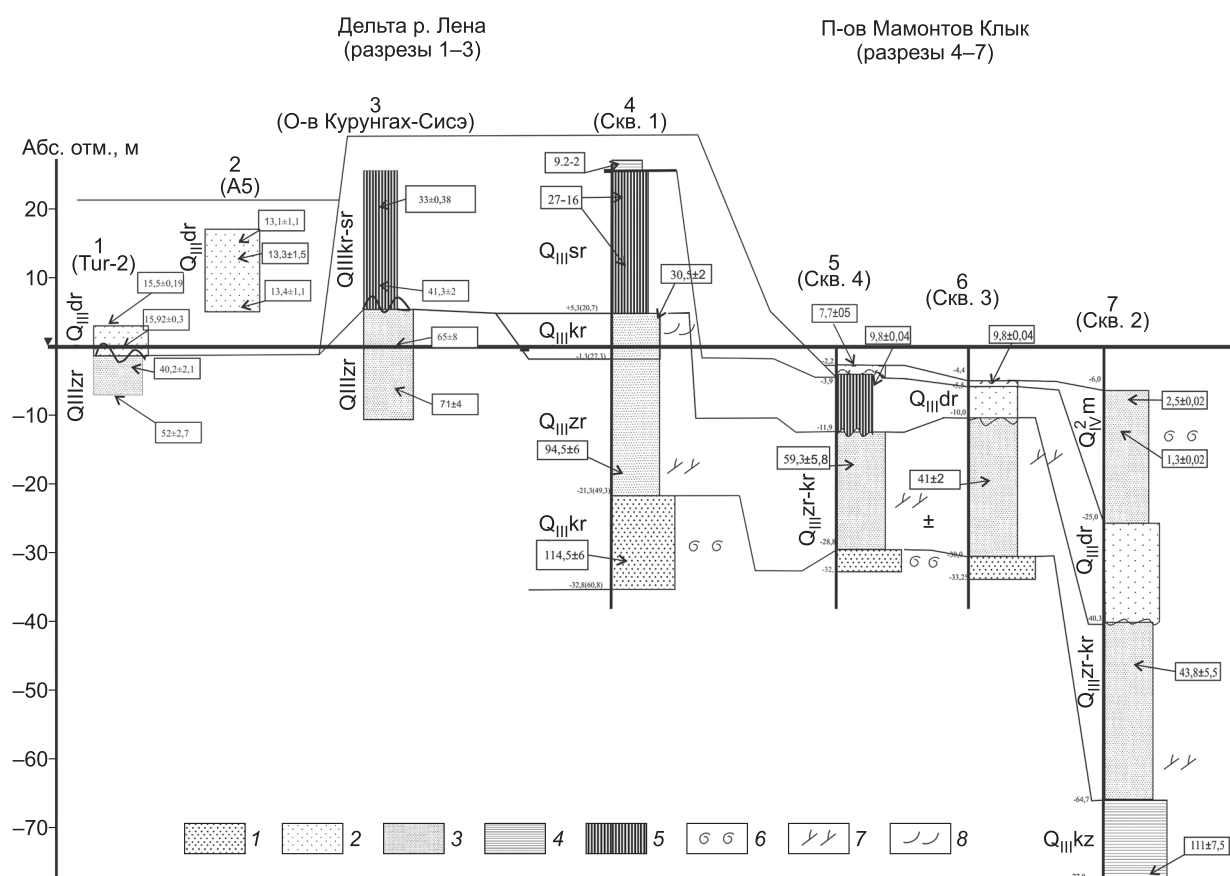


Рис. 3. Схема сопоставления четвертичных отложений дельты р. Лена и побережья и мелководного шельфа п-ва Мамонтов Клык.

Схема построена на основании работ: [12] (разрез 2, о. Арга-Муора-Сисэ в дельте Лены), [13] (разрезы 4–7), [11, 14, 15], (разрезы 1, 3 на берегу Оленекской протоки). 1 – пески разноразмерные гравийные; 2 – пески мелкозернистые средне сортированные; 3 – пески мелкозернистые хорошо сортированные; 4 – алевроиты и алевроиты песчаные; 5 – ледовый комплекс; 6 – раковины двустворок и их фрагменты; 7 – растительный детрит; 8 – косая слоистость. Местоположение разрезов показано на рис. 1.

Fig. 3. Comparison scheme of the Lena Delta Quaternary deposits and the coast and shallow shelf of the Mammoth Fang Peninsula.

The scheme is based on [12] (section 2, Arga-Muora-Sise Island in the Lena Delta), [13] (sections 4–7), [11, 14, 15] (sections 1, 3 on the banks of the Olenek canal). 1 – variegated gravel sands; 2 – fine-grained sands medium sorted; 3 – fine-grained sands well sorted; 4 – siltstone and silty sandstone; 5 – Ice Complex; 6 – bivalve shells and fragments thereof; 7 – plant detritus; 8 – oblique layering. The location of the sections is shown in Fig. 1.

тые, нередко изолированные, поля песчаных образований в долине нижнего течения р. Лена. Одно из таких полей представлено гигантской (180×21 км) валообразной “террасой-баром”, сложенной тукуланной свитой [18]. В эту свиту первооткрыватели включили как перевеянные голоценовые пески, имеющие здесь фрагментарное распространение и небольшую мощность, так и подстилающие их отложения потоков. Поверхность полей распространения свиты осложнена системами линейно ориентированных форм.

Среди них наиболее выразительны линейные гряды, развивающиеся поперек гигантской ряби, которая весьма характерна для следов катастрофических потоков [3, с. 38].

Максимальные отметки рассматриваемого вала (бара) – около 190 м, минимальные отметки смежных с ним понижений около 130 м. Высотные перепады между отдельными грядами и разделяющими их депрессиями – 5–10 м. Основным элементом бара являются протяженные 30–50-километровые линейные гряды с простираем

ло 135°, сформированные вдоль предполагаемых водных потоков. В этом же направлении ориентированы и прямолинейные границы ограничения бара. Эти гряды наложены на гигантскую рябь, простирающуюся 220–230°. Приведенные данные указывают на гидрогенное происхождение форм и основное направление потоков: с северо-запада на юго-восток. В.В. Колпаков [18, с. 35] отмечает, что тукуланная свита залегает на неровном (перепады высот ложа достигают 100 м), плохо разработанном коренном ложе с «грядами эрозионных останцов и глубокими желобами, углубленными ниже уровня современных рек. Минимальная известная высота ложа составляет 45 м». Это также подтверждает гидрогенное происхождение осадков свиты. Тукуланная свита делится на две пачки: алевроитовую (17 м) и песчаную (54 м). Для самой верхней части разреза (голоценовой), вероятно эоловой, части установлен спектр лесного типа: 92–94,6 % – древесные (преимущественно сосна), 3,6–3,7 % травы и кустарнички, 1,8–3,7 % – споры. Для подстилающей части разреза характерны комплексы со значительно меньшим участием древесных форм.

Погребенные накопления отложений мегафлада включают мощные (десятки метров) разнообразных по составу слоёв суглинков, песков и галечников. Наибольшее распространение этих образований наблюдается в центральной части Таймырской низменности, где был определен абсолютный возраст детрита раковин моллюсков [19].

Дилювиально-аккумулятивные образования, залегающие на низких гипсометрических уровнях, в том числе и ниже уровня моря, установлены на побережье бухты Кожевникова Хатангского залива. Здесь они были вскрыты скважиной в устье р. Тигян, впадающей в бухту Кожевникова. Отметка устья скважины 5 м. Разрез [20] представлен (сверху вниз): 0–13 м – «морские» тонкодисперсные отложения (литология не охарактеризована) верхнего отдела четвертичной системы. В ближайших разрезах в Таймырской депрессии, где их мощность достигает десятков метров, – это глинистые пески, суглинки с линзовидными скоплениями гальки, крупнозернистого песка, иногда угольной крошки (явные следы переотложения). Породы включают многочисленные остатки двустворок, диатом, морских губок и разнообразный комплекс спор и пыльцы [19], указывающий на переотложение (!); 13–69 м – «перемытая морена» серые средне-крупнозер-

нистые кварцевые пески с чешуйками слюды и скоплениями сажисто-углистого материала. Среди песков отмечаются несколько прослоев, до 1 м, песчаных глин и алевроитов; 69–83 м – галечники с крупнозернистым песком. Ниже залегают меловые отложения.

Аналогичные по составу отложения были вскрыты и южнее, в долинах левых притоков р. Б. Куонамка (р. Старая). Как следует из представленных разрезов (рис. 4), рассматриваемый генетический подтип представлен: в верхней части тонкослоистыми илистыми суглинками с прослоями песков и галечников; в нижней части галечниками (галька доломитов, известняков, кварцитов хорошей и отличной окатанности, залегающим на цоколе коренных отложений).

По составу, стратиграфическому положению и палинологической характеристике вскрытая толща близка тукуланной свите.

Палинокомплекс толщи характеризуется бедным составом СПК и примерно равным соотношением спор и пыльцы. Встречена переотложенная мезозойская пыльца.

Дилювиально-аккумулятивные образования третьего вида образуют покровы мощностью от первых до 10–12 м на невысоких водоразделах 100–200 м. На северном борту Северо-Сибирской низменности они залегают на терригенных полускальных породах, слагающих хребты Чекановского и Прончищева, а на южном лежат, преимущественно, на карбонатных породах, слагающих склоны Анабарского плато. Формы рельефа площадей распространения разнообразны. Наибольшим распространением пользуются линейные грядово-лощинные формы. Гряды сложены плохо сортированным суглинистым и песчано-дресвяным материалом. В ложинах между грядами располагаются вытянутые озера. Междоузельные пространства заболочены и сложены суглинками и торфом. Нередко отмечаются чешуевидные гряды, обращенные выпуклыми сторонами по направлению предполагаемого течения (в южных румбах). На плоских поверхностях водоразделов отмечаются озера, вероятно, имеющие эвразийское происхождение. Нередки узкие параллельные щелевидные долины. В южной части района в бассейне р. Оленек в долине р. Куойка распространены трапециевидные долины широким (около 5 км дном) и обрывистыми бортами высотой 50–100 м – каньоны прямолинейной формы.

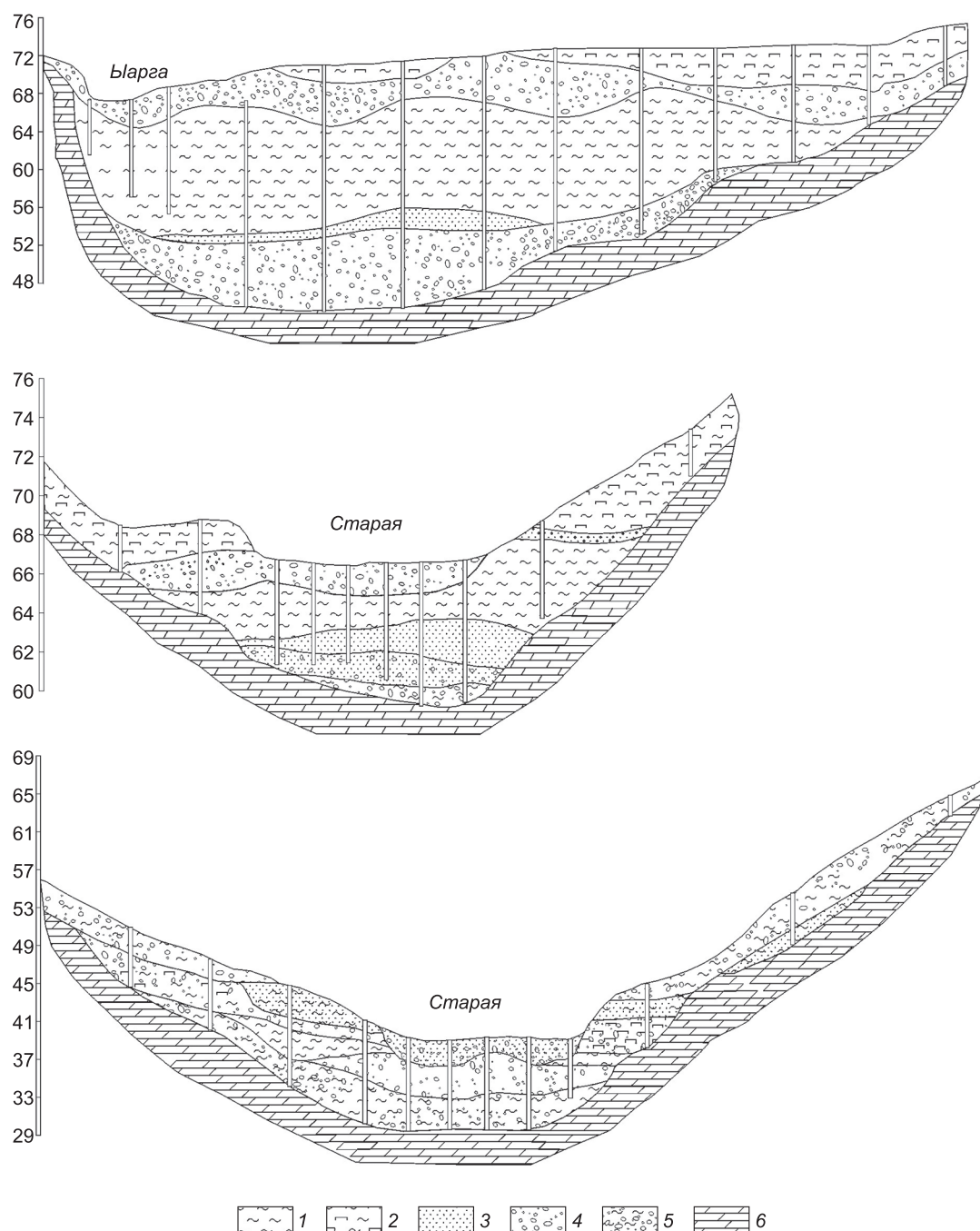


Рис. 4. Отложения второго генетического вида дилuvia, вскрытые на левых притоках р. Б. Куонамка [21].

1 – алевроиты; 2 – глинистые алевроиты; 3 – пески; 4 – галечники с песчаным заполнителем; 5 – галечники с суглинистым заполнителем и щебнем; 6 – коренные породы: доломиты, известняки. Местоположение профилей показано на рис. 1 (точка 8).

Fig. 4. Deposits of the second genetic type of diluvium, discovered on the left tributaries of the river. B. Kuonamka [19].

1 – aleurites; 2 – clay silts; 3 – sands; 4 – pebbles with sand aggregate; 5 – pebbles with loamy aggregate and crushed stone; 6 – bedrock: dolomites, limestones. The location of the profiles is shown in Fig. 1 (point 8).

Рассматриваемые отложения часто выделяют- ся [22] как аллювиальные плиоцен-позднечет- вертичные образования, или как «водораздель-

ные галечники», и как плиоцен-верхнечет- вертичная эйкская свита [23]. В работе [23] было высказано предположение об отсутствии связей

этих толщ с современной гидросетью и подчеркивалось, что данные «образования рассматриваются большинством исследователей как отложения кратковременных, но значительных потоков, размывавших палеоген-неогеновую кору выветривания».

Рассматриваемый вид отложений, распространенный на водоразделах правых притоков р. Анабар [24], сложенный галечниками, песками, суглинками, илами, В.В. Куницкий [25] относил к «покровным образованиям» и объяснял их происхождение «грандиозными разливами полых вод».

Литологически сходные отложения отмечаются и на более низких гипсометрических уровнях, относящихся к третьей и второй надпойменным террасам. На этих уровнях аналоги свиты представляют собой генетически сложное образование, сформировавшееся в результате переработки отложений потоков современными геологическими процессами [24].

Обсуждение результатов и выводы

Рассмотренные формы, определенным образом ориентированные, образуют ансамбль, объединенный особенностями состава рельефообразующих отложений, временем формирования и, вероятно, общими причинами формирования. Они не находят объяснения в рамках основных моделей формирования приустьевой области р. Лена: аллювиальной и морской, и существующих объяснений происхождения ориентированных форм рельефа.

1. *Аллювиальная гипотеза* является господствующей в объяснении происхождения рассмотренных выше форм и отложений приустьевой области р. Лена. Этой, традиционной точки зрения придерживается один из ведущих исследователей побережья восточно-арктических морей М.Н. Григорьев [26, 27]. По его мнению, в этой области развиты отложения трех речных террас дельты р. Лена: пойма и первая терраса голоценового возраста (абс. высота 1–12 м); вторая, песчаная (о. Аргаа-Муора-Сисэ), терраса сартанского возраста (абс. высота 20–25 м); третья терраса, сложенная ледовым комплексом позднелайстотенового возраста (абс. высота 30–55 м).

Имеющиеся материалы показывают, что только пойма и первая надпойменная террасы являются речными образованиями.

Отложения, традиционно относимые к песчаной второй надпойменной террасе, по формам

рельефа и условиям залегания не являются аллювиальными речными. Наблюдаемые формы на о. Аргаа-Мора-Сисе имеют радиально-концентрическую структуру с линейными радиальными положительными и отрицательными формами, не связанными с ветвящимися протоками дельты р. Лена. Поверхность этой «террасы» характеризуется валлообразным рельефом с перепадами по высоте около 30 м, что противоречит принадлежности к единой речной террасе. Песчаный дилувиальный содержит незначительные количества органического углерода, что резко отличает его от речных отложений р. Лена, где известны высокие содержания органики (не менее 3–5 %) по всему разрезу и скопления торфа.

Отложения ледового комплекса, которые называют «третью террасу» дельты, по мнению современных исследователей, не относятся к речным и являются полигенетическим [27, 28]. По нашему мнению, это мелководные озерные отложения. Песчаные дилувиально-аккумулятивные образования контактируют с ледовым комплексом по поверхности размыва, четко видимой в плане и разрезе. Простираение границы размыва в плане идентично простираению линейных элементов в дилувиально-аккумулятивных образованиях о. Аргаа-Муора-Сисэ. Дилувиальные толщи являются по отношению к ледовому комплексу «вложенными» образованиями, отделенными от него перерывом в осадконакоплении длительностью десятки тысяч лет.

2. *Морская гипотеза* происхождения песчаных осадков, выделяемых нами как дилувиально-аккумулятивные, в настоящее время развивается Д.Ю. Большиновым [11, 19]. По его мнению, основанному на обнаружении в некоторых слоях аналогов толщи, расположенных на низких гипсометрических уровнях морских диатомей, эти отложения должны относиться к морским или лагунным. С этим предположением также нельзя согласиться, поскольку толща песков является, за исключением нескольких прослоев, пресноводной. Однако, эпизодическое участие в формировании дилувиально-аккумулятивных образований морских вод представляется весьма вероятным, за счет периодического высокого подъема уровня приледникового озера и смешения пресных вод с морскими.

3. *Ориентированные формы рельефа.* В литературе из таких форм рассматриваются преимущественно озера. Существуют две гипотезы формирования озер – термокарстовая и флювиальная.

Термокарстовое происхождение приписывается как озерам, распространенным на ледовом комплексе («третья терраса»), так и на песках дилювиально-аккумулятивного происхождения. В отношении озер на поверхности ледового комплекса можно согласиться с тем, что значительная роль в их образовании принадлежит процессу вытаявания в голоцене сингенетических льдов. Сингенетические льды составляют в этом комплексе не менее 50 % (и до 80 %) объема осадков. Однако заложение озерных котловин произошло до голоцена, поскольку на дне озер вскрываются раннеголоценовые осадки. На песчаном комплексе сколько-нибудь значительные термокарстовые процессы, даже в голоцене, маловероятны. Дело в том, что весовая влажность дилювиально-аккумулятивных образований составляет до 20–25 %, что практически исключает образование обширных и глубоких термокарстовых котловин. Ледяные жилы, проникающие в толщу с поверхности на глубину нескольких метров, имеют эпигенетическое происхождение и голоценовый возраст. Не выдерживает критики и вероятное надразломное происхождение озерных котловин. Обычно тектоногенные формы, главным образом разломы, имеют значительные размеры (десятки и сотни километров по простиранию). Наблюдаемые же щелевидные провалы в центре некоторых озер изолированы, ограничиваются берегами озерных котловин и имеют размеры сотни метров.

Щелевидные провалы днищ озер связаны, скорее всего, с дилювиально-эрозионными, а овальные глубокие озерные котловины – с дилювиально-эвразийскими процессами. Мелководные полки по берегам озер можно связать с абразивной деятельностью, а в ледовом комплексе – и с термокарстом в голоцене.

Дилювиально-аккумулятивные формы придельтовой области р. Лена граничат на побережье моря с формами краевых частей шельфового ледника: небольшими полями ледниковых отложений, площадями экзарации, полями друмлинов, ложбин выпаживания, сквозных долин, гляциотектонических образований (см. рис. 1). Такое соседство является дополнительным аргументом в пользу генетической связи ледниковых и дилювиальных форм и образования тех и других в ходе разрушения шельфового ледника.

Вторая разновидность дилювиально-аккумулятивных образований – это типичные отложения потоков с характерными грядовыми форма-

ми, осложненные гигантской рябью течений – типичным следов катастрофических потоков. О большой скорости и мощности потоков указывают глубоко расчлененная форма ложа и грубо-обломочные образования, лежащие в основании толщи.

Водораздельные покровы (третья разновидность дилювия) связаны с высоким подъемом вод катастрофических потоков (до 200 м) и перетолжением ранее накопившегося здесь осадочного материала

Абсолютный возраст толщ укладывается в рамки 15–11 т. л. н. Относительный возраст выделенных разновидностей дилювия определяется приближенно: вначале – эрозионного ложа дилювиальных образований, затем первого и второго и, в заключение, дилювиально-аккумулятивные образования третьей разновидности.

Судя по абсолютному возрасту осадков и наблюдаемым палинокомплексам, максимум гидрогенной катастрофы на нашей территории приходится на время около 13 т. л. н.

В качестве наиболее вероятной причины таких потоков, вслед за М.Г. Гроссвальдом [3–5], выбрана гипотеза существования в позднем плейстоцене шельфового ледника, который был разрушен на рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена. Этот процесс носил катастрофический характер и сопровождался повышением уровня приледникового пресноводного бассейна, выходу на поверхность подледных вод, катастрофическими потоками на прилегающей суше и шельфе, дилювиально-эрозионными процессами и формированием нескольких разновидностей дилювиально-аккумулятивных образований.

Литература

1. Rudoy A.N. Glacier-Dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the Late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains // *Quaternary International*. 2002. Vol. 87/1. P. 119–140. DOI: 10.1016/S1040-6182(01)00066-0.
2. Grosswald M.G., Rudoy A.N. Quaternary Glacier-Dammed lakes in the Mountains of Siberia // *Polar Geography*. 1996. Vol. 20, Iss. 3. P. 180–198.
3. Гроссвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенения Арктики. М.: Научный мир, 1999. 120 с.
4. Гроссвальд М.Г. Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания // *Материалы гляциологических исследований*. 2009. № 106. С. 11–149.
5. Grosswald M.G., Hughes T.J. The Russian component of an Arctic Ice Sheet during the Last Glacial Maxi-

- mum // Quaternary Science Reviews. 2002. Vol. 21(1–3). P. 121–146. DOI: 10.1016/S0277-3791(01)00078-6.
6. Baker V.R. High-energy megafloods: planetary settings and sedimentary dynamics. Flood and megaflood processes and deposits: recent and ancient examples // Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol. 2002. P. 3–15. DOI: 10.1002/9781444304299.ch1.
7. Гросвальд М.Г., Спектор В.Б. Следы покровного оледенения в районе п. Тикси // Материалы гляциологических исследований. 1990. № 68. С. 115–116.
8. Grosswald M.G., Spektor V.B. The glacial relief of the Tiksi region (West shore of Buor-Khaya Inlet, Northern Yakutia) // Polar Geography and Geology. 1993. Vol. 17(2). P. 154–166. DOI: 10.1080/10889379309377513.
9. Дятлова И.Н. О максимальном продвижении на юг позднеплейстоценового ледникового покрова Карского моря // Материалы гляциологических исследований. 1986. Вып. 55. С. 154–157.
10. Андреева С.М., Исаева Л.Л. Динамика ледникового покрова северо-востока Средне-Сибирского плоскогорья в позднем плейстоцене // Материалы гляциологических исследований. 1988. Вып. 61. С. 112–118.
11. Большаков Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
12. Schwamborn J.G. Late Quaternary sedimentation history of the Lena delta. Berichte zur Polar- und Meeresforschung (Reports on Polar and Marine Research). Bremerhaven: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 2004. No. 471. P. 102.
13. Winterfeld M., Schirrmeister L., Grigoriev M.N., Kunitsky V.V., Andreev A., Murray A., Overduin P.P. Coastal permafrost landscape development since the Late Pleistocene in the western Laptev Sea, Siberia // Boreas. 2011. Vol. 40. P. 1111–1122. DOI: 10.1017/j.1502-3885.2011.00203.x.
14. Schirrmeister L., Grosse G., Schnelle M., Fuchs M., Krbetschek M., Ulrich M., Kunitsky V., Grigoriev M., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Babiy O., Klimova I., Bobrov A., Wetterich S., Schwamborn G. Late Quaternary paleoenvironmental records from the western Lena Delta, Arctic Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2011. No. 299. P. 175–196. DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.10.045.
15. Spielhagen R. F., Erlenkeuser H., Siebert C. History of freshwater runoff across the Laptev Sea (Arctic) during the last deglaciation // Global and Planetary Change. 2005. No. 48(1–3). P. 187–207. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2004.12.013.
16. Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. М.: Научный мир, 2009. 632 с.
17. Анисимов М.А., Басилян А.Э., Никольский П.А. Плейстоценовое оледенение Новосибирских островов – сомнений больше нет // Новости МПГ 2007/2008. Информационный бюллетень. 2008. № 12. С. 7–9.
18. Колпаков В.В., Биджиев Р.А., Белова А.П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Нижнеленская. Листы Q-51-IX. X. Объяснительная записка. Москва, 1970.
19. Большаков Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 295 с.
20. Марков Ф.Г. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1000000. Лист S-48,49 (Нордвик). Объяснительная записка. М.: Аэрогеология, 1956.
21. Васильева М.Н. Геологическая карта СССР, масштаб 1:200000, серия Анабарская, лист R-49-XI, XII. Объяснительная записка. Л.: Аэрогеология, 1973.
22. Геология СССР. Том XVIII. Западная часть Якутской АССР. Приложения (цв. карты и вкладки на 7 листах). М.: Недра, 1970. 535 с.
23. Галабала Р.О. Происхождение и возраст эйкских отложений // Тр. ВАГТ. 1962. Вып. 8.
24. Геологическая карта Республики Саха (Якутия). Масштаб 1:1500000 / Л.Н. Ковалев / Госкомитет Республики Саха (Якутия) по геологии и недропользованию. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2006.
25. Куницкий В.В. О криогенном строении покровных образований Анабаро-Оленекского плато // Материалы III Международной конференции по мерзлотоведению. Новосибирск: Наука СО, 1978. С. 87–95.
26. Григорьев М.Н. Криоморфогенез устьевой области р. Лены: Дис. ... канд. геогр. наук. Якутск: ИМЗ СО РАН, 1993. 174 с.
27. Григорьев М.Н. Криоморфогенез и литодинамика прибрежно-шельфовой зоны морей Восточной Сибири: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Якутск: ИМЗ СО РАН, 2008. 44 с.
28. Алексеев М.Н. Некоторые особенности плейстоценового осадконакопления в Лено-Колымской зоне побережья Арктического бассейна // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. С. 480–484.

Поступила в редакцию 11.03.2021

Принята к публикации 23.04.2021

Об авторах

СПЕКТОР Владимир Борисович, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия,
<http://orcid.org/0000-0002-4734-2396>, C-7242-2019, vbspector@mpi.ysn.ru;

ШЕСТАКОВА Алена Алексеевна, кандидат географических наук, старший научный сотрудник, Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия, <http://orcid.org/0000-0002-0648-0362>, Y-9063-2018, aashest@mail.ru;

ТОРГОВКИН Ярослав Ильич, кандидат географических наук, заведующий лабораторией геоинформационных систем (ГИС) и картографирования криолитозоны; 677010, Россия, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, <http://orcid.org/0000-0002-7146-0798>, AAD-2134-2019, JIT57@mail.ru.

Информация для цитирования

Спектор В.Б., Шестакова А.А., Торговкин Я.И. Новые генетические типы форм рельефа и отложений прибрежной части западного сектора моря Лаптевых и дельты р. Лена // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2021, Т. 26, № 2. С. 81–93. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-5>

DOI 10.31242/2618-9712-2021-26-2-5

New genetic types of landforms and deposits of the coastal part of the western sector of the Laptev Sea and the Lena River Delta

V.B. Spektor, A.A. Shestakova*, Y.I. Torgovkin

P.I. Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

**aashest@mail.ru*

Abstract. *The aim of the study is to clarify the origin and age of the oriented landforms and components of the Quaternary deposits of the western segment, which are widespread on the southern coast of the western segment of the Laptev Sea. The objectives of the study are: 1 – to establish the distribution of oriented landforms and their typification; 2 – to determine the composition of sediments composing oriented landforms; 3 – to establish the genesis of the identified forms and their constituent deposits; 4 – to establish the age of the identified forms and their constituent deposits; 5 – to establish the reasons for the formation of oriented forms. The main methods used in the investigation are: 1. Deciphering high-resolution satellite images of SAS Planet - ESPI ArcGIS Landsat package; 2. Generalization of the published materials on geomorphology and Quaternary sediments when working on the basic project of the P.I. Melnikov Permafrost Institute SB RAS «Regularities of the development of coastal and underwater permafrost in the Laptev and East Siberian Seas»; 3. Field route studies carried out by V.B. Spektor during different years in the mouth area of the Lena River; on the western coast of the Laptev Sea during the implementation of scientific programs of the P.I. Melnikov Permafrost Institute SB RAS, as well as joint research with the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences (headed by M.G. Grosswald) and Stockholm University (Professor Karlen Vibjorn). As a result of the studies, it was established that the territory of the coast of the Laptev and East Siberian Seas is a scabland - a geomorphological landscape created by a hydrospheric catastrophe. The hydrospheric catastrophe (megaflood) probably occurred as a result of the emergence of a glacial dammed lake from the shores. The lake had been formed in the Pleistocene in front of the ice shelf, which played the role of a dam. The sediments of the catastrophic flows (diluvium) include areas of overcompensated sedimentation – sandy formations on the high islands of the Lena river delta, the lower part of the Tukulannaya suite, which is widespread in the flat areas of Central Siberia, watershed cover sandy loams, loams and sands with pebbles. The areas of scabland development are the territories of the distribution of parallel troughs, oriented ridges, giant ripples, large structurally organized landforms. In the area of the Tiksi Bay, the distribution of marginal formations of the ice shelf was established: glacial deposits, exaration fields, drumlins, gouging troughs, through valleys, and glaciotectionic moraines.*

Key words: scabland, diluvium, megaflood, floodstream, Quaternary deposits, geomorphic processes, Arctic Yakutia.

Acknowledgements. The work was conducted as part of the RFBR-funded project “Mapping of Permafrost Parameters within the Layer of Annual Temperature Variations in the eastern Russian Arctic” (Project No. 17-05-41079_pzo_a).

References

1. Rudoy A.N. Glacier-Dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the Late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains // *Quaternary International*. 2002. Vol. 87/1. P. 119–140. DOI: 10.1016/S1040-6182(01)00066-0.
2. Grosswald M.G., Rudoy A.N. Quaternary Glacier-Dammed lakes in the Mountains of Siberia // *Polar Geography*. 1996. Vol. 20, Iss. 3. P. 180–198.
3. Grosswald M.G. Yevraziyskiye gidrosfernyye katastrofy i oledeneniya Arktiki. M.: Nauchnyi Mir, 1999. 120 p.
4. Grosswald M.G. Oledeneniye Russkogo Severa i Severo-Vostoka v epokhu poslednego velikogo pokholodaniya // *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. 2009. No. 106. P. 11–149.
5. Grosswald M.G., Hughes T.J. The Russian component of an Arctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum // *Quaternary Science Reviews*. 2002. Vol. 21(1–3). P. 121–146. DOI: 10.1016/S0277-3791(01)00078-6.
6. Baker V.R. High-energy megafloods: planetary settings and sedimentary dynamics. Flood and megaflood processes and deposits: recent and ancient examples // *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.* 2002. P. 3–15. DOI: 10.1002/9781444304299.ch1.
7. Grosswald M.G., Spektor V.B. Sledy pokrovnogo oledeneniya v rayone p. Tiksi // *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. 1990. No. 68. P. 115–116.
8. Grosswald M.G., Spektor V.B. The glacial relief of the Tiksi region (West shore of Buor-Khaya Inlet, Northern Yakutia) // *Polar Geography and Geology*. 1993. Vol. 17(2). P. 154–166. DOI: 10.1080/10889379309377513.
9. Dyatlova I.N. O maksimal'nom prodvizhenii na yug pozdnepleystotsenovogo lednikovogo pokrova Karskogo morya // *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. 1986. Iss. 55. P. 154–157.
10. Andreyeva S.M., Isayeva L.L. Dinamika lednikovogo pokrova severo-vostoka Sredne-Sibirskogo ploskogor'ya v pozdnem pleystotsene // *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. 1988. Iss. 61. P. 112–118.
11. Bol'shiyanov D.Yu., Makarov A.S., Shnayder V., Shtof G. Proiskhozhdeniye i razvitiye del'ty reki Leny. SPb.: AANII, 2013. 268 p.
12. Schwamborn J.G. Late Quaternary sedimentation history of the Lena delta. Berichte zur Polar- und Meeresforschung (Reports on Polar and Marine Research). Bremerhaven: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 2004. No. 471. P. 102.
13. Winterfeld M., Schirrmeister L., Grigoriev M.N., Kunitsky V.V., Andreev A., Murray A., Overduin P.P. Coastal permafrost landscape development since the Late Pleistocene in the western Laptev Sea, Siberia // *Boreas*. 2011. Vol. 10.1111/j.1502-3885.2011.00203.x.
14. Schirrmeister L., Grosse G., Schnelle M., Fuchs M., Krbetschek M., Ulrich M., Kunitsky V., Grigoriev M., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Babiy O., Klimova I., Bobrov A., Wetterich S., Schwamborn G. Late Quaternary paleoenvironmental records from the western Lena Delta, Arctic Siberia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2011. No. 299. P. 175–196. DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.10.045.
15. Spielhagen R. F., Erlenkeuser H., Siebert C. History of freshwater runoff across the Laptev Sea (Arctic) during the last deglaciation // *Global and Planetary Change*. 2005. No. 48(1–3). P. 187–207. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2004.12.013.
16. Ferronskiy V.I., Polyakov V.A. Izotopiya gidrosfery Zemli. M.: Nauchnyy mir, 2009. 632 p.
17. Anisimov M.A., Basilyan A.E., Nikol'skiy P.A. Pleystotsenovoye oledeneniye Novosibirskikh ostrovov – somneniy bol'she net // *Novosti MPG 2007/2008. Informatsionnyy byulleten'*. 2008. No. 12. P. 7–9.
18. Kolpakov V.V., Bidzhiyev R.A., Belova A.P. Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200000. Seriya Nizhnelenskaya. Listy Q-51-IX. X. Ob'yasnitel'naya zapiska. Moskva, 1970.
19. Bol'shiyanov D.Yu. Passivnoye oledeneniye Arktiki i Antarktidy. SPb.: AANII, 2006. 295 p.
20. Markov F.G. Gosudarstvennaya Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:1000000. List S-48,49 (Nordvik). Ob'yasnitel'naya zapiska. M.: Aerogeologiya, 1956.
21. Vasil'yeva M.N. Geologicheskaya karta SSSR, masshtab 1:200000, seriya Anabarskaya, list R-49-XI, XII. Ob'yasnitel'naya zapiska. L.: Aerogeologiya, 1973.
22. *Geologiya SSSR*. Tom XVIII. Zapadnaya chast' Yakutskoy ASSR. Prilozheniya (tsv. karty i vkladki na 7 listakh). M.: Nedra, 1970. 535 p.
23. Galabala R.O. Proiskhozhdeniye i vozrast eykskikh otlozheniy // *Tr. VAGT*. 1962. Vyp. 8.
24. *Geologicheskaya karta Respubliki Sakha (Yakutiya)*. Masshtab 1:1500000 / L.N. Kovalev / Goskomitet Respubliki Sakha (Yakutiya) po geologii i nedropol'zovaniyu. SPb.: Kartfabrika VSEGEI, 2006.
25. Kunitskiy V.V. O kriogennom stroyenii pokrovykh obrazovaniy Anabaro-Olenekskogo plato // *Materialy III Mezhdunarodnoy konferentsii po merzlotovedeniyu*. Novosibirsk: Nauka SO, 1978. P. 87–95.
26. Grigor'yev M.N. Kriomorfogenez ust'yevoy oblasti r. Leny: Diss. ... kand. geogr. nauk. Yakutsk: IMZ SO RAN, 1993. 174 p.
27. Grigor'yev M.N. Kriomorfogenez i litodinamika pribrezhno-shel'fovoy zony morey Vostochnoy Sibiri:

НОВЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ФОРМ РЕЛЬЕФА И ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБРЕЖНОЙ ЧАСТИ

Avtoref. diss. ... d-ra geogr. nauk. Yakutsk: IMZ SO RAN, 2008. 44 p.

28. *Alekseev M.N.* Nekotoryye osobennosti pleystotsenovogo osadkonakopleniya v Leno-Kolymskoy zone

poberezh'ya Arkticheskogo basseyna // Severnyy Ledovityy okean i yego poberezh'ye v kaynozoye. L.: Gidrometeoizdat, 1970. P. 480–484.

About the authors

SPEKTOR Vladimir Borisovich, Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Principal Researcher; P.I. Melnikov Permafrost Institute SB RAS, 36 Merzlotnaya St., Yakutsk 677010, Russia,

<http://orcid.org/0000-0002-4734-2396>, C-7242-2019, vbspektor@mpi.ysn.ru, vspektor@mail.ru;

SHESTAKOVA Alyona Alexeevna, Cand. Sci. (Geography), senior researcher; P.I. Melnikov Permafrost Institute SB RAS, 36 Merzlotnaya st., Yakutsk, 677010, Russia,

<http://orcid.org/0000-0002-0648-0362>, Y-9063-2018, aashest@mail.ru;

TORGOVKIN Yaroslav Ilyich, Cand. Sci. (Geography), head of the laboratory, P.I. Melnikov Permafrost Institute SB RAS, 36 Merzlotnaya st., Yakutsk 677010, Russia,

<http://orcid.org/0000-0002-7146-0798>, AAD-2134-2019, JIT57@mail.ru.

Citation

Spektor V.B., Shestakova A.A., Torgovkin Y.I. New genetic types of landforms and deposits of the coastal part of the western sector of the Laptev Sea and the Lena River Delta // Arctic and Subarctic Natural Resources. 2021, Vol. 26, No. 2. P. 81–93. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-5>

ОБЩАЯ БИОЛОГИЯ

Экология

УДК 57.036:504.064.37

DOI 10.31242/2618-9712-2021-26-2-6

Оценка нарушенности лесных экосистем и их восстановления после пожаров в Олекминском заповеднике (Россия) по космическим снимкам Landsat

Ю.Ф. Рожков^{1, *}, М.Ю. Кондакова²

¹ФГБУ «Государственный природный заповедник «Олекминский», Олекминск, Россия

²ФГБУ «Гидрохимический институт», Ростов-на-Дону, Россия

*olekmazar-nauka@yandex.ru

Аннотация. Для целей мониторинга состояния лесных экосистем наиболее эффективно использование возможностей дистанционных методов. На мультиспектральных космических снимках Landsat территории государственного природного заповедника «Олекминский» выделены фрагменты лесов площадью 34,484 км² (масштаб 1:24000) с различной нарушенностью от пожаров. Затем были сохранены полигоны по трем уровням детализации – 4, 16, 64 с масштабами 1:12000, 1:6000, 1:3000. При дешифрировании проводилась неуправляемая классификация фрагмента, полигонов методом ISODATA (Iterative Self-Organizing Data Analysis Technique) на 2, 4 класса. Были построены кривые распределения значений индексов лесистости для полигонов 3-го уровня детализации. Характер кривых распределения значений нарушенных полигонов отличаются от нормального, тогда как у ненарушенных близки к нормальному распределению. Расчет коэффициента корреляции между рядами значений индексов по годам показал, что на всех трех уровнях детализации коэффициент корреляции ненарушенного полигона в 5–10 раз выше, чем нарушенного. Дана оценка нарушенности лесных экосистем по показателям тематической разности пикселей и индексу лесистости. По результатам классификации на четыре класса была проведена статобработка с расчетом показателей разности и подобия полигонов – дисперсии генеральной совокупности и теста Фишера (F-тест). Рассмотрены результаты изменения дисперсии генеральной совокупности и F-теста на разных уровнях детализации.

Ключевые слова: дешифрирование космических снимков, классификация Isodata, индексы лесистости, дисперсия, F-тест.

Введение

Для целей мониторинга состояния лесных экосистем наиболее эффективно использование возможностей дистанционных методов. Получили широкое распространение методы оценки нарушенности лесов в результате как антропогенного воздействия, так и стихийных бедствий, в том числе: мониторинг гибели лесов от лесных пожаров [1, 2], лесопатологический мониторинг повреждения от вредителей [3, 4], мониторинг лесозаготовок, незаконных рубок, буреломов, ветровалов в результате стихий [5, 6], выявление зон влияния антропогенного загрязнения горно-

добывающих комбинатов [7–9], газодобывающих и нефтедобывающих предприятий [10, 11] на лесные экосистемы. На основании анализа космических снимков предложены шкалы нарушенности лесов из шести категорий (от ненарушенных до разрушенных) [12] и четырех категорий (средневзвешенная категория нарушенности лесов – от здоровых до усыхающих, погибших) [1].

При определении нарушенности лесных экосистем от пожаров широко используются оценка по хлорофильному индексу – MTCI [13], эмиссии углерода в результате пожаров [14–16], индексу вегетации NDVI, нормализованному ин-

дексу гарей – NBR [17, 18], коротковолновому индексу SWVI [2], расчеты коэффициентов отражения в инфракрасном спектральном диапазоне [19]. В основу перечисленных индексов заложена закономерная связь уменьшения концентрации хлорофилла, продуктивности, биомассы растений с увеличением нарушенности экосистем. Для этих показателей характерна зависимость спектральной яркости от различных факторов, связанных с условиями съемки: сезонностью, состоянием атмосферы, типом съемочной камеры и ее ориентацией. Этому влиянию менее подвержены методы, основанные на оценке состояния экосистемы по изменению ее структуры [20–22]. При этом оцениваются упрощения структурной организации экосистемы в результате экстремального воздействия, уменьшение ее биоразнообразия, разрушение структурно-функциональных связей. Это разрушение структурной организации экосистемы обнаруживается при использовании кластерного анализа – классификации «без обучения» методом ISODATA. Подобный метод выбран для оценки нарушения упорядоченности ландшафтов после пожаров или

других воздействий, разрушающих структуру экосистемы.

Целью настоящего исследования было сравнение лесных массивов с различной нарушенностью после пожара с интервалом во времени в 20 лет с использованием классификации «без обучения» методом ISODATA (Iterative Self-Organizing Data Analysis Technigue) для мульти-спектральных снимков.

Материалы и методы

При осуществлении непрерывного мониторинга за состоянием бореальных лесов использовалось дешифрирование временных серий мультиспектральных (летних, июль–август) снимков Landsat, сделанных в период с 1995 по 2016 г., полученных в общедоступных сервисах (<http://glovis.usgs.gov>). Исследования проводились на территории Олекминского заповедника Юго-Западной Якутии. Для сравнения были выбраны четыре полигона площадью 34,484 км² (масштаб 1:24000) с доминированием лиственницы Гмелина (*Larix gmelinii* Rupr.), сосны сибирской (*Pinus sibirica* Du Tour), но с разной нарушенностью от пожара (рис. 1). Первый полигон, расположен-

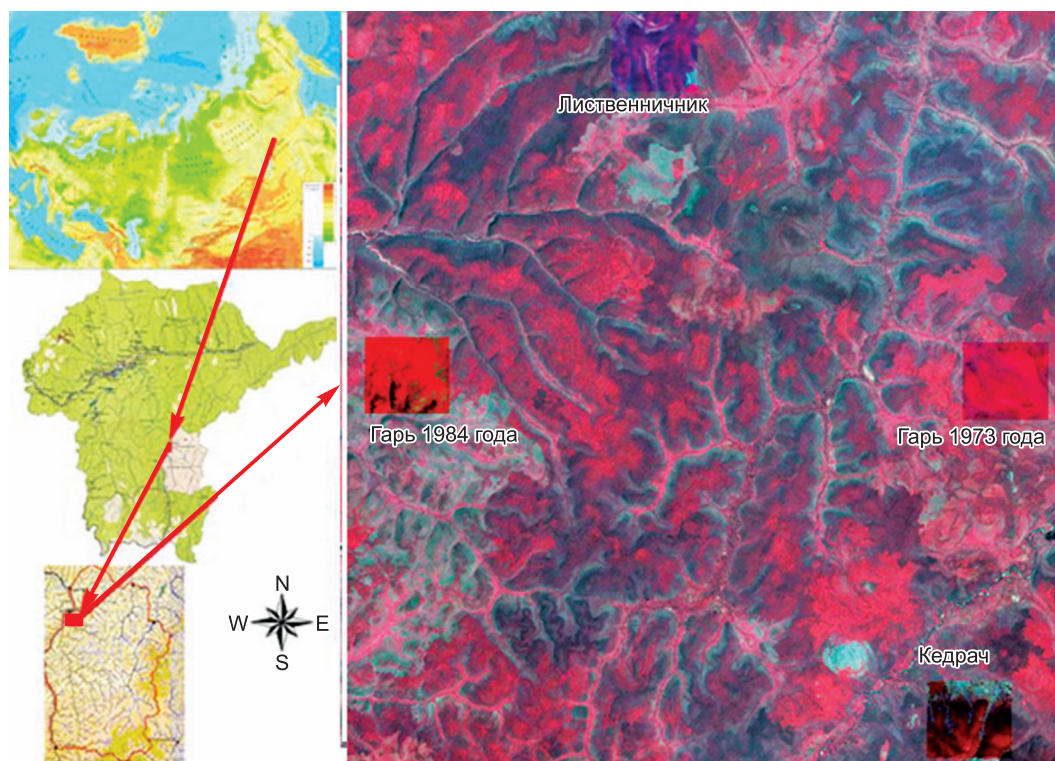


Рис. 1. Район исследования.

Fig. 1. Study area.

1=1-1 1=1	1=1-2	1=2-1 1=2	1=2-2	2=1-1 2=1	2=1-2	2=2-1 2=2	2=2-2
1=1-3	1=1-4 1	1=2-3	1=2-4	2=1-3	2=1-4 2	2=2-3	2=2-4
1=3-1 1=3	1=3-2	1=4-1 1=4	1=4-2	2=3-1 2=3	2=3-2	2=4-1 2=4	2=4-2
1=3-3	1=3-4	1=4-3	1=4-4	2=3-3	2=3-4	2=4-3	2=4-4
3=1-1 3=1	3=1-2	3=2-1 3=2	3=2-2	4=1-1 4=1	4=1-2	4=2-1 4=2	4=2-2
3=1-3	3=1-4 3	3=2-3	3=2-4	4=1-3	4=1-4 4	4=2-3	4=2-4
3=3-1 3=3	3=3-2	3=4-1 3=4	3=4-2	4=3-1 4=3	4=3-2	4=4-1 4=4	4=4-2
3=3-3	3=3-4	3=4-3	3=4-4	4=3-3	4=3-4	4=4-3	4=4-4

Рис. 2. Разбивка снимка Landsat масштаба 1:24000 на полигоны (4, 16, 64 полигона). Лесной массив с гарью 1984 г. (снимок 1995 г.).

Fig. 2. Breakdown of a Landsat image at a scale of 1: 24000 into polygons (4, 16, 64 polygons). Forest after a fire in 1984 (image dt. 1995).

ный в истоке р. Бедерях, не нарушен лесным пожаром. Второй, расположенный в долине р. Холболах, нарушен лесным пожаром 1984 г. Третий, расположенный в долине р. Амга, нарушен лесным пожаром 1973 г. Четвертый, расположенный в истоке р. Олорбох, не нарушен лесным пожаром. Каждый из выбранных полигонов был разбит на четыре полигона масштаба 1:12000. Далее были получены 16 полигонов с масштабом 1:6000. Способ получения полигонов разных масштабов описан ранее [23]. На третьем уровне детализации продолжалось разбиение на тетрады. Получилось 64 полигона масштаба 1:3000 (рис. 2, 3).

При обработке космических снимков использовался пакет программ ENVI-4.0 (для преобразования снимков в формат Geotif), ArcView-3.3 с модулями Image Analyst, Spatial Analyst (для дешифрирования полученных снимков). Для определения показателей, с помощью которых осуществлялся мониторинг состояния лесов, был выбран инструмент кластерного анализа: классификация ISODATA. Была проведена классификация снимков на два, четыре класса. Классификация на два класса позволяет определить

индекс, характеризующий лесистость [24], который определяется как отношение площади, покрытой лесной растительностью, к общей площади: $D = df/S$, где D – лесистость; df – площадь, покрытая лесной растительностью, m^2 ; S – общая площадь территории, m^2 .

Классификация на четыре класса была использована при определении тематической разности [20] и статистическом анализе. Проводилось сравнение с помощью показателей разности и подобия полигонов – по дисперсии генеральной совокупности, тесту Фишера на подобие массивов (F-тест). До проведения статистического анализа все результаты расчета классификации были пересчитаны и приведены к размерности полигона масштаба 1:24000. Результаты классификации на всех четырех уровнях детализации представлены в табл. 1.

Результаты и обсуждение

Особенности распределения полигонов лесного массива по значениям индекса лесистости. Полигоны с ненарушенными лесными массивами с доминированием лиственницы Гмелина (*Larix gmelinii Rupr.*) и сосны сибирской

ОЦЕНКА НАРУШЕННОСТИ ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ И ИХ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПОСЛЕ ПОЖАРОВ



Рис. 3. Разбивка снимка Landsat масштаба 1:24000 на полигоны (4, 16, 64 полигона). Лесной массив с доминированием лиственницы Гмелина (*Larix gmelinii* Rupr.) (снимок 1995 г.).

Fig. 3. Breakdown of a Landsat image at a scale of 1: 24000 into polygons (4, 16, 64 polygons). Forest area with dominance of larch Gmelin (*Larix gmelinii* Rupr.) (image dt. 1995).

(*Pinus sibirica* Du Tour) имеют более высокие значения индекса лесистости по сравнению с нарушенным как в 1995, так и в 2016 г. Сравните 0,791, 0,689 для ненарушенных полигонов и 0,387 и 0,470 для нарушенного (табл. 2). Отмечено увеличение значений индекса лесистости по мере восстановления леса после пожара. За 21 год индекс лесистости нарушенного полигона увели-

чился с 0,387 до 0,470, тогда как у ненарушенных полигонов он увеличился незначительно с 0,758 до 0,791 у лиственничника и с 0,615 до 0,689 для кедрача. Кроме того, следует отметить уменьшение разброса значений индекса для нарушенного полигона на всех трех уровнях детализации (с 0,168 до 0,107 на первом уровне, с 0,331 до 0,296 – на втором, с 0,844 до 0,664 – на

Таблица 1

Результаты пересчета результатов классификации снимка Landsat на 4 класса для разных масштабов

Table 1

Recalculation results of Landsat image classification into four classes for different scales

Номер полигона	Лиственничник ненарушенный				Гарь 1984 г			
	исходный	1	1 = 1	1 = 1 – 1	исходный	1	1 = 1	1 = 1 – 1
масштаб	1:24000	1:12000	1:6000	1:3000	1:24000	1:12000	1:6000	1:3000
1 кл.	8857	10644	7546	12879	6852	7516	8460	5161
2 кл.	12884	14436	10583	9355	10291	10480	13066	15663
3 кл.	9706	7984	13327	6728	11470	10780	10600	12478
4 кл.	6869	5252	6860	9355	9703	9540	6190	5014
Сумма пикселей	38316	38316	38316	38316	38316	38316	38316	38316

Характеристика полигонов лесных массивов по значениям индекса лесистости

Table 2

Characteristics of forest sites according to forest index values

Масштаб	Лиственничник ненарушенный, 1995 г.			Лиственничник ненарушенный, 2016 г.	
	Диапазон значений	Разброс значений	К корреляции между массивами по годам	Диапазон значений	Разброс значений
1: 24000	0,758	один полигон		0,791	один полигон
1: 12000	0,578–0,802	0,224 из 4	0,968	0,617–0,791	0,174 из 4
1: 6000	0,405–0,806	0,401 из 16	0,248	0,512–0,819	0,307 из 16
1: 3000	0,323–0,873	0,550 из 64	0,133	0,375–0,844	0,469 из 64
	Гарь 1984 г. в 1995 г.			Гарь 1984 г. в 2016 г.	
1: 24000	0,387	один полигон		0,470	один полигон
1: 12000	0,232–0,400	0,168 из 4	0,166	0,446–0,553	0,107 из 4
1: 6000	0,219–0,550	0,331 из 16	0,141	0,372–0,668	0,296 из 16
1: 3000	0,077–0,921	0,844 из 64	0,043	0,229–0,893	0,664 из 64
	Массив сосны сибирской, 1995 г.			Массив сосны сибирской, 2016 г.	
1: 24000	0,615	один полигон		0,689	один полигон
1: 12000	0,370–0,658	0,288 из 4	0,964	0,355–0,689	0,344 из 4
1: 6000	0,348–0,795	0,447 из 16	0,719	0,333–0,742	0,409 из 16
1: 3000	0,279–0,834	0,555 из 64	0,574	0,295–0,809	0,514 из 64

третьем уровне). Расчет коэффициента корреляции между рядами значений индекса лесистости по годам показал, что на всех трех уровнях детализации коэффициент корреляции ненарушенного полигона в 5–10 раз выше, чем нарушенного (сравните 0,964 и 0,166 – для первого уровня, 0,719 и 0,141 – для второго и 0,574 и 0,043 – для третьего уровня) (табл. 2). Подобная картина объясняется тем, что в случае нарушенного полигона по меньшей мере два процесса – функционирование лесной экосистемы и восстановление после пожара накладываются друг на друга, а в случае ненарушенного полигона выделяется только процесс функционирования экосистемы.

Еще более показательное сравнение кривых распределения значений индекса лесистости для нарушенных и ненарушенных полигонов. В случае нарушенных полигонов (рис. 4) спустя 10–20 лет после пожара кривые распределения значений отличаются от кривой нормального распределения. Имеются аномалии в разбросе минимальных и максимальных значений и несколько вершин. По мере восстановления леса кривые распределения значений выравниваются и спустя 32 года после пожара 1984 г. и 43 года после пожара 1973 г. уже близки к кривым нормального распределения. Это говорит о восста-

новлении лесных экосистем после нарушений, вызванных лесным пожаром. В случае ненарушенных полигонов кривые распределения значений индекса лесистости в 1995 и 2016 гг. близки к кривой нормального распределения и незначительно различаются между собой (рис. 5). Что согласуется с утверждением [25], согласно которому в случае параметрических способов классификации используют закон нормального (гауссова) распределения, типичного для яркостей природных объектов.

Оценка нарушенности лесных экосистем и восстановления после пожара по изменению индекса лесистости и тематической разности пикселей. Ранее нами [20] была установлена связь между значениями индекса лесистости и разностью пикселей при классификации полигонов на два класса. Было показано, что все положительные значения разности между 1-м и 2-м классом соответствуют значениям индекса лесистости выше 0,5, а все отрицательные значения разности лежат в области значений индекса лесистости менее 0,5. Расчеты тематической разности при классификации на четыре класса показали такую же связь. Ненарушенные полигоны характеризуются значениями индекса лесистости более 0,5 и положительными значениями темати-

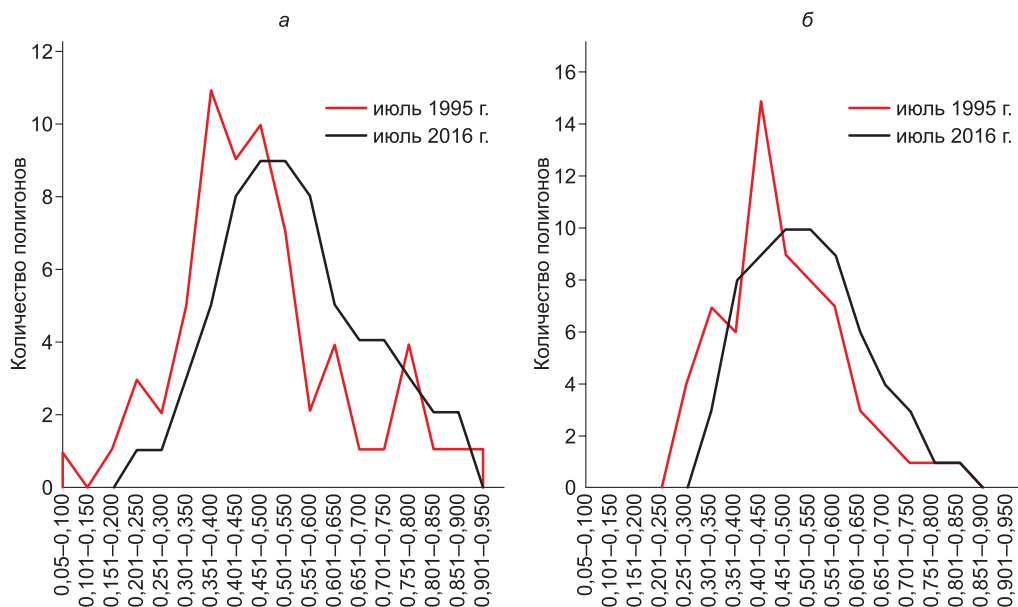


Рис. 4. Распределение полигонов масштаба 1:3000 (64 шт.) по значениям индексов лесистости: *a* – гарь 1985 г.; *б* – гарь 1973 г.

Fig. 4. Polygons distribution of scale 1: 2000 (64 pcs.) from the values of the productivity index: *a* – burned-out 1985; *б* – burned-out 1973.

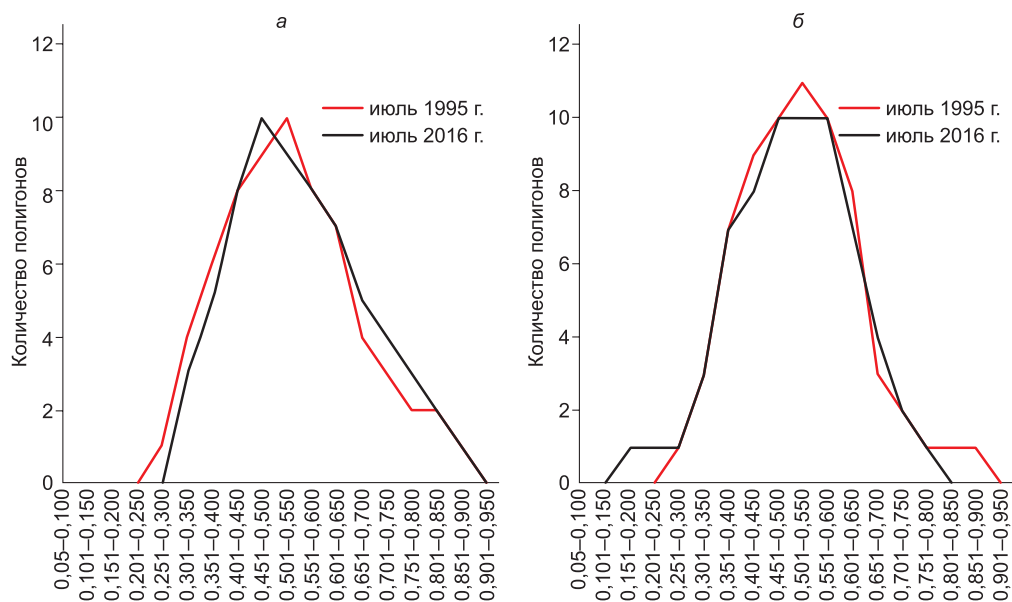


Рис. 5. Распределение полигонов масштаба 1:3000 (64 шт.) по значениям индексов лесистости: *a* – ненарушенный лиственничник в истоке р. Бедердах; *б* – ненарушенный массив сосны сибирской в истоке р. Олорбох.

Fig. 5. Polygons distribution of scale 1: 3000 (64 pcs.) from the values of the forest cover index: *a* – undisturbed larch forest at the source of the river Bederдах, 1995; *б* – Undisturbed massif of Siberian pine at the source of the river Olorboch.

ческой разности, тогда как все значения индекса лесистости нарушенных экосистем лежат в области менее 0,5 и имеют отрицательные значения тематической разности пикселей (табл. 3).

Чем более нарушены экосистемы после пожара, тем меньше значения индекса лесистости и тематической разности пикселей. Например, для гари 1984 г. в 1995 г. на втором уровне дета-

Таблица 3

**Связь между индексом лесистости и тематической разностью
при сравнении нарушенных и ненарушенных лесных экосистем**

Table 3

**Relationship between forest cover index and thematic difference
when comparing disturbed and undisturbed forest ecosystems**

Показатель	Ненарушенный лиственный лес, 1995 г.					Гарь 1984 года в 1995 году				
	Номер полигона									
	1=24	12=1	12=2	12=3	12=4	1=24	12=1	12=2	12=3	12=4
1 класс	8857	10644	10420	8836	5148	6852	7516	7980	5124	6872
2 класс	12884	14436	13116	13728	13172	10291	10480	6816	11304	9780
3 класс	9706	7984	9508	10440	14864	11470	10780	11392	13092	11024
4 класс	6869	5252	5272	5312	5132	9703	9540	12128	8796	10640
Сумма пикселей	38316	38316	38316	38316	38316	38316	38316	38316	38316	38316
Тематическая разность пикселей	19804	23124	14700	12036	2012	-8670	-7660	-12908	-11120	-8156
Индекс лесистости	0,758	0,802	0,692	0,670	0,508	0,387	0,400	0,332	0,356	0,394

Таблица 4

**Сравнительная динамика процесса лесовосстановления на гарях
по изменению индекса лесистости**

Table 4

**Comparative dynamics of the process of reforestation in burned-out areas
according to the change in the forest cover index**

Год	Гарь 1984 года, долина р. Холболах					Гарь 1973 года, долина р. Амга				
	Номер полигона									
	1=24	12=1	12=2	12=3	12=4	1=24	12=1	12=2	12=3	12=4
1995	0,387	0,400	0,332	0,356	0,393	0,382	0,321	0,411	0,360	0,461
2001	0,409	0,437	0,391	0,420	0,394	0,401	0,395	0,424	0,364	0,469
2006	0,411	0,458	0,510	0,431	0,397	0,423	0,450	0,438	0,368	0,474
2013	0,463	0,482	0,548	0,452	0,417	0,444	0,498	0,446	0,371	0,485
2016	0,470	0,491	0,553	0,485	0,446	0,467	0,535	0,456	0,374	0,492
Δ за 21 год	0,083	0,091	0,221	0,129	0,053	0,085	0,214	0,045	0,014	0,031

лизации наиболее нарушен полигон 3=4 со значениями индекса лесистости 0,219 и тематической разности –21560 пикселей. Для гари 1973 г. в 1995 г. наиболее нарушен полигон 4=1 со значениями индекса лесистости 0,300 и тематической разностью –16399 пикселей. Наименее нарушен после пожара 1984 г. полигон 1=2 с индексом лесистости 0,541 и тематической разностью +3169, а для пожара 1973 г. в 1995 г. наименее нарушен полигон 2=2 с индексом лесистости 0,588 и тематической разностью пикселей +6762 (табл. 3).

Сравнение нарушенных полигонов по динамике лесовосстановления подтвердило указан-

ную [20] зависимость скорости этого процесса от уровня нарушенности полигона. Наиболее нарушенные полигоны восстанавливаются со значительно большей скоростью, чем менее нарушенные. Полигоны с наименьшими значениями индекса лесистости в 1995 г. (0,332 для гари 1984 г. и 0,321 для гари 1973 г.) в 2016 г. характеризуются наибольшими значениями индекса лесистости – 0,553 и 0,535 соответственно (табл. 4). Для полигонов с наибольшими значениями индекса лесистости в 1995 г. (0,393 для гари 1984 г. и 0,461 для гари 1973 г.) характерна низкая динамика лесовосстановления – 0,053 и 0,031 за период с 1995 по 2016 г. соответственно. Это в

Сравнение полигонов первого уровня детализации
по статистическим характеристикам

Table 5

Comparison of polygons of the first level detalization
according to statistical characteristics

Номер полигона	Дисперсия генеральной совокупности				F-тест на подобие			
	Гарь 1973 года		Ненарушенный лиственничник		Гарь 1973 года		Ненарушенный лиственничник	
	1995 г.	2016 г.	1995 г.	2016 г.	1995 г.	2016 г.	1995 г.	2016 г.
12=1	9366454	6933602	8099521	8506007	0,831	0,683	0,482	0,851
12=2	9706138	6410421	6322185	9391844	0,715	0,737	0,677	0,746
12=3	14591702	7821263	6939925	10716064	0,327	0,751	0,596	0,624
12=4	10101354	8984139	12381873	17226265	0,440	0,796	0,264	0,322

5–7 раз меньше, чем у сильнонарушенных полигонов.

Сравнение полигонов лесных массивов с помощью статистических методов. Были проведены расчеты статистических показателей сходства и различия полигонов – теста Фишера (F-тест) и дисперсии генеральной совокупности на разных уровнях детализации. На первом уровне детализации сравнение первой тетрады с исходным полигоном масштаба 1:24000 показало (табл. 5), что по результатам классификации на четыре класса в ненарушенном лиственничнике и гари 1973 г. наименее подобны исходным полигонам полигоны 12=4, 12=3. Для них характерны минимальные значения F-теста (0,264 – в 1995 г. и 0,322 – в 2016 г. для ненарушенного лиственничника; 0,327 и 0,440 – в 1995 г. – для зарастающей гари), а также наибольшие значения дисперсии (14591702, 10101354 для гари в 1995 г. и 10716064, 17226265 для ненарушенного лиственничника в 2016 г.). Наиболее похожи на исходный полигон в ненарушенном лиственничнике и зарастающей гари – полигоны 12=1 и 12=2 с наибольшими значениями F-теста и наименьшими значениями дисперсии. Следует отметить, что по мере восстановления лесов после пожара наименее подобные исходному полигону полигоны 12=3 и 12=4 стали более похожи на него. Это выразилось в увеличении значений F-теста и уменьшении дисперсии в 2016 г. по сравнению с 1995 г.

Сравнение тетрад с разным уровнем детализации показало наличие переходных коэффициентов при переходе между уровнями. Ранее [23] нами было отмечено, что «величина переходных

коэффициентов при переходе между уровнями детализации не зависит от изменений дисперсии в пределах тетрады, а является разностью между средними значениями дисперсий каждого из уровней детализации». При сравнении нарушенных и ненарушенных полигонов также отмечено наличие переходных коэффициентов между уровнями детализации (табл. 6, 7). Они имеют как положительные, так и отрицательные значения и являются разностью между средними значениями дисперсий каждой из тетрад.

Кроме того, расчет переходных коэффициентов при переходе между дисперсиями полигонов первого уровня детализации и исходными полигонами масштаба 1:24000 показал, что разность дисперсий самих полигонов и дисперсии исходного полигона в 2 раза больше разности дисперсий этих полигонов с исходным полигоном и дисперсии исходного полигона (табл. 8).

Заключение

В результате использования кластерного анализа в дешифрировании снимков Landsat лесных экосистем Олекминского заповедника была дана сравнительная характеристика четырех лесных массивов площадью 34,484 км² – двух нарушенных после пожаров 1984 и 1973 гг. и двух ненарушенных с доминированием лиственницы Гмелина (*Larix gmelinii Rupr.*) и сосны сибирской (*Pinus sibirica Du Tour*) на трех уровнях детализации на 4, 16, 64 полигона. Показано, что кривые распределения полигонов по значениям индексов лесистости у ненарушенных полигонов близки к кривым нормального распределения, а

Таблица 6

Сравнение тетрад с разным уровнем детализации по показателю дисперсии генеральной совокупности (полигоны 1=1, 2, 3, 4; 1=1-1, 2, 3, 4) для гари 1973 года (снимок 1995 г.)

Table 6

Comparison of tetrads with different levels of detail by indicator of the dispersion (polygons 1=1, 2, 3, 4; 1=1-1, 2, 3, 4) burned-out 1973 (image dt. 1995)

Детализация 3-го уровня					
дисперсия с полигоном 1=1	разность дисперсий	дисперсия с 1 полигоном	разность дисперсий	дисперсия с исходным полигоном	номер полигона
5302030	-1907331	7209361	-2356995	9566356	1=1-1
4769351	-1907331	6676682	-2356995	9033678	1=1-2
34710205	-1907331	36617536	-2356995	38974531	1=1-3
11019859	-1907331	12927190	-2356995	15284185	1=1-4
5302030	-1907331	7209361	-2356995	9566356	средн.
Детализация 2-го уровня					
		дисперсия с 1 полигоном	разность дисперсий	дисперсия с исходным полигоном	Номер полигона
		5102128	-2356995	7459123	1=1
		9587994	-2356995	11944990	1=2
		8955130	-2356995	11312125	1=3
		4618244	-2356995	6975239	1=4
		7065874	-2356995	9422869	средн.

Таблица 7

Сравнение тетрад с разным уровнем детализации по показателю дисперсии генеральной совокупности (полигоны 1=1, 2, 3, 4; 1=1-1, 2, 3, 4) для ненарушенного лиственничника (снимок 1995 г.)

Table 7

Comparison of tetrads with different levels of detail by indicator of the dispersion (polygons 1=1, 2, 3, 4; 1=1-1, 2, 3, 4) for undisturbed larch forest (images dt. 1995)

Детализация 3-го уровня					
дисперсия с полигоном 1=1	разность дисперсий	дисперсия с полигоном -1	разность дисперсий	дисперсия с исходным полигоном	номер полигона
3727987	-4410836	8138823	3398386	4740437	1=1-1
10081130	-4410836	14491966	3398386	11093580	1=1-2
5862808	-4410836	10273644	3398386	6875257	1=1-3
6657207	-4410836	11068043	3398386	7669657	1=1-4
6582283	-4410836	10993119	3398386	7594733	средн.
Детализация 2-го уровня					
		дисперсия с полигоном -1	разность дисперсий	дисперсия с исходным полигоном	Номер полигона
		7087071	3398386	3688685	1=1
		13419114	3398386	10020727	1=2
		15940500	3398386	12542114	1=3
		12155119	3398386	8756733	1=4
		12150451	3398386	8752065	средн.

**Сравнение тетрад первого уровня детализации
по показателю дисперсии генеральной совокупности
для нарушенного и ненарушенного полигонов (снимок 1995 г.)**

Table 8

**Comparison of the first level detalization tetrads by indicator of general dispersion
for disturbed and undisturbed polygons (image dt.1995)**

Гарь 1973 г. в 1995 г.						
дисперсия исходного полигона	разность дисперсий	дисперсия полигонов первого уровня	номер полигона	дисперсия с исходным полигоном	разность дисперсий	дисперсия исходного полигона
11723450	-4713991	7009459	12=1	9366454	-2356995	11723450
11723450	-4034623	7688827	12=2	9706138	-2017311	11723450
11723450	5736506	17459955	12=3	14591702	2868253	11723450
11723450	-3244191	8479259	12=4	10101354	-1622095	11723450
11723450	-1564075	10159375	ср.	10941412	-782037	11723450
Ненарушенный лиственничник в 1995 г.						
дисперсия исходного полигона	разность дисперсий	дисперсия полигонов первого уровня	номер полигона	дисперсия с исходн. полигоном	разность дисперсий	дисперсия исходного полигона
4701135	6796773	11497907	12=1	8099521	3398386	4701135
4701135	3242101	7943235	12=2	6322185	1621050	4701135
4701135	4477581	9178715	12=3	6939925	2238790	4701135
4701135	15361477	20062611	12=4	12381873	7680738	4701135
4701135	7469483	12170617	ср.	8435876	3734741	4701135

кривые для массивов, нарушенных после пожаров, отличаются от нормального распределения (имеются «горбы», отсутствует вершина и др.), что говорит о нарушении структурной организации экосистемы спустя 10–20 лет после пожара. По мере восстановления леса кривые распределения значений выравниваются и спустя 32 года после пожара 1984 г. и 43 года после пожара 1973 г. уже близки к кривым нормального распределения. Это говорит о восстановлении лесных экосистем после нарушений, вызванных лесным пожаром.

Кроме того, определено различие в коэффициентах корреляции между рядами полигонов разных уровней детализации с интервалом в 21 год. На всех трех уровнях детализации коэффициент корреляции ненарушенного полигона в 5–10 раз выше, чем у нарушенного.

В качестве критериев оценки нарушенности лесных экосистем были рассмотрены показатели тематической разности пикселей и индекс лесистости. Чем меньше значения тематической разности и индекса лесистости, тем более нарушена лесная экосистема.

Кроме того, подтверждено утверждение, что чем более нарушены полигоны, тем быстрее идет процесс лесовосстановления.

Каждый полигон тетрады с масштабами 1:3000, 1:6000, 1:12000 подвергался статистической обработке с определением показателей разности и подобия полигонов – дисперсии генеральной совокупности и F-теста на подобие. На первом уровне детализации сравнение первой тетрады с исходным полигоном масштаба 1:24000 показало, что по результатам классификации на четыре класса в ненарушенном лиственничнике и гари 1973 г. наименее подобны исходным полигонам полигоны 12=3 и 12=4. Для них характерны минимальные значения F-теста и наибольшие значения дисперсии. Наиболее похожи на исходный полигон в ненарушенном лиственничнике и в зарастающей гари – полигоны 12=1 и 12=2 с наибольшими значениями F-теста и наименьшей дисперсией. Отмечено, что по мере зарастания гари полигоны 1-го уровня детализации становятся более подобны исходному полигону. Это подтверждается увеличением значений F-теста и уменьшением ди-

сперсии. По показателю дисперсии генеральной совокупности было проведено сравнение тетрад разного уровня детализации. Показано, что дисперсия тетрады каждого уровня изменяется на постоянную величину при переходе между уровнями детализации независимо от значений дисперсии в пределах тетрады, а также даны были даны расчеты переходных коэффициентов при переходе между уровнями детализации.

Литература

1. Барталев С.А., Егоров В.А., Крылов А.М., Стыценко Ф.В., Ховратович Т.С. Исследование возможностей оценки состояния поврежденных пожарами лесов по данным многоспектральных спутниковых измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7, № 3. С. 215–225.
2. Барталев С.А., Стыценко Ф.В., Хвостиков С.А., Луян Е.А. Методология мониторинга и прогнозирования пирогенной гибели лесов на основе данных спутниковых наблюдений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14, № 6. С. 176–193.
3. Маркс А. Мониторинг лесов с помощью группировки спутников Rapid Eye // Геомастика. 2011. № 3. С. 58–66.
4. Чикидов И.И., Борисов Б.З., Исаев А.П. Оценка площади очагов массового размножения сибирского шелкопряда в 1999–2000 гг. в Центральной Якутии по данным Spot Vegetation // Наука и образование. 2010. № 4(60). С. 76–82.
5. Крылов А.М., Владимирова Н.А. Дистанционный мониторинг состояния лесов по данным космической съемки // Геомастика. 2011. № 3. С. 53–57.
6. Шихов А.Н., Перминов С.И., Киселева Е.С. Оценка подверженности бореальных лесов Урала воздействию лесных пожаров и ветровалов по многолетним рядам спутниковых наблюдений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14, № 4. С. 87–102.
7. Василевич М.И., Елсаков В.В., Щанов В.М. Применение спутниковых методов исследований в мониторинге состояния лесных фитоценозов в зоне выбросов промышленного предприятия // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11, № 1. С. 30–42.
8. Курбанов Э.А., Воробьев О.Н., Полевицкова Ю.А., Незамаев С.А., Демишева Е.Н. Сравнительный анализ спутниковых снимков высокого разрешения при дешифрировании древостоев, загрязненных отходами силикатного производства // Вестник ПГТУ. 2013. № 2. С. 74–90.
9. Черненко Т.В., Басова Е.В., Бочкарев Ю.Н., Пузаченко М.Ю. Оценка биоразнообразия лесов в зоне влияния горно-металлургического комбината «Североникель» // Лесоведение. 2009. № 6. С. 32–45.
10. Динамика антропогенной деградации ландшафтов Западной Сибири при нефтедобыче на примере Мамонтовского и Южно-Балыкского месторождений: (обзор). М.: Гринпис России, 2012. 45 с.
11. Токарева О.С., Касьянов И.В. Оценка динамики состояния растений-биоиндикаторов атмосферного загрязнения на основе данных дистанционного зондирования // Вестник науки Сибири. 2011. № 1 (1). С. 268–272.
12. Терехин Э.А. Оценка нарушенности лесных экосистем юго-запада Среднерусской возвышенности с применением материалов космических съемок // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14, № 4. С. 112–124.
13. Jadunandan Dash et al. MTCI : The MERIS Terrestrial chlorophyll index // ENVISAT Symposium Proceedings / Austria, Salzburg, 2004.
14. Hall R.J. et al. Modelling forest stand structure attributes using Landsat ETM+ data: application to mapping of aboveground biomass and stand volume // Forest Ecology and Management. 2006. No. 225. P. 378–390.
15. Krankina O.N., Harmon M.E., Cohen W.B., Oetter D.R., Zyrina O., Duane M.V. Carbon stores, sinks, and sources in forests of northwestern Russia: can we reconcile forest inventories with remote sensing results? // Climatic change. 2004. No. 67. P. 257–272.
16. Пономарев Е.И., Швецов Е.Г., Литвинцев К.Ю. Калибровка оценок пожарных эмиссий на основе данных дистанционного зондирования // Исследование Земли из космоса. 2018. № 5. С. 41–51.
17. Escuin S., Navarro R., Fernandez P. Fire severity assessment by using NBR (Normalized Burn Ratio) and NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) derived from Landsat TM/ETM images // Journal of Remote Sensing. 2008. No. 29. P. 1053–1073.
18. Hudak A.T., Morgan P., Bobbitt M.J., Smith M.S., Lewis S.A., Lentile L.B., Robichand P.R., Clark J.T., McKinley R.A. Relationship of multispectral satellite imagery to immediate fire effects // Journal of Fire ecology. 2007. No. 3. P. 64–90.
19. Терехин Э.А. Геоинформационный анализ нарушенности лесных экосистем с применением разновременных спутниковых данных // Геоинформатика. 2017. № 3. С. 56–62.
20. Рожков Ю.Ф., Кондакова М.Ю. Оценка динамики восстановления лесов после пожаров в Оленинском заповеднике (Россия) по космическим снимкам Landsat // Nature Conservation Research. Заповедная наука. 2019. 4(Вып. 1). С. 1–10. <https://dx.doi.org/10.24189/ncr.2019.014>
21. Рожков Ю.Ф., Кондакова М.Ю. Оценка возможности использования показателя симметрии распределения пикселей в мониторинге состояния лесов при дешифрировании космических снимков среднего

и высокого разрешения // Nature Conservation Research. Заповедная наука. 2016. Вып. 1(1). С. 98–107. DOI: 10.24189/ncr.2016.008

22. Рожков Ю.Ф., Кондакова М.Ю. Оценка структурных характеристик лесных экосистем с использованием дешифрирования космических снимков высокого и сверхвысокого разрешений // Вестник СВФУ. 2018. № 1 (63). С. 38–51. DOI:10.25587/SVFU.2018.63.10539

23. Рожков Ю.Ф., Кондакова М.Ю. Сравнительная характеристика лесных массивов с использовани-

ем дешифрирования снимков сверхвысокого разрешения // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2020. Т. 25, № 2. С. 125–136. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2020-25-2-10>

24. Исаев А.С., Князева С.В., Пузаченко М.Ю. и др. Использование спутниковых данных для мониторинга биоразнообразия лесов // Исследование Земли из космоса. 2009. № 2. С. 1–12.

25. Книжников Ю.Ф., Кравцова В.И., Тутубалина О.В. Аэрокосмические методы географических исследований. М.: Академия, 2004. 336 с.

Поступила в редакцию 15.12.2020

Принята к публикации 21.04.2021

Об авторах

РОЖКОВ Юрий Филиппович, кандидат химических наук, заместитель директора по научной работе, ФГБУ «Государственный природный заповедник «Олекминский», Олекминск 678100, ул. Филатова, 6, Россия,

<https://orcid.org/0000-0002-6830-9130>, olekmazap-nauka@yandex.ru;

КОНДАКОВА Мария Юрьевна, кандидат биологических наук, старший научный сотрудник, ФГБУ «Гидрохимический институт», Ростов-на Дону 344090, пр. Стачки, 198, Россия,

Researcher ID: Z-2288-2019; Scopus ID: 36499623700, vesna-dm@mail.ru.

Информация для цитирования

Рожков Ю.Ф., Кондакова М.Ю. Оценка нарушенности лесных экосистем и их восстановления после пожаров в Олекминском заповеднике (Россия) по космическим снимкам Landsat // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2021, Т. 26, № 2. С. 94–107. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-6>

DOI 10.31242/2618-9712-2021-26-2-6

Evaluation of the disturbance of forest ecosystems and their recovery after wildfire events in the Olekminsky reserve (Russia) using interpretation of Landsat satellite images

Yu.F. Rozhkov^{1,*}, M.Yu. Kondakova²

¹State Nature Reserve «Olekminsky», Olekminsk, Russia

²Hydrochemical Institute, Rostov-on-Don, Russia

*olekmazap-nauka@yandex.ru

Abstract. For the purposes of monitoring the state of forest ecosystems, it is most effective to use the capabilities of remote sensing methods. Fragments of 27.562 km² (scale 1: 16000) of Gmelin larch (*Larix gmelinii* Rupr.) with various disturbances caused by fire were identified on the Landsat ETM + multispectral satellite images of the Olekminsky State Nature Reserve. Then polygons were saved at three levels of detail-4, 16.64 with scales 1: 8000, 1: 4000, 1: 2000. When decrypting, an uncontrolled classification of a fragment and polygons was carried out using the ISODATA method (Iterative Self-Organizing Data Analysis Technique) into 2.4 classes. Distribution curves of the values of forest cover and productivity indices were constructed for the polygons of the 3rd level of detail. The nature of the distribution curves of the values of disturbed polygons differ from the normal one, while in the undisturbed ones they are close to the

normal distribution of the values. Calculation of the correlation coefficient between the series of values of the indices by year showed that at all three levels of detailing the correlation coefficient of an undisturbed polygon is 2–3 times higher than that of a disturbed one. According to the results of classification into 4 classes, statistic processing was carried out with the calculation of indicators of the difference and similarity of polygons - the variance of the general population and the Fisher test (F-test). The results of changes in the variance of the general population and the F-test at different levels of detail are considered.

Key words: satellite image interpretation, Isodata classification, forest cover index, dispersion, F-test.

References

1. Bartalev S.A., Egorov V.A., Krylov A.M., Stycenko F.V., Hovratovich T.S. Issledovanie vozmozhnostej ocenki sostoyaniya povrezhdennykh pozharemi lesov po dannym mnogospektral'nykh sputnikovyykh izmerenij // *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2010. Vol. 7, No. 3. P. 215–225.
2. Bartalev S.A., Stycenko F.V., Hvostikov S.A., Lypyan E.A. Metodologiya monitoringa i prognozirovaniya pirogennoj gibeli lesov na osnove dannykh sputnikovyykh nablyudenij // *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2017. Vol. 14, No. 6. P. 176–193.
3. Marks A. Monitoring lesov s pomoshch'yu gruppirovki sputnikov Rapid Eye // *Geomatika*. 2011. No. 3. P. 58–66.
4. Chikidov I.I., Borisov B.Z., Isaev A.P. Ocenka ploshchadi ochagov massovogo razmnozheniya sibirskogo shelkopryada v 1999–2000 gg. v Central'noj YAKutii po dannym Spot Vegetation // *Nauka i obrazovanie*. 2010. No. 4(60). P. 76–82.
5. Krylov A.M., Vladimirova N.A. Distancionnyj monitoring sostoyaniya lesov po dannym kosmicheskoy s"emki // *Geomatika*. 2011. No. 3. P. 53–57.
6. SHihov A.N., Perminov S.I., Kiseleva E.S. Ocenka podverzhennosti boreal'nykh lesov Urala vozdeystviyu lesnykh pozharov i vetrovalov po mnogoletnim ryadam sputnikovyykh nablyudenij // *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2017. Vol. 14, No. 4. P. 87–102.
7. Vasilevich M.I., Elsakov V.V., SHCHanov V.M. Primenenie sputnikovyykh metodov issledovaniy v monitoringe sostoyaniya lesnykh fitocenozov v zone vybrosov promyshlennogo predpriyatiya // *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2014. Vol. 11, No. 1. P. 30–42.
8. Kurbanov E.A., Vorob'ev O.N., Polevshchikova Yu.A., Nezamaev S.A., Demisheva E.N. Sravnitel'nyy analiz sputnikovyykh snimkov vysokogo razresheniya pri deshifirovani drevostoev, zagryaznennykh othodami silikatnogo proizvodstva // *Vestnik PGUTU*. 2013. No. 2. P. 74–90.
9. Chernen'kova T.V., Basova E.V., Bochkarev Yu.N., Puzachenko M.Yu. Ocenka bioraznoobraziya lesov v zone vliyaniya gorno-metallurgicheskogo kombinata «Severonikel'» // *Lesovedenie*. 2009. No. 6. P. 32–45.
10. Dinamika antropogennoj degradacii landshtaftov Zapadnoj Sibiri pri nefte dobyche na primere Mamontovskogo i Yuzhno-Balyksskogo mestorozhdenij: (obzor). M.: Grinpis Rossii, 2012. 45 p.
11. Tokareva O.S., Kas'yanov I.V. Ocenka dinamiki sostoyaniya rastenij- bioindikatorov atmosfernogo zagryazneniya na osnove dannykh distancionnogo zondirovaniya // *Vestnik nauki Sibiri*. 2011. No. 1 (1). P. 268–272.
12. Terekhin E.A. Ocenka narushennosti lesnykh ekosistem yugo-zapada Srednerusskoj vozvysheynosti s primeneniem materialov kosmicheskikh s"emok // *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2017. Vol. 14, No. 4. P. 112–124.
13. Jadunandan Dash et al. MTCI : The MERIS Terrestrial chlorophyll index // *ENVISAT Symposium Proceedings*. Austria, Salzzburg, 2004.
14. Hall R.J. et al. Modelling forest stand structure attributes using Landsat ETM+ data: application to mapping of aboveground biomass and stand volume // *Forest Ecology and Management*. 2006. No. 225. P. 378–390.
15. Krankina O.N., Harmon M.E., Cohen W.B., Oetler D.R., Zyrina O., Duane M.V. Carbon stores, thinks, and sources in forests of northwestern Russia: can we reconcile forest inventories with remote sensing results? // *Climatic change*. 2004. No. 67. P. 257–272.
16. Ponomarev E.I., Shvecov E.G., Litvincev K.Ju. Kalibrovka ocenok pozharnykh jemissij na osnove dannykh distancionnogo zondirovaniya // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2018. No. 5. P. 41–51.
17. Escuin S., Navarro R., Fernandez P. Fire severity assessment by using NBR (Normalized Burn Ratio) and NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) derived from Landsat TM/ETM images // *Journal of Remote Sensing*. 2008. No. 29. P. 1053–1073.
18. Hudak A.T., Morgan P., Bobbitt M.J., Smith M.S., Lewis S.A., Lentile L.B., Robichand P.R., Clark J.T., McKinley R.A. Relationship of multispectral satellite imagery to immediate fire effects // *Journal of Fire ecology*. 2007. No. 3. P. 64–90.
19. Terekhin E.A. Geoinformacionnyj analiz narushennosti lesnykh ekosistem s primeneniem raznovremennykh sputnikovyykh dannykh // *Geoinformatika*. 2017. No. 3. P. 56–62.
20. Rozhkov YU.F., Kondakova M.YU. Ocenka narushennosti lesnykh ekosistem posle pozharov s ispol'zovaniem deshifirovaniya kosmicheskikh snimkov // *Fundamental'nye issledovaniya*. 2014. No. 9 (part 9). P. 2018–2022.
21. Rozhkov YU.F., Kondakova M.YU. Ocenka vozmozhnosti ispol'zovaniya pokazatelya simmetrii raspredeleniya pikselej v monitoringe sostoyaniya lesov pri

deshifirovaniy kosmicheskikh snimkov srednego i vysokogo razresheniya // Nature Conservation Research. Zapovednaya nauka. 2016. No. 1(1). P. 98–107. DOI: 10.24189/ncr.2016.008

22. Rozhkov YU.F., Kondakova M.YU. Ocenka strukturnykh harakteristik lesnykh ekosistem s ispol'zovaniem deshifirovaniya kosmicheskikh snimkov vysokogo i sverh-vysokogo razreshenij // Vestnik SVFU. 2018. No. 1 (63). P. 38–51. DOI: 10.25587/SVFU.2018.63.10539

23. Rozhkov YU.F., Kondakova M.Yu. Sravnitel'naya harakteristika lesnykh massivov s ispol'zovaniem deshi-

firovaniya snimkov sverhvyssokogo razresheniya // Prirodnye resursy Arktiki i Subarktiki. 2020. Vol. 25, No 2. P. 125–136. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2020-25-2-10>

24. Isaev A.S., Knyazeva S.V., Puzachenko M.Yu. et al. Ispol'zovanie sputnikovyykh dannykh dlya monitoringa bioraznoobraziya lesov // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2009. No. 2. P. 1–12.

25. Knizhnikov Ju.F., Kravcova V.I., Tutubalina O.V. Ajerokosmicheskie metody geograficheskikh issledovaniy. M.: Akademija, 2004. 336 p.

About the authors

ROZHKOY Yurii Filippovich, Cand. Sci. (Chemistry), Deputy Director for Scientific Research, Olekminsky State Nature Reserve, 6 Filatova ul., Olekminsk 678100, Russia,

<https://orcid.org/0000-0002-6830-9130>, olekmazap-nauka@yandex.ru;

KONDAKOVA Maria Yuryevna, Cand. Sci. (Biology), Senior Researcher, Hydrochemical Institute, 1983 Stachki pr., Rostov-on-Don 344090, Russia,

Researcher ID: Z-2288-2019; Scopus ID: 36499623700, vesna-dm@mail.ru.

Citation

Rozhkov Yu.F., Kondakova M.Yu. Evaluation of the disturbance of forest ecosystems and their recovery after wildfire events in the Olekminsky reserve (Russia) using interpretation of Landsat satellite images // Arctic and Subarctic Natural Resources. 2021, Vol. 26, No. 2. P. 94–107. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-6>

Временная организация зимней спячки у представителей семейств *Erinacidae* и *Sciuridae*

Н.Г. Соломонов¹, А.И. Ануфриев^{2,*}

¹Северо-Восточный федеральный университет, Якутск, Россия

²Институт биологических проблем криолитозоны СО РАН, Якутск, Россия

*anufry@ibpc.ysn.ru

Аннотация. В представленном сообщении проведен сравнительный анализ ритмики зимней спячки двух филогенетически удаленных облигатных зимоспящих видов, семейства *Erinacidae* и *Sciuridae*. Проанализированы материалы от 12 особей длиннохвостых сусликов (*Spermophilus undulatus* Pallas, 1778). Сравнительные материалы по белогрудым ежам (*Erinaceus roumanicus* Barrett-Hamilton, 1900) получены от 13 особей. Динамика ритмов зимней спячки у *S. undulatus* и *E. roumanicus* однонаправленна. Наиболее продолжительные периоды гипотермии отмечены в январе–феврале. Зимняя спячка у ежей по общей продолжительности на 30 % выше, чем у сусликов. Общая продолжительность состояния гипотермии у ежей на 25 % больше, чем у сусликов. Средняя длительность периодов гипотермии у ежей на 40 % меньше, чем у сусликов, а их количество в 2,5 раза больше. Продолжительность нормотермии у ежей на протяжении спячки в 3 раза выше, чем у сусликов. Средняя продолжительность нормотермии при пробуждениях на 20 % больше, чем у сусликов. У ежей доля нормотермии от общего времени спячки составляет 12,6 % у длиннохвостых сусликов 5,9 %.

Ключевые слова: белогрудый еж, длиннохвостый суслик, зимняя спячка, ритмы спячки, гипотермия, нормотермия.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы Государственного задания ИБПК ЯНЦ СО РАН: «Структура и динамика популяций и сообществ животных холодного региона Северо-Востока России в современных условиях глобального изменения климата и антропогенной трансформации северных экосистем: факторы, механизмы, адаптации, сохранение». АААА-А17-117020110058-4».

Введение

Зимняя спячка мелких млекопитающих включает два основных компонента: длительные периоды гипотермии и относительно короткие по времени пробуждения. При пробуждениях животные могут питаться (как хомяки и бурундуки) или не питаться (суслики, сурки, ежи, летучие мыши). Выводить из организма только жидкие или и жидкие, и твердые экскременты. При наличии ряда гипотез природа пробуждений, соотношение экзогенных и эндогенных факторов в формировании ритмов спячки окончательно не определены [1]. Зимняя спячка присутствует у представителей широкого филогенетического диапазона мелких и средних млекопитающих [2]. Подвержены зимней спячке некоторые виды хищных млекопитающих, черный, бурый и белый медведи, а также барсук и енотовидная собака [3]. Интервал внешних температур, в границах которого возможно протекание спячки, у

зимоспящих млекопитающих ограничен. Для большинства гибернантов он находится в пределах от –5 до 15 °C [4].

Длительности периодов гипотермии – баутов (от англ. bout – период) имеют внутривидовые, межвидовые и сезонные особенности [3, 5–9]. Например, у ежа (*E. europaeus*) в начале спячки продолжительность баутов составляет 2–3 суток, в середине спячки – 2–3 недели. У сусликов максимальная продолжительность периодов оцепенения в основном не более 2 недель, у сурков – 2–3 недели, у более мелких зимоспящих грызунов (хомячки, бурундуки) в пределах 7 суток [10–14].

Ход зимней спячки у разных зимоспящих видов при всем внешнем сходстве зависит от эндогенных и экзогенных факторов и, вероятно, связан с экологическими особенностями зимоспящих видов. Это размеры и масса тела, экологическая специализация, условия обитания. Для родствен-

ных видов животных, имеющих сходные размеры и массу тела, как, например, для двух видов сусликов (*S. undulatus* и *S. parryi*), обитающих на северо-востоке Сибири в близких климатических условиях, основные параметры спячки (сроки и ритмика) оказались достаточно близкими. Но отличались от ритмики спячки более мелких бурундуков (*T. sibiricus*) и более крупных черношапочных сурков (*M. camtschatica*) на общих территориях обитания [15].

В представленном сообщении выполнен сравнительный анализ ритмики зимней спячки двух филогенетически удаленных облигатных зимоспящих видов, семейства *Erinaceidae* и *Sciuridae*.

Материал и методики

Проанализированы материалы по ритмике спячки от 12 особей длиннохвостых сусликов (*Spermophilus undulatus* Pallas, 1778). Данные получены в 2012/20 гг. Зверьков отлавливали в августе, в 80 км южнее г. Якутск заливкой нор. Зимовка и спячка с октября по апрель проходила в подвальном помещении вивария ИБПК СО РАН и в подземелье мерзлотной лаборатории Института мерзлотоведения СО РАН (г. Якутск). Сравнительные материалы по белогрудым ежам (*Erinaceus roumanicus* Barrett-Hamilton, 1900) получены при обработке первичных материалов и совместном написании статей по зимней спячке ежей, 13 особей [16, 17]. Белогрудые ежи зимовали на экспериментальной базе ИПЭЭ РАН, зимой 2017/18 гг. в Подмоскowie, в виварии и искусственных норах. Масса длиннохвостых сусликов перед спячкой было в пределах 750–1200 г, ежей – 630–1460 г.

Длиннохвостым сусликам до начала спячки, в конце августа–сентябре, внутрибрюшинно имплантировали приборы длительной регистрации температуры тела (температурные накопители DS-1922L, описание прибора и основные характеристики можно найти на сайтах: www.elin.ru; <http://www.thermochron.ru>; <http://www.ibdl.ru/>). Приборы были запрограммированы на измерение температуры с частотой 1 раз в 60 мин. Аналогичными приборами проводилась регистрация температуры окружающей среды.

Белогрудым ежам внутрибрюшинно были имплантированы измерители Петровского [18] (термонакопители ДТН4-28 «ЭМБИ РЕСЕРЧ», Новосибирск). Измерения проводились с частотой 1 раз в 20 мин. У каждой особи по данным о температуре тела рассчитывалось время на компо-

ненты спячки. Гипотермия включала в себя время снижения температуры. Расчет начинали при снижении температуры тела ниже 25 °С и до начала следующего пробуждения. Нормотермия включала время саморазогревания и активное состояние. Для отдельного ежа в разные периоды спячки рассчитаны время саморазогревания, активное состояние, время остывания при впадении в гипотермию и продолжительность гипотермии. Статистическую обработку проводили, используя стандартный пакет анализа MS Excel. При анализе корреляций изучаемых величин использовали парный двухвыборочный *t*-тест для средних.

Работу с животными проводили с учетом рекомендаций национального стандарта, по принципам надлежащей лабораторной практики Российской Федерации ГОСТ 3 53434-2009.

Результаты

Временная организация зимней спячки белогрудых ежей и длиннохвостых сусликов представляет собой периодически повторяющиеся интервалы гипотермии (бауты), прерываемые пробуждениями. У ежевых спячка наступает в более ранние сроки, что, несомненно, связано с исчезновением естественных кормов в природе с наступлением холодов. У сусликов до установления устойчивого снежного покрова имеется возможность питаться в естественной среде и заготавливать определенное количество пищи (семена растений). Эти запасы имеют особое значение после окончания спячки, так как суслики пробуждаются перед и в период снеготаяния, соответственно в течение первых 2–3 недель после спячки доступная пища отсутствует. У длиннохвостых сусликов при подготовке к зимовке происходит сезонная смена мехового покрова, что вместе с увеличением жировых запасов усиливает холодоустойчивость. Динамика ритмов зимней спячки у длиннохвостого суслика и белогрудого ежа однонаправленна (рис. 1, 2).

Начальный период спячки, переход от нормотермии к гетеротермии и гипотермии у белогрудого ежа растянут во времени, продолжается почти в течение 2 месяцев. Это значительно продолжительнее, чем у длиннохвостого суслика. Для сусликов характерно два–три кратковременных погружения в гипотермию, после чего наступала «глубокая спячка» с продолжительностью гипотермии около и более 10 суток. У обоих видов с течением времени продолжительность оцепене-

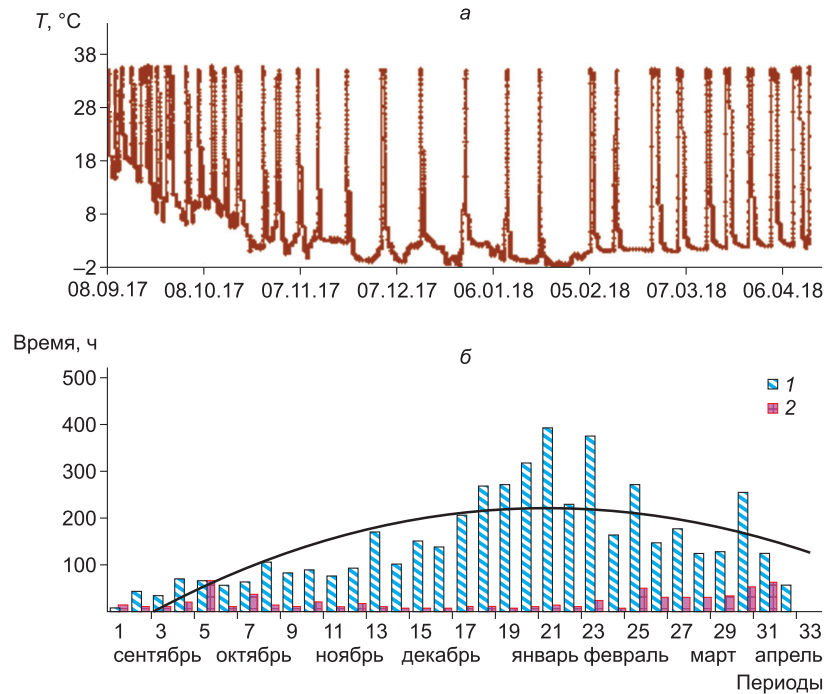


Рис. 1. Динамика температуры тела (*a*) и ритмика спячки (*б*) у белогрудого ежа (№ 1536):
1 – период гипотермии; 2 – пробуждения.

Fig. 1. Dynamics of body temperature (*a*) and the rhythm of hibernation (*b*) in the white-breasted hedgehog (No. 1536):
1 – periods of hypothermia; 2 – awakenings.

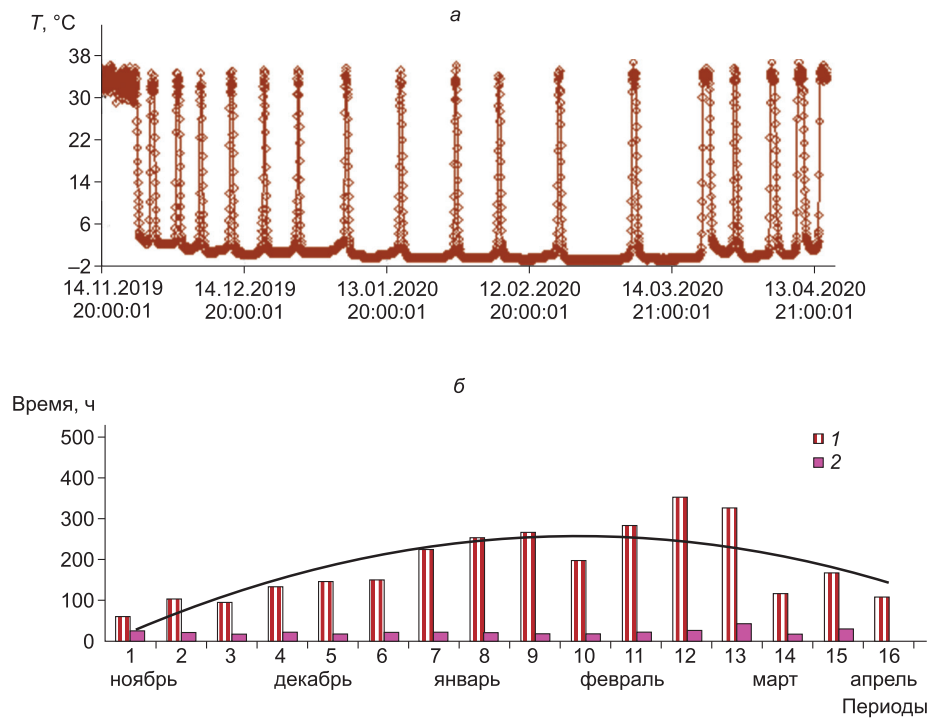


Рис. 2. Динамика температуры тела (*a*) и ритмика спячки (*б*) у длиннохвостого суслика (самец № 1):
1 – периоды гипотермии; 2 – пробуждения.

Fig. 2. Dynamics of body temperature (*a*) and the rhythm of hibernation (*b*) in the long-tailed ground squirrel (male No. 1):
1 – periods of hypothermia; 2 – awakenings.

Сравнительная характеристика бюджета времени зимней спячки у белогрудого ежа и длиннохвостого суслика

Table 1

The comparative characteristics of the budget of the winter hibernation time in the white-breasted hedgehog and the long-tailed ground squirrel

Вид/показатель	Белогрудый еж	Длиннохвостый суслик
Количество баутов, n(M±m)/Min-Max	<u>13(30,1±1,4)</u> 24,0–41,0	<u>12(12,5±0,8)</u> 7,0–16,0
Средняя длит. гипотермии (баута), ч n(M±m)/Min-Max	<u>13(141,0±4,9)</u> 11,4–169,2	<u>12(254±16,1)</u> 174,9–357,0
Общая длит. гипотермии, ч n(M±m)/Min-Max	<u>13(4183,6±121,3)</u> 3431,8–4831,5	<u>12(3100,2±144,4)</u> 2499,0–3796,0
Средн. длит. нормотермии, ч n(M±m)/Min-Max	<u>13(21,2±1,8)</u> 12,9–35,88	<u>12(16,8±1,5)</u> 10,5–26,0
Общ. длит. нормотермии, ч n(M±m)/Min-Max	<u>13(606,9±49,5)</u> 322,6–1004,0	<u>12(194,3±21,3)</u> 78,5–343,0
Общ. продолжит. спячки, ч n(M±m)/Min-Max	<u>13(4790,9±117,9)</u> 4216,4–5441,3	<u>12(3283,2±157,1)</u> 2577,0–3972

Примечание. n – число животных.

Note. n – number of animals.

ний постепенно возрастает, достигая максимума в декабре–марте. По мере приближения окончания спячки длительность оцепенений снижается, увеличивается продолжительность пробуждений. Наиболее продолжительные периоды гипотермии отмечены в январе–феврале. В это время продолжительность интервалов нормотермии минимальна. Эту часть спячки условно можно назвать периодом «глубокой» спячки. Именно в этот период у обоих видов наименьшие энергозатраты, поскольку частота пробуждений и их продолжительность минимальны. Динамика изменения ритмики спячки и ее ход у представителей сем. Ежовые и Беличьи по многим параметрам сходны [16]. Имеются различия в продолжительности и соотношении частей ее составляющих (табл. 1). Так, зимняя спячка у ежей по общей продолжительности почти на 30 % выше, чем у сусликов. Соответственно общая продолжительность состояния гипотермии у ежей на 25 % больше, чем у сусликов. Средняя длительность баутов у ежей на 40 % короче, чем у сусликов, а их количество в 2,5 раза больше. Продолжительность нормотермии у ежей на протяжении спячки в 3 раза выше, чем у сусликов. Средняя продолжительность нормотермии при пробуждениях на 20 % больше, чем у сусликов. У ежей доля нормотермии на протяжении общего времени спячки составляет 12,6 %, у длиннохвостых сусликов 5,9 %.

У белогрудых ежей корреляция (Пирсон, R) между длительностью гипотермии и средней продолжительностью спячки 0,91, $p < 0,05$. Между средним количеством баутов и их общей продолжительностью 0,7, $p < 0,05$. Между длительностями гипотермии и нормотермии в период спячки корреляция обратная – 0,77, $p < 0,05$. У длиннохвостых сусликов корреляция (R) между длительностью гипотермии и продолжительностью спячки 0,98, $p < 0,05$. Между средним количеством баутов и их общей продолжительностью 0,49, $p < 0,05$. Между длительностями гипотермии и нормотермии в период спячки корреляция обратная – 0,34, $p < 0,05$.

Ритмика зимней спячки у белогрудого ежа и длиннохвостого суслика динамично изменяется на протяжении зимовки, связано это, в большей степени, с изменением продолжительностью интервалов гипотермии (табл. 2). Рассмотрение ритмики спячки белогрудого ежа в различные временные отрезки зимовки показывает, что большинство частей, составляющих короткий цикл спячки, в разные периоды спячки имеют разную долю от общего времени короткого цикла спячки, включающего пробуждение.

Относительно постоянным, по абсолютным значениям, было время саморазогревания при пробуждении [19]. Гипотермия у ежа возрастает от 64 до 91 % от начала до середины спячки и

**Изменение продолжительности коротких циклов спячки и составляющих их частей
у отдельного белогрудого ежа (№ 1536) на протяжении зимовки**

Table 2

**Changes in the duration of short hibernation cycles and their components
in the white-breasted hedgehog (No. 1536) during wintering**

Дата/компонент спячки	Пробуждение ч/%	Нормотермия, ч/%	Залегание, ч/%	Гипотермия, ч/%
18.10–26.10	5,0/2,65	12,6/6,7	50,0/26,75	119,3/63,99
12.11–21.11	6,0/2,77	4,0/1,85	40,0/18,5	166,0/76,85
19.01–5.02	7,0/1,7	5,0/1,3	20,6/5,29	356,6/91,67
19.03–26.03	6,0/3,76	25,66/16,1	36,0/22,5	91,6/57,53

снижается до 57 % к ее окончанию. Нормотермия в период «глубокой» спячки занимает 1,3–1,8 % времени, но увеличивается в 8–9 раз к окончанию спячки. Для длиннохвостого суслика данные об изменении частей, составляющих спячку, были опубликованы ранее. Как и у белогрудого ежа, у длиннохвостого суслика на протяжении спячки изменяются продолжительность и соотношение частей, составляющих короткие циклы спячки [1]. Это свидетельствует о наличии у животных тонко настроенных регуляторных механизмов, обеспечивающих оптимальную ритмичность зимней спячки.

Обсуждения

Зимняя спячка, состоящая из периодически повторяющихся интервалов гипотермии, характерна для относительно небольших по размерам и массе тела млекопитающих [20]. Периодические пробуждения – по-прежнему загадка зимней спячки, но их значение таково, что они встречаются у подавляющего большинства мелких и средних зимоспящих млекопитающих. Предполагается, что пробуждения жизненно необходимы мелким зимоспящим млекопитающим для возобновления транскрипции, обновления внутриклеточных структур и активации иммунной системы для борьбы с патогенами. Синтез макромолекул таких как РНК и белок, более эффективен и проходит в более высоком темпе при высоких температурах тела [21–25].

У двух филогенетически удаленных зимоспящих видов, белогрудого ежа и длиннохвостого суслика, имеется ряд общих черт и различия в организации зимней спячки, несомненно, связанных с экологической специализацией и условиями обитания видов. Белогрудый еж заселяет территории с умеренным и теплым климатом, центральную и южную часть России. Залегает в

спячку в сентябре. Сроки наступления спячки у ежей, как и у других зимоспящих, определяются как внешними, так и внутренними факторами. Основными внешними факторами, вызывающими спячку, являются: изменение длины светового дня, понижение температуры окружающего воздуха, отсутствие корма [26]. Начальный, почти двухмесячный период зимней спячки ежей характеризуется непродолжительными периодами гипотермии. Это, несомненно, является особенностью зимовки и спячки белогрудого ежа. Продолжительность спячки ежей на 30 % выше, чем у длиннохвостых сусликов, которые перестают появляться на поверхности почвы с середины октября, с установлением снежного покрова. Залегание в спячку длиннохвостых сусликов в эксперименте в основном начинается с конца октября и продолжается на протяжении ноября.

Залегание ежей в спячку происходит при достаточно высоких температурах почв месторасположения зимовочных нор. При изучении температурной регуляции ритмики зимней спячки оказалось, что наиболее продолжительные периоды оцепенений у белогрудых ежей отмечены при низких положительных температурах и при небольшом «минусе» [16, 27]. С этим связан продолжительный период с частыми пробуждениями зверьков. Длиннохвостый суслик залегает в спячку в период, когда на поверхности почвы устойчивые отрицательные температуры, а в почве в месторасположении зимовального гнезда температура находится в оптимальном интервале температур для спячки этого вида. На протяжении большей части сезона зимней спячки имеет значения от 5÷7 до –5÷–7 °С. Сходные условия поддерживались и в условиях эксперимента.

Специальные исследования показали, что и у белогрудого ежа и длиннохвостого суслика

в спячке имеется оптимальная температурная зона, в которой периоды оцепенений максимальны. У этих видов выявлена зависимость температуры тела от температуры среды, графическое изображение которой близко к линейной. Имеется зависимость продолжительности периодов гипотермии от температуры тела и температуры среды [27].

У обоих видов выявлена высокая корреляция (Р) между средней длительностью спячки и продолжительностью гипотермии, у белогрудых ежей 0,91, у длиннохвостых сусликов 0,98. У белогрудого ежа корреляция между длительностями гипотермии и нормотермии оказалась обратная –0,77, и, вероятно, это связано с большим числом спонтанных пробуждений, особенно в начальный период спячки. У длиннохвостого суслика, у которого пробуждений в 2,5 раза меньше, корреляция была также обратная и составила –0,34.

Существенным различием в спячке белогрудого ежа и длиннохвостого суслика оказалось время нахождения в нормотермном состоянии, у сусликов в абсолютном выражении – в три раза меньше. У ежей 12,6 % бюджета времени – пробуждения, у длиннохвостого суслика 5,9 % (см. табл. 1). Для зимоспящих известно, что основная часть энергозатрат в спячке связана со спонтанными пробуждениями [3], с данной позиции у длиннохвостого суслика спячка энергетически более экономна, чем у белогрудого ежа.

Заключение

У длиннохвостого суслика и белогрудого ежа при общем сходстве организации зимней спячки имеются несовпадения, отражающие видовые и экологические различия. Особенностью зимней спячки представителя сем. Ежовые является ее высокая продолжительность. Начальный этап зимней спячки белогрудого ежа характеризуется короткими интервалами гипотермии, и это особенность спячки вида. Доля нормотермии в организации спячки белогрудого ежа значительно выше, чем у длиннохвостого суслика.

Для длиннохвостого суслика, обитающего в условиях холодного климата, особое значение имеет сохранение эндогенных запасов энергии, с этим связан более экономичный тип зимней спячки, по сравнению с белогрудым ежом.

Литература

1. Ануфриев А.И. Механизмы зимней спячки мелких млекопитающих Якутии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 157 с.

2. Melvin R. G., Andrews M.T. Torpor induction in mammals: recent discoveries fueling new ideas // Trends Endocrinol. Metab. 2009. No. 20. P. 490–498.

3. Калабухов Н.И. Спячка млекопитающих [Hibernation of mammals]. М.: Наука, 1985. 264 с.

4. Слоним А.Д. Экологическая физиология животных. М.: Высшая школа, 1971. 448 с.

5. Strumwasser F. Factors in the pattern, timing and predictability of hibernation in the squirrel, *Citellus beecheryi* // Am. J. Physiol. 1959. Vol. 196. P. 8–14.

6. Pengelley E.T., Fisher K.C. The effect of temperature and rhythmical arousal ground squirrels (*Citellus lateralis*) // Can. J. Zool. 1961. Vol. 39, No. 1. P. 105–120.

7. Ortman S., Heldmaier G. Regulation of body temperature and energy requirements of hibernating Alpine marmots (*Marmota marmota*) // Am. J. Physiol. Regulatory Integrative Comp. Physiol. 2000. Vol. 278, No. 3. P. 698–704.

8. Oklejewicz M., Daan S., Strijkstra A.M. Temporal organization of hibernation in wild-type and tau mutant Syrian hamsters // J. Comp. Physiol. (B). 2001. Vol. 171. P. 431–439.

9. Hut R. A., Barnes B. M., Daan S., Body temperature patterns before, during, and after semi-natural hibernation in the European ground squirrel // J. Comp. Physiol. (B). 2002. Vol. 172, No. 1. P. 47–58.

10. Kayser Ch. The physiology of natural hibernation. N.-Y.: Pergamon Press, 1961. 325 p.

11. Galster W.A., Morrison P., Cyclic changes in carbohydrates concentrates during hibernation in the Arctic ground squirrel // Amer. J. Physiol. 1970. Vol. 218, No. 4. P. 1228–1232.

12. Willis L.S., Goldman S.S., Foster R.F. Tissue K-concentration in relation to the role of kidney in hibernation and in the cause of periodic arousal // Comp. Biochem. and Physiol. 1971. Vol. (A) 39, No. 3. P. 437–445.

13. French A.R. Allometries of the duration of torpid and euthermic intervals during mammalian hibernation: a test of the theory of metabolic control of the timing of changes in body temperature // Comp. Biochem. and Physiol. 1985. Vol. 156. P. 13–19.

14. Buck C.L., Barnes B.M. Effects of ambient temperature on metabolic rate, respiratory quotient, and torpor in an arctic hibernator // Am. J. Physiol. Regul. Integr. Comp. Physiol. 2000. Vol. 279, No. 1. P. 255–262.

15. Ануфриев А.И. Экологические механизмы температурных адаптаций млекопитающих и зимующих птиц Якутии. Новосибирск: Издательство СО РАН, 2013. 220 с.

16. Рutowская М.В., Диатроптов М.Е., Кузнецова Е.В., Ануфриев А.И., Феоктистова Н.Ю., Суров А.В. Динамика температуры тела белогрудого ежа (*Erinaceus roumanicus* Barrett-Hamilton, 1900) во время зимней спячки // Зоол. журн. 2019. № 5. С. 556–566.

17. Рutowская М.В., Диатроптов М.Е., Кузнецова Е.В., Ануфриев А.И., Феоктистова Н.Ю., Суров А.В. Феномен снижения температуры тела до отрицатель-

ных значений у ежей рода *Erinaceus* во время зимней спячки // Журн. эвол. биохим. и физиол. 2019. Т. 55, № 6. С. 463–464.

18. Петровский Д.В., Новиков Е.А., Мошкин М.П. Динамика температуры тела обыкновенной слепушонки (*ELLOBIUS TALPINUS*, *RODENTIA*, *CRICETIDAE*) в зимний период // Зоологический журнал. 2008. Т. 87, № 12. С. 1504–1508.

19. Ануфриев А.И. Динамика и скорость роста температуры тела у зимоспящих при пробуждениях // Принципы экологии. 2020. Т. 9, № 4. С. 4–15.

20. Lyman Ch.P., Willis J.S., Malan A., Wang L.C.H. Hibernation and torpor in mammals and birds. N.-Y.; L.: Acad. press, 1982. 318 p.

21. Van Breukelen F., Martin S.L. Translational initiation is uncoupled from elongation at 18 degrees C during mammalian hibernation // Am. J. Physiol. Regul. Integr. Comp. Physiol. 2001. Vol. 281. P. 1374–1379.

22. Van Breukelen F., Martin S.L. Reversible depression of transcription during hibernation // J. Comp. Physiol. 2002. Vol. 172B. P. 355–361.

23. Prendergast B.J., Freeman D.A., Zucker I., Nelson R.J. Periodic arousal from hibernation is necessary for initiation of immune responses in ground squirrels // Am. J. Physiol. Regul. Integr. Comp. Physiol. 2002. Vol. 282. P. 1054–1062.

24. D'Alessandro A., Nemkov T., Bogren L.K., Martin S.L., Hansen K.C. Comfortably numb and back: plasma metabolomics reveals biochemical adaptations in the hibernating 13-lined ground squirrel. // J. Proteome Res. 2017. Vol. 16. P. 958–969.

25. Wiersma M., Beuren T.M.A., de Vrij E.L., Reitsema V.A., Bruintjes J.J., Bouma H.R., Brundel B.J., Henning R.H. Torpor-arousal cycles in Syrian hamster heart are associated with transient activation of the protein quality control system // Comp. Biochem. Physiol. (B). Biochem. Mol. Biol. 2018. Vol. 223. P. 23–28.

26. Кучерук В.В., Карасёва Е.В. Ежи // Итоги мечения млекопитающих. М.: Наука, 1980. С. 47–57.

27. Ануфриев А.И. Температурная регуляция ритмов зимней спячки // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2020. Т. 25, № 1. С. 60–67.

Поступила в редакцию 29.03.2021
Принята к публикации 12.05.2021

Об авторах

СОЛОМОНОВ Никита Гаврилович, доктор биологических наук, профессор, член-корреспондент РАН, академик Академии наук Республика Саха (Якутия), Институт биологических проблем криолитозоны СО РАН, 677980, Якутск, пр. Ленина, 41, Россия; Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, 677000, Якутск, ул. Белинского, 58, <https://orcid.org/0000-0002-3947-8648>, bio@ibpc.ysn.ru;

АНУФРИЕВ Андрей Иванович, доктор биологических наук, главный научный сотрудник, Институт биологических проблем криолитозоны СО РАН, 677980, Якутск, пр. Ленина, 41, Россия, ORCID 0000-0003-1246-3275, anufry@ibpc.ysn.ru.

Информация для цитирования

Соломонов Н.Г., Ануфриев А.И. Временная организация зимней спячки у представителей семейств *Erinacidae* и *Sciuridae* // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2021, Т. 26, № 2. С. 108–116. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-7>

DOI 10.31242/2618-9712-2021-26-2-7

Temporal organization of hibernation in the representatives of *Erinacidae* and *Sciuridae* families

N.G. Solomonov¹, A.I. Anufriev², *

¹M.K. Ammosov North-Eastern Federal University, Yakutsk, Russia

²Institute for Biological Problems of Cryolithozone SB RAS, Yakutsk, Russia

*anufry@ibpc.ysn.ru

Abstract. A comparative analysis of the hibernation rhythm of two phylogenetically distant obligate winter-sleeping species, the family *Erinacidae* and *Sciuridae*, is carried out. The data from 12 individuals of long-tailed ground squirrels (*Spermophilus undulatus* Pallas, 1778) were analyzed. Comparative data

on white-breasted hedgehogs (*Erinaceus roumanicus* Barrett-Hamilton, 1900) were obtained from 13 individuals. The dynamics of hibernation rhythms in *S. undulatus* and *E. roumanicus* are unidirectional. The longest periods of hypothermia were observed in January–February. The winter hibernation of hedgehogs, for the total duration, is 30 % longer than that of ground squirrels. The total duration of hypothermia in hedgehogs is longer by 25 % than in ground squirrels. The average duration of the periods of hypothermia in hedgehogs is shorter by 40 % than in ground squirrels, and their number is 2.5 times larger. The duration of normothermia in hedgehogs during hibernation is 3 times higher than in ground squirrels. The average duration of normothermia during awakenings is longer by 20 % for hedgehogs than for ground squirrels. In hedgehogs, the percentage of normothermia is 12.6 % of the total hibernation time, while in long-tailed ground squirrels the percentage of normothermia is 5.9 %.

Key words: northern white-breasted hedgehog (*Erinaceus roumanicus*), long-tailed ground squirrel (*Spermophilus undulatus*), hibernation, hibernation rhythms, hypothermia, normothermia.

Acknowledgements. The research was carried out within the framework of the State Assignment for the Institute for Biological Problems of Cryolithozone SB RAS «The structure and dynamics of animal populations and communities in the cold region of the North-East of Russia in modern conditions of global climate change and the anthropogenic transformation of northern ecosystems: factors, mechanisms, adaptations, conservation». AAAA-A17-117020110058-4.

References

1. Anufriev A.I. Mekhanizmy zimney spyachki melkikh mlekopitayushchikh Yakutii. Novosibirsk: Izd-vo SB RAS, 2008. 157 p.
2. Melvin R. G., Andrews, M.T. Torpor induction in mammals: recent discoveries fueling new ideas // Trends Endocrinol. Metab. 2009. No. 20. P. 490–498.
3. Kalabukhov N.I. Spyachka mlekopitayushchikh [Hibernation of mammals]. M.: Nauka, 1985. 264 p.
4. Slonim A.D. Ekologicheskaya fiziologiya zhivotnykh // M.: Vysshaya shkola, 1971. 448 p.
5. Strumwasser F. Factors in the pattern, timing and predictability of hibernation in the squirrel, *Citellus beecheryi* // Am. J. Physiol. 1959. Vol. 196. P. 8–14.
6. Pengelley E.T., Fisher K.C. The effect of temperature and rhythmical arousal ground squirrels (*Citellus lateralis*) // Can. J. Zool. 1961. Vol. 39, No. 1. P. 105–120.
7. Ortmann S., Heldmaier G. Regulation of body temperature and energy requirements of hibernating Alpine marmots (*Marmota marmota*) // Am. J. Physiol. Regulatory Integrative Comp. Physiol. 2000. Vol. 278, No. 3. P. 698–704.
8. Oklejewicz M., Daan S., Strijkstra A.M. Temporal organization of hibernation in wild-type and tau mutant Syrian hamsters // J. Comp. Physiol. (B). 2001. Vol. 171. P. 431–439.
9. Hut R. A., Barnes B. M., Daan S., Body temperature patterns before, during, and after semi-natural hibernation in the European ground squirrel // J. Comp. Physiol. (B). 2002. Vol. 172, No. 1. P. 47–58.
10. Kayser Ch. The physiology of natural hibernation. N.-Y.: Pergamon Press, 1961. 325 p.
11. Galster W.A., Morrison P., Cyclic changes in carbohydrates concentrates during hibernation in the Arctic ground squirrel // Amer. J. Physiol. 1970. Vol. 218, No. 4. P. 1228–1232.
12. Willis L.S., Goldman S.S., Foster R.F. Tissue K-concentration in relation to the role of kidney in hibernation and in the cause of periodic arousal // Comp. Biochem. and Physiol. 1971. Vol. (A) 39, No. 3. P. 437–445.
13. French A.R. Allometries of the duration of torpid and euthermic intervals during mammalian hibernation: a test of the theory of metabolic control of the timing of changes in body temperature // Comp. Biochem. and Physiol. 1985. Vol. 156. P. 13–19.
14. Buck C.L., Barnes B.M. Effects of ambient temperature on metabolic rate, respiratory quotient, and torpor in an arctic hibernator // Am. J. Physiol. Regul. Integr. Comp. Physiol. 2000. Vol. 279, No. 1. P. 255–262.
15. Anufriev A.I. Ekologicheskie mekhanizmy temperaturnykh adaptatsiy mlekopitayushchikh i zimuyushchikh ptits Yakutii. Novosibirsk: Izdatelstvo SB RAS, 2013. 220 p.
16. Rutovskaya M.V., Diatroptov M.Ye., Kuznetsova Ye.V., Anufriev A.I., Feoktistova N.Yu., Surov A.V. Dinamika temperatury tela belogrudogo ezha (*Erinaceus roumanicus* Barrett-Hamilton, 1900) vo vremya zimney spyachki // Zool. Zhurn. 2019. No. 5. P. 556–566.
17. Rutovskaya M.V., Diatroptov M.Ye., Kuznetsova Ye.V., Anufriev A.I., Feoktistova N.Yu., Surov A.V. Fenomen snizheniya temperatury tela do otritsatelnykh znacheniy u ezhey roda *Erinaceus* vo vremya zimney spyachki // Zhurn. evol. Biokhim. i Fiziol. 2019. Vol. 55, No. 6. P. 463–464.
18. Petrovskiy D.V., Novikov Ye.A., Moshkin M.P. Dinamika temperatury tela obyknovennoy slepushonki (*ELLOBIUS TALPINUS*, RODENTIA, CRICETIDAE) v zimniy period // Zool. Zhurn. 2008. Vol. 87, No. 12. P. 1504–1508.
19. Anufriev A.I. Dinamika i skorost rosta temperatury tela u zimospyashchikh pri probuzhdeniyakh // Printsipy ekologii. 2020. Vol. 9. No. 4. P. 4–15.

20. Lyman Ch.P., Willis J.S., Malan A., Wang L.C.H. Hibernation and torpor in mammals and birds. N.-Y.; L.: Acad. press, 1982. 318 p.
21. Van Breukelen F., Martin S.L. Translational initiation is uncoupled from elongation at 18 degrees C during mammalian hibernation // Am. J. Physiol. Regul. Integr. Comp. Physiol. 2001. Vol. 281. P. 1374–1379.
22. Van Breukelen F., Martin S.L. Reversible depression of transcription during hibernation // J. Comp. Physiol. 2002. Vol. 172B. P. 355–361.
23. Prendergast B.J., Freeman D.A., Zucker I., Nelson R.J. Periodic arousal from hibernation is necessary for initiation of immune responses in ground squirrels // Am. J. Physiol. Regul. Integr. Comp. Physiol. 2002. Vol. 282. P. 1054–1062.
24. D'Alessandro A., Nemkov T., Bogren L.K., Martin S.L., Hansen K.C. Comfortably numb and back: plasma metabolomics reveals biochemical adaptations in the hibernating 13-lined ground squirrel. //J. Proteome Res. 2017. Vol. 16. P. 958–969.
25. Wiersma M., Beuren T.M.A., de Vrij E.L., Reitsema V.A., Bruintjes J.J., Bouma H.R., Brundel B.J., Henning R.H. Torpor-arousal cycles in Syrian hamster heart are associated with transient activation of the protein quality control system// Comp. Biochem. Physiol. (B). Biochem. Mol. Biol. 2018. Vol. 223. P. 23–28.
26. Kucheruk V.V., Karaseva Ye.V. Yezhi // Itogi mekhaniki mlekopitayushchikh. M.: Nauka, 1980. P. 47–57.
27. Anufriev A.I. Temperaturnaya regulyatsiya ritmov zimney spyachki // Prirodnye resursy Arktiki i Subarkтики. 2020. Vol. 25, No. 1. P. 60–67.

About the authors

SOLOMONOV Nikita Gavrilovich, Dr. Sci. (Biology), Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences, member of the Academy of Sciences of the Republic of Sakha (Yakutia), Institute for Biological Problems of Cryolithozone SB RAS, 41 Lenina pr., Yakutsk 677980, Russia; M.K. Ammosov North-Eastern Federal University, professor, 58 Belinskogo str., Yakutsk 677980, Russia, <https://orcid.org/0000-0002-3947-8648>, bio@ibpc.ysn.ru;

ANUFRIEV Andrey Ivanovich, Dr. Sci. (Biology), chief researcher, Institute for Biological Problems of Cryolithozone SB RAS, 41 Lenina pr., Yakutsk 677980, Russia, <https://orcid.org/0000-0003-1246-3275>, anufry@ibpc.ysn.ru.

Citation

Solomonov N. G., Anufriev A. I. Temporal organization of hibernation in the representatives of *Erinacidae* and *Sciuridae* families // Arctic and Subarctic Natural Resources. 2021, Vol. 26, No. 2. P. 108–116. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-7>

**Фенология сибирского углозуба
(*Salamandrella keyserlingii*, Caudata, Hynobiidae)
в климатически различных районах северо-востока Азии**

Н.А. Булахова*, Е.И. Михайлова, Д.И. Берман

Институт биологических проблем Севера ДВО РАН, г. Магадан, Россия

*sigma44@mail.ru

Аннотация. Проанализированы сроки основных фенологических событий и некоторые сопряженные с ними черты экологии сибирского углозуба (*Salamandrella keyserlingii*) в нескольких удаленных популяциях в холодном морском, экстраконтинентальном и арктическом климате на северо-востоке Азии. Показано, что популяции закономерно различаются по продолжительности сезона активности: на охотоморском побережье у Магадана он почти в полтора раза длиннее (4–4,5 месяца), чем в континентальных популяциях и на Чукотке (3–3,5 месяца). Вместе с тем, сроки начала и окончания ключевого момента биологии – размножения, предельные даты, динамика и общая его продолжительность в прибрежных и континентальных популяциях могут совпадать (при существенном варьировании каждого показателя в зависимости от погоды конкретной весны). Даты и интенсивность выхода отнерестившихся углозубов из водоемов различаются: в одних континентальных популяциях и на арктическом побережье они задерживаются в воде до августа, в других континентальных – выходят уже через месяц после начала размножения, как и на юге Северо-Востока. Сроки эмбрионального и личиночного развития даже при совпадении дат откладки икры варьируют – существенно различаются в расположенных рядом водоемах и совпадают в удаленных популяциях региона и даже ареала. Метаморфоз и выход сеголетков на сушу в самых южных популяциях региона начинается примерно на две недели позже, чем в континентальных и арктических. Размеры метаморфов могут значительно варьировать как в удаленных районах, так и в расположенных рядом водоемах или в одном и том же водоеме в разные годы; в ряде случаев они сопоставимы с размерами сеголетков из других частей ареала. Таким образом, большее влияние на рассматриваемые характеристики, несомненно, оказывает многообразие климатической и микроклиматической составляющих, чем географическое положение популяций.

Ключевые слова: сезон активности, сроки размножения, эмбриональный и личиночный периоды, размеры метаморфов, выход из водоемов.

Благодарности. Авторы благодарят коллег, помогавших при выполнении полевых работ. Исследование поддержано Российским фондом фундаментальных исследований (проект 19-04-00312а).

Введение

Сибирский углозуб широко распространен на северо-востоке Азии. За исключением п-ова Чукотка, он встречается повсюду, где есть подходящие местообитания, – от северного побережья Охотского до побережья Восточно-Сибирского морей. Несмотря на суровейшие зимние температурные условия, характерные для региона с «полюсом холода» Северного полушария (территория между метеостанциями Оймякон, Мома, Делянкир в северо-восточной Якутии), в окрестностях первых двух названных пунктов углозуб – массовое или обычное животное. На северном побережье Охотского моря в Магаданской

области и Хабаровском крае он встречается почти повсеместно; в континентальных районах поднимается примерно до 1000 м н. у. м. (район перевала Болотный на Охотско-Колымском водоразделе). Широко распространен углозуб и на самом севере региона – в тундрах побережья Восточно-Сибирского моря.

Обширная территория региона по климату не едина: по мере продвижения с юга во внутренние районы холодный муссонный климат сменяется экстраконтинентальным, который господствует на всей территории Северо-Востока до побережий северных морей, где его замещает арктический климат. Смена ощущается уже в

нескольких километрах от моря и на разных участках нарастает различающимися темпами, зависящими в основном от рельефа. В Магаданской области, в среднем, примерно в 100 км от берега и, гарантированно, – к северу за перевалами Гусакова (Тенькинская автотрасса) и Болотным (за пос. Атка на Центральной трассе) климат везде в разной степени экстроконтинентальный. Охотско-Колымский водораздел, маркируемый названными перевалами, – не только часть Великого водораздела (Тихий–Северный Ледовитый океаны), но и мощный климатический рубеж. Достаточно сказать, что температура $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ в континентальных районах оценивается как безусловно «теплая» погода, а на охотоморском побережье – как крайне холодная. Летняя ситуация имеет обратный знак: температуры выше $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ во многих континентальных районах – рядовое явление, тогда как для побережья – близки к абсолютному максимуму. Поскольку континентальная территория Северо-Востока представлена сложной системой средневысотных хребтов и плоскогорий и изолированных межгорных впадин, здесь формируется большое разнообразие локальных климатов и микроклиматов.

В литературе по экологии сибирского углозуба существуют обобщенные представления о «северо-восточных» популяциях вида [1]. В них объединены результаты исследований на различающихся по климату территориях: в отдельных районах северо-восточной Якутии и Чукотки [2], а также в окрестностях стационара Института биологических проблем Севера ДВО РАН «Абориген». Биологическая станция, на которой проводили работы сотрудники лаборатории биоценологии в 80-е годы прошлого столетия, находилась в верховьях Колымы; полученные данные частично опубликованы [1, 3–7], но значительная их доля оставалась необработанной. В последние годы мы начали столь же разносторонние исследования экологии углозуба на охотоморском побережье [8–12].

Анализ и синтез известных и неопубликованных сведений, полученных при исследовании географических популяций, позволяет составить цельное представление об экологии вида, единстве и различиях ее черт в регионе со столь контрастными зональными и локальными климатами. В этом состоит цель настоящей работы.

Конкретные задачи настоящей публикуемой ее части – сравнение сроков основных феноло-

гических событий и особенностей развития в удаленных популяциях сибирского углозуба на Северо-Востоке.

Материалы и методы

Выделим основные физико-географические различия исследованных районов. В континентальной части Северо-Востока и к северу от нее повсеместно распространена сплошная многолетняя мерзлота, тогда как на охотоморском побережье она имеет «островной» характер: занимает в основном морские террасы, пологие заболоченные и северные склоны, шлейфы низкогорий.

На самом юге региона – на охотоморском побережье в окрестностях Магадана (около 60° с.ш.) в холодном муссонном климате средние годовые температуры воздуха существенно выше ($-2\ldots-3\text{ }^{\circ}\text{C}$), чем в континентальных районах, где на разных станциях они достигают $-10\ldots-15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Эта разница формируется не за счет летних их значений (средняя самого теплого месяца – августа – около $12\text{ }^{\circ}\text{C}$), а из-за более «мягкой» зимы на побережье (средняя января $-16\ldots-17\text{ }^{\circ}\text{C}$ при минимальной $-34\ldots-35\text{ }^{\circ}\text{C}$). Средняя температура мая у Магадана около $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Близость моря обуславливает относительно длительный безморозный период – с первой декады июня до третьей декады сентября [13]. Сумма положительных температур за теплый сезон составляет около $1200\text{ }^{\circ}\text{C}$, но суммы выше $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ – лишь около $700\text{ }^{\circ}\text{C}$ [14]. Осенью отрицательные среднесуточные температуры воздуха наступают обычно во второй декаде октября. Из-за особенностей рельефа характер зимы может различаться даже в расположенных близко пунктах.

Основные населенные углозубом на приморских равнинах биотопы – мохово-осоково-кустарничковые и пушицевые кочкарные тундры; водоемы – термокарстовые, пойменные и антропогенного происхождения. На охотоморском побережье исследованы несколько наиболее южных в регионе популяций (рис. 1). Они расположены в 1–6 км от моря на разной высоте: термокарстовые водоемы в прибрежных лесотундровых ландшафтах (2–4 м н.у.м.) к западу («Большое» и «Малое Янские») и к востоку («Длинное») от Магадана, в том числе – на шлейфе в долине р. Танон («Термокарст», 30 м н.у.м.) – правого притока р. Ола, реки первого порядка Охотского бассейна; заболоченные водоемы в пойме р. Ойра («Ойра», 2 м н.у.м.) – реки первого порядка Охот-

ского бассейна; антропогенные водоемы – копани и карьеры вдоль дорог («Парные» 13 м н.у.м., «Копань» 35 м н.у.м., «Натальино» 73 м н.у.м.); расположенные на высоте 200–210 м н.у.м. слабопроточные водоемы «Верхнее» и «Нижнее Венечные» на заболоченном пологом шлейфе склона узкого сильно выдающегося в море полуострова Старицкого у вершины Каменный Венец.

На большей части континентальной территории Северо-Востока весна короткая, солнечная, с небольшим количеством осадков, что обеспечивает дружное таяние снега. Максимальная температура к концу мая может достигать 20 °С, но на протяжении всего месяца возможны резкие похолодания с выпадением снега [15]. Лето умеренно теплое, малооблачное, с жаркими днями (максимальная температура превышает 30 °С), но с прохладными ночами. В континентальных районах разной степени полноты исследования проведены нами в Магаданской области: у оз. Черное (61° с.ш., 860 м н.у.м.), в верховьях Колымы в окрестностях стационара ИБПС ДВО РАН «Абориген» (62° с.ш., 450–550 м н.у.м.), у пос. Сеймчан (63° с.ш., 200 м н.у.м.) (рис. 1), а также в Республике Саха (Якутия) в окрестностях пос. Абый (68° с.ш., 40 м н.у.м.). Сотрудник ИБПС ДВО РАН Н.Е. Докучаев проводил наблюдения в долине р. Омолон (около 66° с.ш. 160 м н.у.м.) – правого притока Колымы в ее нижнем течении [2].

Наиболее полно исследованы популяции углозуба в окрестностях «Аборигена». Климат этого района переходный между холодным муссонным приморских территорий области и экстроконтинентальным Восточной Якутии [16]. Средние годовые температуры воздуха здесь –9...–11 °С; средняя температура января –34...–36 °С при среднем из абсолютных минимумов –53...–55 °С. Лето относительно теплое – средняя температура июля 13–14 °С; сумма положительных температур за теплый сезон – около 1300 °С, выше 10 °С – около 1000 °С, что почти на треть больше, чем на побережье Охотского моря [14]. Продолжительность безморозного периода – с начала июня до конца августа. Сумма осадков – 300–450 мм в год, большая их часть выпадает во вторую половину лета. Отношение возможного испарения к количеству выпадающих осадков позволяет характеризовать увлажнение района как умеренное [17].

Заселяемые сибирским углозубом здесь биотопы – разной степени трансформированные ли-

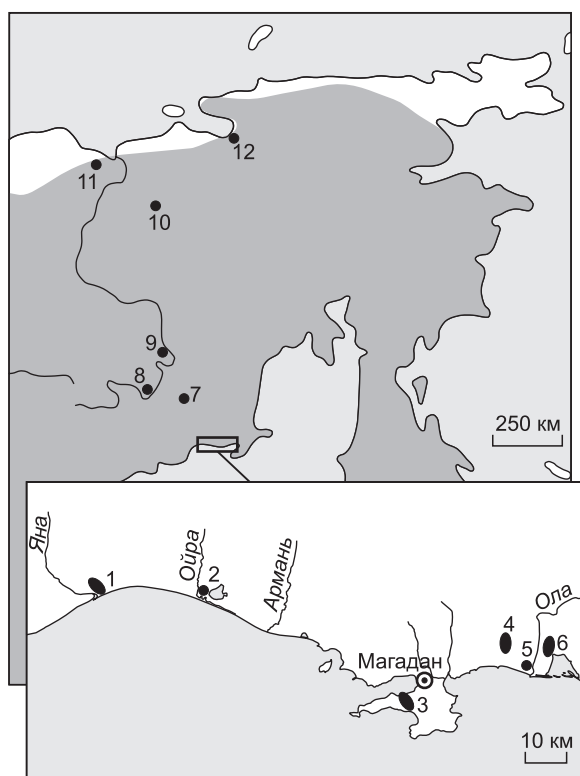


Рис. 1. Карта-схема исследованных на северо-востоке Азии популяций сибирского углозуба.

Охотоморское побережье: 1 – «Большое и Малое Янские», 2 – «Ойра», 3 – «Верхнее и Нижнее Венечные», 4 – «Копань и Термокарст», 5 – «Натальино», 6 – «Длинное и Парные». Континентальная территория: 7 – оз. Черное, 8 – «Абориген», 9 – «Сеймчан», 10 – «Омолон». Арктическое побережье: 11 – «Халерчинская тундра», 12 – «Чаунская тундра».

Fig. 1. Schematic map of the Siberian salamanders populations studied in northeast Asia.

Sea of Okhotsk coast: 1 – Bolshoe and Maloye Yanskye, 2 – Oira, 3 – Verchnee and Nizhnee Venichnye, 4 – Kopan and Termokarst, 5 – Natal'ino, 6 – Dlinnoe and Parnye. Continental territory: 7 – l. Chernoe, 8 – Aborigen, 9 – Seimchan, 10 – Omolon. Arctic coast: 11 – Khalerchinskaya tundra, 12 – Chaunskaya tundra.

ственничные редколесья; водоемы – террасовые термокарстовые, значительная доля приходится на копани, карьеры, автодорожные кюветы и т. п. Исследования проводили на многих водоемах, на трех из них наблюдения вели систематически. Они различаются расположением, типом, размером и глубиной:

- открытый (незатененный) водоем (ВДМ-2) – два соединяющихся между собой временных антропогенных озера в долине ручья Олень (приток р. Сибит-Тыэллах, левый приток Колымы первого порядка), площадью 350 и 150 м² максимальной глубиной 1 и 2 м, не затененные, без

водной растительности, с отдельными подтопленными ивами;

- затененный водоем (ВДМ-3) – постоянный, антропогенный, расположен в лиственничнике в 800 м от ВДМ-2, площадью 30 м² с высокими берегами и максимальной глубиной более 2 м;
- «Пристань» – озерко, примерно 25 × 15 м, глубиной 0,5 м, среди заболоченного участка первой надпойменной террасы Колымы возле лодочной пристани.

На самом севере региона (69° с.ш.) в Халерчинской тундре и на побережье Чаунской губы проводили исследования сотрудники ИБПС А.В. Андреев и Г.И. Атрашкевич [2] (см. рис. 1). Климат этой приморской низменности арктический, с длительной морозной и ветреной зимой, с короткими и холодными летом, весной и осенью [15]. Переход температуры через 0 °С осенью происходит обычно в конце сентября – начале октября с одновременным формированием постоянного снежного покрова. Зимние температуры здесь несколько выше, чем в континентальных районах (в январе средние достигают –32...–34 °С), однако сильные метели обуславливают большую жесткость погоды. Среднесуточные температуры переходят в положительную область обычно лишь в конце мая – начале июня. Лето пасмурное, часты туманы и затяжные моросящие дожди, в любой месяц возможен мокрый снег. Средняя температура июля 6–11 °С. Годовая сумма осадков от 150–180 мм в районе дельты Колымы до 250–300 мм и более – в районе Чаунской губы [15]. Основные типы заселяемых углозубом водоемов – термокарстовые и старичные озера в речных поймах [2].

Для исследования перемещений взрослых животных с суши в воду и обратно, а также для отлова закончивших метаморфоз особей во всех популяциях использовали кольцевые или линейные заборчики из полиэтиленовой пленки с земляными ловушками снаружи и внутри.

При изучении морфологической изменчивости измеряли длину тела до переднего края клоаки (L , мм), общую длину тела с хвостом ($L.t.$, мм), определяли массу (P , мг) животных.

Систематические наблюдения за развитием икры проводили во всех трех водоемах в верховьях Колымы и в части прибрежных охотоморских. У стационара «Абориген» для этого были сооружены системы закрепленных плавающих мостков, позволявших проводить работы не только вдоль берегов, но и в центральных частях водоемов.

Статистическая обработка материала проведена с использованием стандартных методов в программах Excel и Statistica.

Результаты и обсуждение

Выход с зимовки. Время пробуждения углозубов весной после схода снежного покрова над местами зимовки зависит от температуры воздуха. На поверхности взрослые углозубы появляются после оттаивания верхних 5–10 см мохового покрова или почвы, что в верховьях Колымы происходит обычно в конце второй декады мая (с отклонениями в отдельные годы от начала до конца месяца). В окрестностях Магадана из-за низких весенних температур воздуха почва оттаивает в основном за счет тепла талых вод и дождей. Углозубы пробуждаются здесь и выходят из зимовки в среднем несколько раньше, чем в верховьях Колымы (обычно около 7–12 мая), однако в сухие весны или после холодных бесснежных зим могут задерживаться в зимовочных убежищах, как и в верховьях Колымы, до конца месяца. В северных континентальных и прибрежных арктических популяциях выход из зимовки отмечен не ранее третьей декады мая [2; наши наблюдения].

Неполовозрелые углозубы и в верховьях Колымы, и на приморских территориях у Магадана после зимовки начинают встречаться на поверхности позже взрослых. Во время хода животных на нерест в окрестностях водоемов отлавливается считанное число ювенильных особей, кратно возрастающее через три–четыре недели. Единичные неполовозрелые у водоемов весной – это поздно закончившие метаморфоз животные, вышедшие на сушу уже в начале формирования снежного покрова и потому оставшиеся на зимовку близ уреза воды.

Перемещение взрослых особей в воду. В исследованных районах углозубы размножаются почти исключительно в полностью промерзающих водоемах, которые весной поверх льда заполняют талые воды, постепенно растапливающие лед. В непромерзающих водоемах размножение крайне редко, поскольку собирающаяся поверх льда талая вода при появлении заберегов уходит, лед обсыхает. Температура воды близка к 0 °С, она повысится только со сходом значительной части льда, но к тому времени нерест в расположенных рядом промерзающих водоемах почти заканчивается. В отличие от северных континентальных популяций (в долине р. Омо-

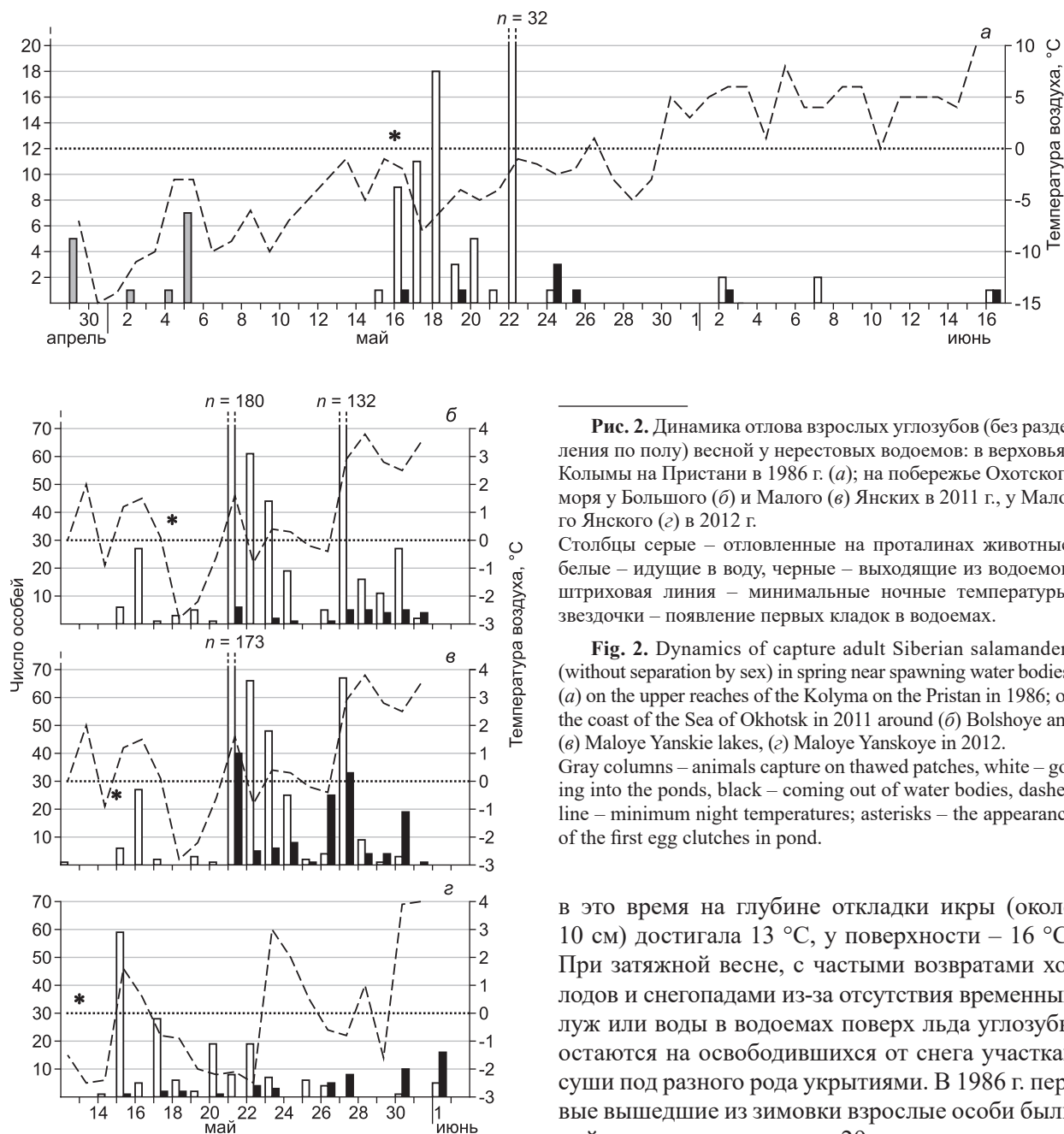


Рис. 2. Динамика отлова взрослых углозубов (без разделения по полу) весной у нерестовых водоемов: в верховьях Колымы на Пристани в 1986 г. (а); на побережье Охотского моря у Большого (б) и Малого (в) Янских в 2011 г., у Малого Янского (г) в 2012 г.

Столбцы серые – отловленные на проталинах животные, белые – идущие в воду, черные – выходящие из водоемов, штриховая линия – минимальные ночные температуры; звездочки – появление первых кладок в водоемах.

Fig. 2. Dynamics of capture adult Siberian salamanders (without separation by sex) in spring near spawning water bodies: (а) on the upper reaches of the Kolyma on the Pristan in 1986; on the coast of the Sea of Okhotsk in 2011 around (б) Bolshoye and (в) Maloye Yanskoye lakes, (г) Maloye Yanskoye in 2012.

Gray columns – animals capture on thawed patches, white – going into the ponds, black – coming out of water bodies, dashed line – minimum night temperatures; asterisks – the appearance of the first egg clutches in pond.

лон), где углозуб избегает затененных лесных водоемов [2], в верховьях Колымы и на побережье Охотского моря подобные озера используются для нереста.

В верховьях Колымы период между пробуждением животных и началом размножения год от года может различаться. В годы с дружной весной углозубы сразу перемещаются в образовавшиеся водоемы, и между выходом из убежищ после зимовки и началом размножения проходит всего 3–6 дней. Максимальная температура воды

в это время на глубине откладки икры (около 10 см) достигала 13 °C, у поверхности – 16 °C. При затяжной весне, с частыми возвратами холодов и снегопадами из-за отсутствия временных луж или воды в водоемах поверх льда углозубы остаются на освободившихся от снега участках суши под разного рода укрытиями. В 1986 г. первые вышедшие из зимовки взрослые особи были пойманы на проталинах 29 апреля, но последующее похолодание с обильными снегопадами отсрочило начало их перемещения в водоем более чем на две недели (до 16 мая) (рис. 2, а). Находясь вне воды, животные питаются (в желудках – пища), что свидетельствует об отсутствии «брачного поста» у углозубов не только в водоемах [2, 18], но и сразу после пробуждения.

Массовое перемещение в воду особей обоих полов и в верховьях Колымы, и в прибрежных охотоморских популяциях начинается почти одновременно. Как и в окрестностях Магадана [8, 9], взрослые самцы заканчивают движение в водое-

мы раньше, чем самки: в водоеме на Пристани 16 мая 1981 г. насчитывалось более 40 токующих самцов, к которым, судя по ловушкам кольцевых заборчиков, в последующие шесть дней присоединились около 30 самок и лишь 5 самцов; в окрестностях ВДМ-2 в это же время было поймано 15 самок и только 6 самцов.

Длительное пребывание активных животных в некоторые годы на суше перед началом сезона размножения отличает популяции верховий Колымы от прибрежных арктических и охотоморских. В последних стабильные популяции углозуба существуют у постоянных термокарстовых или антропогенных промерзающих водоемов, рано заливаемых талыми водами, что позволяет животным сразу после пробуждения перемещаться на нерест (рис. 2, б–г). Здесь, как правило, обильные снегопады отмечаются даже в начале третьей декады мая, но не сопровождаются значительным похолоданием, поэтому не корректируют динамику входа животных в водоемы и ход размножения.

Сезон размножения. Даты его начала в верховьях Колымы и на охотоморском побережье могут варьировать почти на месяц в зависимости от погодных условий конкретного года. В окрестностях стационара «Абориген» за годы наблюдений самое раннее начало отмечено 6–7 мая, самое позднее – 2–3 июня; в приморских популяциях – с 4–6 мая до первых чисел июня. Несколько севернее «Аборигена», у пос. Сеймчан (63° с.ш.), в незатененных водоемах кладки из года в год появляются не ранее третьей декады мая, а в лесных водоемах – позже на неделю. Южнее, но вблизи верхнего предела распространения вида – у оз. Черное (61° с.ш., 830 м н.у.м.) углозуб нерестится лишь в начале июня. Столь же поздно (первая декада июня) отмечено начало размножения в долине р. Омолон и в Чаунских тундрах, и еще позже – во второй–третьей декадах этого месяца – на этой же широте в низовьях Колымы в Халерчинской тундре [2]. Значительное варьирование дат входа животных в воду в Северо-восточной Якутии у Верхоянска (около 68° с.ш.), где оно происходит с середины мая до первой декады июня [19, 20], позволяет предположить возможность смещения размножения на более ранние сроки в отдельные теплые весны и в континентальных популяциях на севере исследованного нами региона. При значительных понижениях температур нерест может прерываться на значительное время, как и в Центральной

Якутии [19]; в 1985 г. он начался у «Аборигена» 22–23 мая, но прекратился почти на неделю из-за резкого похолодания и интенсивно возобновился с приходом тепла только 4 июня.

Начало размножения в верховьях Колымы в холодные весны может существенно задерживаться даже после входа животных в воду. Например, в 1980 г., когда прошел длительный заморозок, погубивший всю молодую хвою уже распустившихся листовенниц (средняя температура второй декады мая 0,2 °С, третьей – –3,1 °С), первая икра отмечена лишь через две недели после начала перемещения углозубов в воду (1–3 июня). Обычно же единичные кладки появляются за несколько суток до массового хода животных с суши в водоемы (см. рис. 2). На побережье наиболее ранняя, уже 2–3-суточная кладка отмечена нами 30 апреля 2019 г., при массовом перемещении животных в водоем 5–6 мая и формировании брачных скоплений после 8–9 мая.

В те же самые сроки – в конце первой декады мая мы отмечали начало откладки икры во многие годы на юге Дальнего Востока (южные и центральные районы Хабаровского края, Еврейская автономная и Амурская области), несмотря на различия климатов.

В наиболее холодные весны размножение и на охотоморском побережье, и в верховьях Колымы начинается в те же даты, что и обычно в наиболее северных континентальных и приморских популяциях (конец мая–начало июня). Ни в одном из исследованных нами районов свежие кладки не появлялись позже 15 июня, за исключением Венечных озер, расположенных у Магадана в зоне постоянных холодных морских туманов («выносов»). Здесь размножение из года в год, за редкими исключениями, начинается в начале июня, и единичные свежие кладки отмечены вплоть до 20 июня. В годы с поздней весной нерест завершается в более короткие сроки, поэтому общая продолжительность его варьирует почти вдвое – от 15 суток (поздняя весна) до 1 месяца (ранняя весна).

Подавляющая часть икры (до 80 %) в водоемах верховий Колымы откладывается в первые несколько суток после формирования брачных скоплений животных (рис. 3). В приморских популяциях, где динамика оттаивания почвы, как мы сообщали выше, в большей мере связана с дождями и половодьем, а не с температурами воздуха, после малоснежных и суровых зим выход углозубов из зимовки и перемещение в нере-

стовые водоемы могут быть растянуты, что сказывается на динамике нереста. Например, холодной весной 2020 г. размножение во многих водоемах началось только после 20 мая и было постепенным – свежие кладки в значительном количестве появлялись даже в начале июня, в то время как в первых уже завершалось развитие.

Наиболее массовые токи самцов в обоих регионах, несмотря на существенную протяженность сезона размножения, приурочены к его началу. В верховьях Колымы, как правило, через 10–14 дней после регистрации первых брачных скоплений самцы рассредоточиваются по водоему [21]. В приморских популяциях у Магадана это происходит еще быстрее – примерно через 7–10 дней. Исчезновение брачных токов не означает завершения размножения – оно продолжается, о чем свидетельствуют свежие кладки (см. рис. 3). Например, в середине мая 1981 г. в водоеме на Пристани у «Аборигена» токовали 24–26 самцов, через две недели не было уже ни одного, но свежие кладки появлялись до 12 июня.

Гибель икры и личинок нередка в исследованных водоемах, и причины ее различны. Часть икринок не развивается, вероятно, будучи не оплодотворена, и сохраняется в неизменном виде вплоть до разрушения теки. От 30 до 78 % кладок в исследованных водоемах верховий Колымы имели подобные икринки, но в совокупности они составляли в разные годы лишь 1,3–4,3 % от суммарной популяционной плодовитости. Столь же невысокая доля неоплодотворенных икринок (менее 5 %) отмечена в долине р. Омолон и на Чаунской низменности [2]. Некоторые икринки в кладках разрушаются уже на начальных этапах развития: на поверхности появляется быстро увеличивающееся светлое пятно, которое через непродолжительное время занимает значительную ее часть, икринка теряет цельность, ее содержимое окрашивает оболочки в серебристо-серый цвет. Эти непрозрачные «бусины» диаметром около 9 мм могут сохраняться в теках вплоть до конца развития соседних неповрежденных эмбрионов, после чего выпадают в воду через разрывы стенок.

В некоторых водоемах наблюдается другой тип разрушения икринок, при котором яйцеклетки исчезают почти бесследно, – среди нормально развивающихся икринок в теке остается, казалось бы, незаполненное пространство, которое, между тем, содержит хорошо видимые на про-

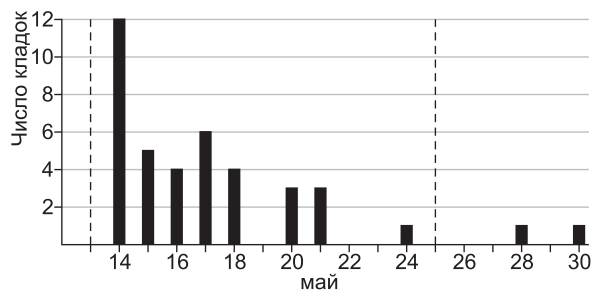


Рис. 3. Динамика появления кладок в водоеме ВДМ-2 (верховья Колымы) в 1982 г. Штриховые линии – даты образования и исчезновения нерестовых скоплений самцов.

Fig. 3. The appearance of egg clutches in the pond VDM-2 (upper of the Kolyma) in 1982. Dashed lines are the dates of formation and disappearance of spawning aggregations of males.

свет целые оболочки с желтоватыми помутнениями – остатками яйцеклеток.

В отдельных прибрежных популяциях отмечена массовая гибель икры, вероятно, из-за грибковых заболеваний. Однако она отмечена лишь в некоторых водоемах, наблюдается из года в год и затрагивает разные доли отложенной икры (иногда почти 100 %). Такой же тип гибели более трети отложенных икринок отмечен в одной из самых северных популяций – в Халерчинской тундре; исследователи связывают ее с аномальной холодной летней погодой в год наблюдения [2].

Смертность на средних и поздних этапах развития, как правило, существенно выше, чем на ранних, – в отдельных изученных нами кладках она достигает 75 %. Эмбрионы при этом мацерируются и могут сохраняться в оболочках, или же разрушение захватывает и оболочки.

Значителен риск гибели икры от хищников, в первую очередь – личинок ручейников, которые обнаружены на кладках в ряде водоемов как в окрестностях Магадана, так и в верховьях Колымы. Летом 1981 г. в водоеме у пристани все появившиеся в начале нереста кладки были уничтожены ими, уцелели немногие поздние благодаря снижению численности хищников, и к середине июня сохранились лишь 11 кладок возрастом 1–7 дней из многих десятков отложенных. Относительная редкость массовой гибели кладок от ручейников связана с более поздним, как правило, появлением последних в столь значительных количествах.

Риск обсыхания икры и гибели личинок существует, как и везде в ареале, в неглубоких водоемах и на мелководье. В 2019 г. в одном из водоемов в окрестностях Магадана более 85 %

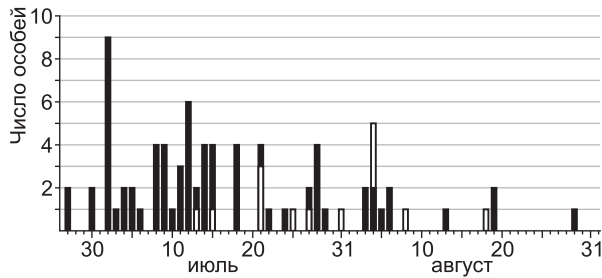


Рис. 4. Выход взрослых сибирских углозубов из водоемов в окрестностях стационара «Абориген» в 1980 г. Черная заливка – незатененный водоем (ВДМ-2), белая заливка – лесной (ВДМ-3).

Fig. 4. The emergence of adult Siberian salamanders from water bodies in the vicinity of the «Aborigen» station in 1980. Black – unshaded pond (VDM-2), white – forest pond (VDM-3).

кладок погибли на ранних стадиях развития из-за быстрого отступления аномально высоких талых вод, заливших весной отлогие берега, на которые была отложена значительная доля икры.

Пересыхание водоемов, приводящее к катастрофической гибели личинок, происходит в верховьях Колымы из-за высоких июньских температур и отсутствия осадков. Например, в 1981 г. некоторые исследованные водоемы сохранились только благодаря искусственному подпрудиванию; в отдельные моменты они представляли собой мелкие лужицы, в которых резко возрастала плотность личинок и отмечалась высокая смертность, вероятно, в том числе, и от перегрева.

Суммарная гибель икринок, эмбрионов и личинок может быть очень значительной. Так, в верховьях Колымы в ВДМ-2 в 1980 г. закончили развитие 877 сеголеток (более 20 % от числа икринок из 29 отложенных весной кладок), а засушливым летом 1981 г. – менее 5 % (197 выживших особей из 28 кладок). На приморских территориях в 2020 г. в водоемах поймы Ойры развитие завершилось менее чем в 3 % кладок.

Гибель личинок поздних стадий развития, не успевших пройти метаморфоз, наблюдается из года в год во всех популяциях региона осенью при образовании льда на водоемах. Она велика, но трудно оценима количественно.

Выход из водоемов половозрелых животных различается в исследованных популяциях, прежде всего, по срокам. В верховьях Колымы взрослые углозубы остаются в нерестовых водоемах долго, лишь незначительная доля самок покидает их сразу после откладки икры. Заметное число животных выходит почти через месяц после начала размножения (в годы с ранней весной – с сере-

дины июня, с поздней – с конца июня) и продолжается в июле, а то и до середины августа. Даже в расположенных рядом водоемах динамика выхода может различаться – из затененных лесных водоемов животные начинают выходить позже, чем из незатененных открытых (рис. 4).

В окрестностях Магадана углозубы, напротив, не задерживаются в воде. Самки появляются на суше сразу после нереста – уже в третьей декаде мая в 2011, 2012 и 2016 гг. Янские озера покинуло до трети самок и подавляющее число – до начала июня. Массовый выход участвовавших в размножении самцов здесь из года в год наблюдается примерно через месяц после входа в воду. Столь же сильно различаются по времени выхода взрослых углозубов из нерестовых водоемов более северные популяции: в Чаунских тундрах они покидают воду в период с конца июня до начала августа, а в континентальных популяциях долины р. Омолон – уже к концу июня [2].

Выход животных обоих полов, как и активность на суше, в верховьях Колымы прерываются в сухие жаркие периоды. В конце июня и первой половине июля 1981 г. углозубы почти не попадались в ловушки из-за крайней сухости: еще не вышедшие оставались в воде, а покинувших водоемы можно было обнаружить лишь в сырых местах (на недавно обсохших берегах или дне пересохших луж) под укрытиями. Перемещения и наземная активность резко возобновляются во время дождей. Во влажном климате приморских территорий при умеренных температурах воздуха, напротив, связи «пиков» выхода взрослых животных из воды ни с минимальными, ни с максимальными температурами воздуха или осадками не выявлено.

Продолжительность развития эмбрионов и личинок различается как в разных кладках в одном водоеме, так и в одном и том же водоеме в разные годы и между водоемами в один и тот же год.

Значительная растянутость нереста на охотморском побережье и в верховьях Колымы (до месяца) часто обуславливает одновременное присутствие в водоеме и первых личинок, и недавно отложенных кладок. Самые ранние сроки появления личинок из «передовых» кладок на побережье – первые числа июня, завершение развития в наиболее поздних – конец июня. В континентальных популяциях, расположенных вблизи высотного предела встречаемости вида – в окрестностях оз. Черное, появление личинок происхо-

дит не ранее конца июня, т. е. в то же время, что отмечено Г.И. Атрашкевичем [2] на самом севере ареала – в Чаунских тундрах. В верховьях Колымы наиболее ранние сроки появления личинок – 7 июня, поздние – 25 июня (продолжительность развития в разные годы и в разных водоемах – 12–31 день). Чуть позже – во второй декаде июня (при средней продолжительности эмбрионального развития около 15 суток) появляются личинки в долине р. Омолон, но в слабо прогреваемых водоемах здесь развитие почти вдвое длиннее. Еще позднее оно происходит в Халерчинской тундре – лишь в первой декаде июля, хотя эмбриональное развитие занимает 17–19 суток [2].

Среднее время эмбрионального развития существенно различается даже в один и тот же год в двух однотипных открытых водоемах, расположенных в нескольких метрах или сотнях метров друг от друга при совпадении сроков откладки икры, но различающихся глубиной, отчасти, характером дна и, соответственно, температурой воды [22]. Так, в верховьях Колымы в 1980 г. в ВДМ-2, состоящем из двух соединяющихся озерков, в более мелком (до 1 м) и лучше прогреваемом, оно завершилось почти на четверть быстрее, чем в более глубоком (около 2 м). Подобное наблюдается и на юге региона: в Малом Янском озере эмбрионы ни в одной из отложенных на донную растительность на глубине 20–30 см кладок (температура во время наиболее массового нереста около 9 °С) через три недели не завершили развитие, в то время как в Большом Янском за это время вышли все личинки из кладок, расположенных на илистых или заросших травой мелководьях, покрытых не более чем 10 см воды, температура которой достигала 17 °С.

Скорость эмбриогенеза увеличивается по мере прогревания водоема – в верховьях Колымы его продолжительность в кладках, появившихся в конце сезона нереста, была вдвое короче (12 сут), чем у отложенных почти тремя неделями раньше в еще холодную воду (24 сут). Несомненно, это «ускорение» повышает вероятность завершения развития личинок даже из наиболее поздно отложенных кладок.

Существенные различия в продолжительности эмбрионального развития вызывают и погодные условия: в верховьях Колымы в теплые годы в одних и тех же незатененных водоемах оно было на 3–12 сут короче, чем в холодные, что весьма важно при коротком лете. Иная ситуация

наблюдается в затененных лесных водоемах с более низкими и менее вариабельными температурами воды: несмотря на контрастность погод, сроки эмбрионального развития в них почти не различались. Подобное явление отмечено и в наиболее холодных водоемах на охотоморском побережье: в Венечных озерах, находящихся в зоне действия холодных морских туманов, где начало размножения, как правило, приходится на начало июня, сроки завершения развития личинок менее вариабельны по годам и приходятся в среднем на конец второй декады месяца.

Минимальный период личиночного развития (от появления первых личинок до выхода на сушу первых сеголеток) в верховьях Колымы в благоприятное по погоде лето колебался от 34 суток в открытых незатененных водоемах до 52 суток – в лесном. Еще более короткое развитие описано в открытых водоемах в долине р. Омолон – менее 1 месяца, однако в слабо прогреваемых лесных водоемах часть личинок не успевает развиваться и к середине сентября [2]. В популяциях на побережье Охотского моря даже в наиболее «теплых» открытых озерах минимальный период достигает 2 месяцев, т. е. вдвое больше, чем в континентальных районах.

Таким образом, различия в минимальных сроках развития между водоемами, а также между минимальной и максимальной его продолжительностью в одном водоеме может быть весьма значительными и близкими к варьированию продолжительности развития, известному для ареала в целом [1, 23].

Выход сеголетков на сушу. Минимальный совокупный срок эмбрионального и личиночного развития (от появления первых кладок до выхода из водоема первых сеголетков) в благоприятных по термическим условиям водоемах верховий Колымы в годы как с ранними, так и поздними веснами занимает примерно два месяца; в менее прогреваемых водоемах – на 2–4 недели продолжительнее. В прибрежных охотоморских популяциях даже в теплых водоемах он более двух с половиной месяцев, а в наиболее холодных – не менее трех. Значительно быстрее происходит развитие в изученных северных популяциях – около 1,5 месяцев на Омолоне и Чаунской тундре [2], что требует дополнительных исследований. В последних числах июля в мелких водоемах в окрестностях п. Абый (68° с.ш.) оставалось лишь незначительное число личинок

поздних стадий развития; вышедшие из воды сеголетки встречались в мезофитных условиях под укрытиями.

В отличие от взрослых особей, которые могут длительное время находиться в воде, пребывание заканчивающих развитие личинок в водоемах, вероятно, ограничено. По нашим наблюдениям, завершившие метаморфоз (утратившие жабры) животные, попав в ловушки с водой, погибают в течение 1–2 суток (в сухих ловушках они остаются живы, как и взрослые животные в залитых ловушках) и, вероятно, по этой причине вынуждены сразу покидать водоемы.

Даты начала выхода из воды метаморфов в верховьях Колымы сильно варьируют как в одном и том же водоеме в зависимости от погоды весны и лета (т. е. от сроков нереста и скоростей развития), так и в разных водоемах в один и тот же год (рис. 5). В открытых хорошо прогреваемых озерах в годы с теплым летом выход начинается с середины июля, с холодным – на две недели позже. Так, в 1981 г. первый сеголеток в ВДМ-2 был отловлен 12 июля и, начиная с 17 июля, они составляли существенную долю среди пойманных во внутренние цилиндры животных. В холодном 1980 г. в том же водоеме эти события пришлось на 27 июля и 4 августа соответственно (т. е. на 16–19 суток позже). В затененных водоемах, в которых длительно сохраняются остатки льда

и температуры воды в течение лета низки, развитие длится дольше, но продолжительность его меняется мало: в теплые годы оно не бывает значительно более коротким, чем в холодные. Выход сеголетков из ВДМ-3 в 1981 г. начался 10 августа (см. рис. 5), в 1980 г. – 18 августа, т. е. сроки завершения развития вдвое менее вариabельны, чем в открытых. Миграция метаморфов на сушу в верховьях Колымы может быть спровоцирована погодными условиям – обнаружена связь выхода отдельных их групп с дождливыми погодными [22].

Выход сеголетков из воды в верховьях Колымы начинается за полтора–два месяца до наступления зимы. В годы, когда массовый выход происходит рано (с середины июля), он завершается задолго до холодов (см. рис. 5), но чаще наблюдается с начала–середины августа и ограничивается заморозками в сентябре. Часть личинок и на побережье, и на Колыме в этом случае не успевает завершить развитие и погибает – мы неоднократно видели их в октябре плавающими под молодым и прозрачным льдом. Ряд водоемов часть особей покидает очень поздно и остается на зимовку на берегу (весной они попадают в ловушки, установленные у самой кромки воды). Таким образом, предположение о возможности прохождения метаморфоза на второй год, высказываемое рядом авторов [24], не находит подтверждения на Северо-Востоке.

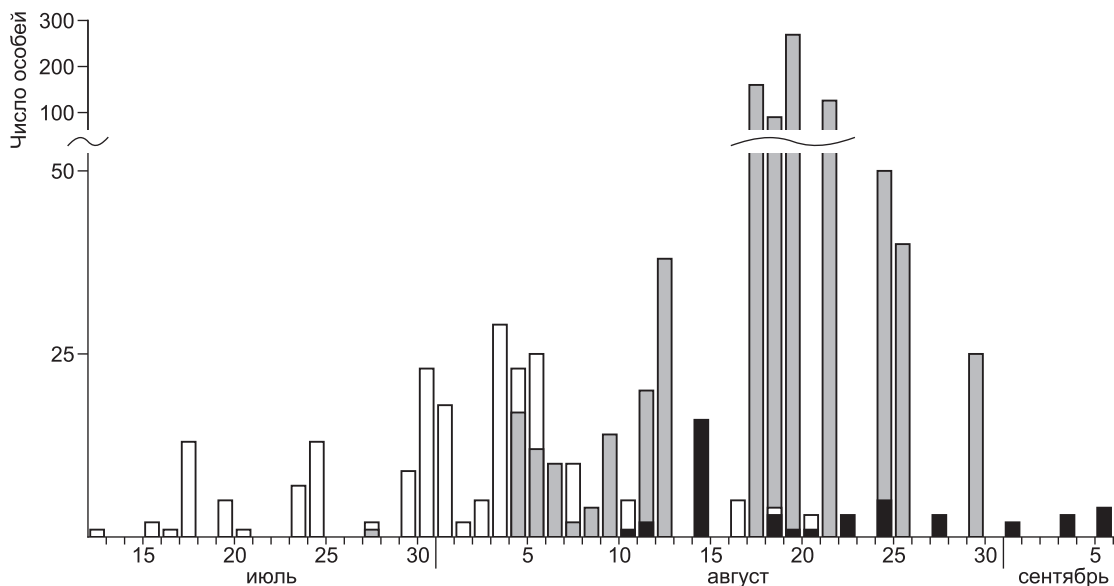


Рис. 5. Выход сеголетков сибирского углозуба из незатененного водоема (ВДМ-2) холодным летом 1980 г. (серые столбцы) и теплым засушливым летом 1981 г. (белые столбцы) и из лесного водоема (ВДМ-3) в 1981 г. (черные столбцы).

Fig. 5. The emergence of Siberian salamanders after metamorphosis from an unshaded pond (VDM-2) in the cold summer of 1980 (gray) and in warm dry summer of 1981 (white) and from a forest pond (VDM-3) in 1981 (black).

На приморской равнине (т. е. почти на 250 км к югу или более чем на 2° широты южнее верховий Колымы) первые сеголетки выходят на сушу из наиболее прогреваемых водоемов в годы с теплой весной в последних числах июля, с холодной – с середины августа; массовый же выход начинается через 10–15 дней. Как правило, он растягивается на полтора–два месяца вплоть до образования льда. В расположенных на высоте 200 м н. ур. м. Венечных озерах появление первых метаморфов даже в аномально теплые годы отмечено лишь в конце первой декады августа, а массовый выход – через две–три недели (изредка – в конце августа, но чаще – уже в сентябре) (рис. 6). В годы с холодным летом сроки выхода метаморфов здесь, как и в наиболее холодных лесных водоемах в верховьях Колымы, сдвигаются незначительно.

На протяжении ареала сибирского углозуба (от Свердловской области до Сахалина) выход сеголетков из водоемов на сушу приходится на середину июля–середину августа [1], т. е. варьирует столь же сильно, как в исследованных на Северо-Востоке популяциях.

Появление молодых животных на суше и в прибрежных охотоморских популяциях, и в верховьях Колымы может происходить равномерно, как на ВДМ-3 в 1981 г. (см. рис. 5) и Парных озерах в 2016 г. (рис. 7), так и с выраженными «пики» (см. рис. 5–7). При этом на территории с влажным морским климатом, в отличие от континентальных районов, эти «пики» не связаны с дождливыми погодными [22; наши данные]. «Пики» выхода приходится на разные даты – от начала массового хода до конца сентября. В наиболее холодных приморских Венечных водоемах они из года в год смещены на середину–конец сентября

(рис. 6). Даже в годы с очень ранним началом размножения (например, в 2005 г., когда кладки появлялись с 15 мая по 4 июня) лишь отдельные сеголетки завершили развитие в августе, массовый же выход пришелся на 10–30 сентября.

Значительное варьирование сроков завершения метаморфоза в каждой из рассмотренных популяций и на Северо-Востоке в целом (1–2 мес.) обуславливает существенную разницу продолжительности периода роста ювенильных живот-

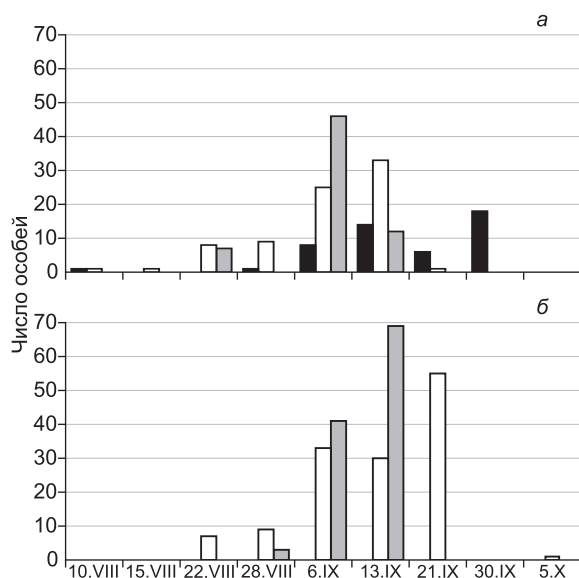


Рис. 6. Выход метаморфов в наиболее холодных местобитаниях на охотоморском побережье: из Нижнего (а) и Верхнего (б) Венечных озер.

Черная заливка – 2005 г. [22], белая – 2016 г., серая – 2017 г.

Fig. 6. The emergence of Siberian salamanders after metamorphosis from the coldest ecotopes on the Okhotsk sea coast: Nizhnee (a) and Verkhnee (b) Venchnye lakes. Black – 2005 [21], white – 2016, gray – 2017.

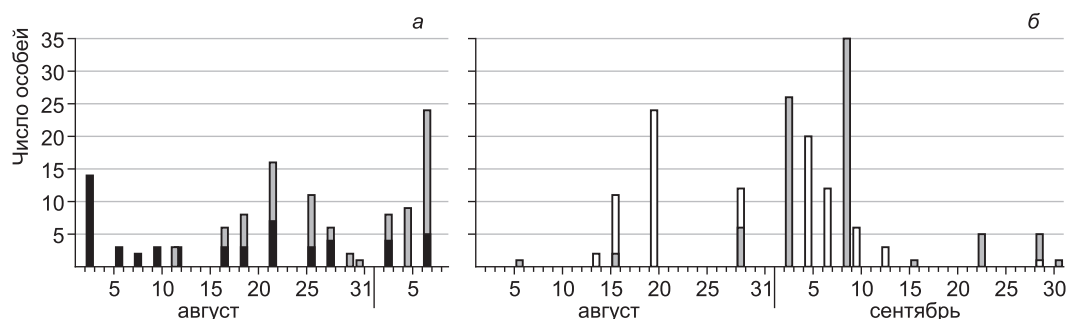


Рис. 7. Выход метаморфов из равнинных прибрежных водоемов в 2016 (а) и 2017 (б) гг. Серые столбики – Натальино, черные – «Парные», белые – «Термокарст».

Fig. 7. The emergence of Siberian salamanders after metamorphosis from lowland ponds on the Okhotsk sea coast in 2016 (a) and 2017 (b).

Gray – Natal'ino, black – Parnye, white – Termokarst.

**Размеры и межгодовые различия личинок *Salamandrella keyserlingii*,
выходящих из водоемов на сушу на 45–47 стадиях развития**

Table 1

**Sizes and interannual differences of *Salamandrella keyserlingii* larvae
emerging from water bodies on land at 45–47 stages of development**

Популяция	Год	n	L, мм	p	L _{tot} , мм	p	P, мг	p
ВДМ-2	1981	13	24,3±0,2	н/д	41,9±0,6	н/д	531,0±19,5	н/д
Натальино	2016	23	23,5±0,3	*	39,7±1,0	*	507,0±22,0	–
	2017	12	21,8±0,3		36,4±1,1		н/д	–
Нижнее Венечное	2002	60	23,9±0,2	*	42,4±0,5	*	577,8±13,1	*
	2016	36	21,6±0,3	–	36,0±0,5	*	460,3±19,8	
	2017	18	21,0±0,3		34,0±0,5		н/д	
Верхнее Венечное	2016	69	22,0±0,3	–	33,5±0,4	–	352,4±13,9	–
	2017	10	21,2±0,4		34,5±0,8		н/д	
Малое Янское	2002	97	23,4±0,2	н/д	41,7±0,4	н/д	565,3±10,8	н/д

Примечание. Здесь и в табл. 2 и 3: * – различия достоверны ($p \leq 0,05$), прочерк – различия недостоверны, н/д – нет данных.

Note. Here and in Tables 2 and 3: * – significant differences ($p \leq 0,05$), dash – not significant differences, н/д – no data.

ных до наступления холодов, т. е. в конечном итоге – их размеров при уходе на первую зимовку.

Размеры личинок перед завершением метаморфоза. Из исследованных нами водоемов выходят на сушу не только полностью метаморфизировавшие особи, но и те, чье развитие близко к завершению, но не окончено: с жабрами и остатками плавниковой складки на хвосте и заднем конце туловища (45–47 стадии развития [25]). Появление их на суше не связано с календарными сроками и не обусловлено, казалось бы, необходимостью покидать водоемы перед наступлением зимы – они попадают в ловушки на суше с июля и до самого конца хода сеголетков из воды. Доля их может быть велика – в 1981 г. 30 из 44 вышедших из ВДМ-3 сеголетков имели остатки жабр и плавниковую складку. Наблюдение в лаборатории свидетельствует о том, что личиночные признаки исчезают через несколько дней пребывания животных вне воды. Способность выживать не завершивших метаморфоз личинок во влажных местах на суше показана и в Центральной Якутии [19].

Размеры особей, выходящих на сушу с рудиментами личиночных признаков, в различных популяциях варьируют незначительно – С_в длины тела 3,5–10,5 %, общей длины – 4,8–11,9 % и лишь масса более вариабельна – 13,7–31,2 %. В водоемах, исследованных в течение несколь-

ких лет, размеры углозубов на этой стадии развития могут достоверно различаться между годами (табл. 1).

Размеры завершивших развитие особей. Тенденция изменчивости размеров метаморфизировавших животных аналогична вышеописанной: масса тела варьирует значительно (15,2–34 %), а линейные размеры – слабо (5,1–11,6 и 8,0–13,4 % соответственно). В ряде популяций обоих регионов завершившие метаморфоз животные по размерам отличаются от особей с остатками личиночных признаков (см. табл. 1, 2).

Межпопуляционная изменчивость сеголетков. Анализ объединенных выборок по каждому исследованному нами водоему за ряд лет свидетельствует о том, что, хотя по размерам сеголетки из континентального района достоверно отличаются от особей некоторых прибрежных популяций ($p \leq 0,05$), их линейные характеристики и масса находятся в диапазоне изменчивости этих показателей в популяциях окрестностей Магадана (см. табл. 2). Иными словами, и минимальные, и максимальные средние значения указанных признаков выявлены в прибрежных охотоморских популяциях. Одними из самых мелких оказались животные из Венечных озер, а самыми крупными – в выборках из придорожных карьеров в пойме р. Танон («Копань») и естественных водоемов в пойме р. Ойра. При этом животные с

Длина тела (*L*), общая длина (*L.t.*) и масса (*P*) завершивших метаморфоз особей *Salamandrella keyserlingii* в континентальной и прибрежных популяциях Северо-Востока

Table 2

Body length (*L*), total length (*L.t.*), and weight (*P*) of *Salamandrella keyserlingii* individuals after metamorphosis in continental and coastal northeastern populations

Популяции					
	ВДМ-2	Натальино	Длинное	Парные	Малое Янское
год	1980, 1981	2016, 2017	2018	2016	2002
<i>n</i>	185	107	9	46	29
<i>L</i> , мм	23,6±0,1 15,6–27,4	23,0±0,2 17,8–29,2	23,0±0,8 20,4–26,8	23,1±0,3 18,3–27,2	23,8±0,4 21,0–27,0
<i>L.t.</i> , мм	40,0±0,2 29,4–47,0	38,4±0,4 25,8–47,6	40,2±1,6 33,6–47,5	39,5±0,6 28,5–47,8	43,2±0,7 37,0–48,0
<i>P</i> , мг	456,6±6,4 222–682	480,0±11,0 300–690	н/д	506,3±16,8 360–840	592,4±16,2 387–793

Популяции					
	Копань	Термокарст	Ойра	Верхнее Венечное	Нижнее Венечное
год	2015	2017, 2018	2011, 2018	2015–2017	2016, 2017
<i>n</i>	22	88	19	134	142
<i>L</i> , мм	25,2±0,3 22,9–28,7	23,1±0,2 19,0–29,9	24,6±0,6 20,9–32,0	21,8±0,2 17,1–26,8	21,2±0,2 18,1–28,9
<i>L.t.</i> , мм	43,1±0,7 38,9–53,8	38,5±0,4 26,8–51,1	41,9±1,1 28,5–50,5	34,3±0,3 23,9–44,6	34,6±0,3 25,6–48,2
<i>P</i> , мг	423,5±34,9 200–700	н/д	н/д	297,9±12,0 160–780	445,8±23,5 150–900

наименьшей средней длиной тела могут быть не самыми мелкими по общей длине и массе (см. табл. 2). Подобное же можно сказать и о максимальных размерах: наибольшую массу и общую длину имеют сеголетки в Малом Янском озере, не отличающиеся значительной длиной тела (см. табл. 2).

Средние размеры сеголеток могут варьировать даже в выборках из однотипных водоемов, расположенных в одинаковых мезоклиматических и ландшафтных условиях. Например, в расположенных примерно в 100 м друг от друга Верхнем и Нижнем Венечных озерах метаморфы отличались друг от друга по массе и длине тела ($p = 0,00$). Различия наблюдались и между животными из расположенных рядом, но разнотипных водоемов: в долине р. Танон в старом природоохранном карьере (оз. «Копань») они значительно крупнее ($p \leq 0,05$), чем в отстоящих менее чем в 1 км от него термокарстовых озерах («Термокарст»).

Внутрипопуляционная изменчивость сеголетков. В пределах каждой выборки длина тела, как

и общая длина сеголетков, варьировали слабо: в верховьях Колымы *Сv* длины тела – 7–9 %, на охотоморском побережье – 5–12 %, общей длины – 6–7 % и 8–13 % соответственно. Иначе изменяется масса – коэффициент ее вариации в континентальном районе составил 20–21 %, в то время как на побережье – 15–34 %.

Средние размеры (длина тела, общая длина и масса) сеголетков, закончивших метаморфоз в верховьях Колымы в 1981 г. раньше в сезоне, были достоверно меньше ($p \leq 0,05$), чем выходящих из воды в конце его; ни в одной из исследованных прибрежных популяций такой тенденции не отмечено. Зависимость средних размеров сеголетков от длительности личиночного периода в одних водоемах и отсутствие этой связи в других ранее были показаны в популяциях на противоположном краю ареала вида – под Екатеринбургом [24]. Таким образом, северо-восточные популяции по этому признаку не отличаются от наиболее западных.

Анализ выборок за отдельные годы изменяет картину варьирования размеров метаморфов,

Таблица 3

**Межгодовая изменчивость размеров завершивших метаморфоз
особей *Salamandrella keyserlingii***

Table 3

**Interannual variability in the size of *Salamandrella keyserlingii* individuals
after metamorphosis**

Популяции									
	ВДМ-2		<i>p</i>	Ойра		<i>p</i>	Термокарст		<i>p</i>
год	1980	1981		2011	2018		2017	2018	
<i>n</i>	10	175		6	13		49	39	
<i>L</i> , мм	17,7±0,4 15,6–19,8	23,9±0,1 20,0–27,4	*	25,6±0,2 24,7–26,2	23,1±0,6 20,9–25,6	*	23,1±0,3 19,0–29,9	23,2±0,3 20,3–29,2	–
<i>L.t.</i> , мм	32,0±0,6 29,4–35,2	40,4±0,2 34,2–47,0	*	44,1±1,3 40,2–47,5	39,9±1,4 28,5–45,3	*	37,7±0,5 26,8–48,1	39,5±0,6 30,3–51,1	*
<i>P</i> , мг	323,3±19,9 266–480	431,7±6,4 222–682	*	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д

Популяции									
	Верхнее Венечное		<i>p</i>	Нижнее Венечное		<i>p</i>	Наталино		<i>p</i>
год	2016	2017		2016	2017		2016	2017	
<i>n</i>	63	58		40	102		72	35	
<i>L</i> , мм	22,2±0,3 17,1–26,8	21,4±0,2 17,5–25,2	*	21,6±0,4 18,3–28,7	21,2±0,2 18,1–28,9	–	22,8±0,2 19,7–28,8	23,5±0,4 17,8–29,2	–
<i>L.t.</i> , мм	34,6±0,4 26,7–44,6	34,3±0,4 26,0–41,9	–	35,2±0,7 25,6–48,2	34,7±0,3 29,4–47,1	–	38,5±0,4 29,2–45,3	38,1±0,8 25,8–47,6	–
<i>P</i> , мг	299,6±12,3 160–780	н/д	н/д	445,8±23,5 150–900	н/д	н/д	480,2±10,9 300–690	н/д	н/д

полученную при их объединении (см. табл. 2): выходящие из одного и того же водоема в разные годы животные могут как иметь близкие размеры, так и значительно различаться (табл. 3). В верховьях Колымы в смежные годы можно отловить как самых мелких животных (1980 г.) в исследованных на Северо-Востоке популяциях, так и одних из самых крупных (1981 г.). Даже в наиболее холодном местообитании на побережье (Верхнее Венечное озеро) длина тела сеголетков может существенно различаться в разные годы (см. табл. 3). Таким образом, какой-либо закономерности изменчивости выходящих из воды метаморфов в исследованных популяциях выявить не удастся, за исключением того, что в среднем более мелкие животные отлавливаются в некоторых (но не всех) водоемах, расположенных в наиболее холодных местообитаниях. Очевидно, что и размеры при метаморфозе, и время его наступления относительно сроков начала ледостава могут иметь значение при формировании размерной структуры последующих возрастных классов конкретной популяции.

Уход на зимовку. В верховьях Колымы значительная часть взрослых животных к началу августа покидает водоемы и вместе с ювенильными встречается в их ближайших окрестностях (не далее 2–3 десятков метров). В начале последней декады месяца взрослые и неполовозрелые углозубы (за исключением сеголетков) почти не попадают в ловушки. Их можно обнаружить только во всевозможных убежищах, во мху и под ним, а также в самом верхнем слое почвы. Все собранные в конце августа и начале сентября в убежищах животные уже прекратили питаться, что свидетельствует о подготовке к зимовке. Конец наземной активности здесь, как и в приморских популяциях, отмечен задолго до наступления климатической зимы, лишь единичные сеголетки продолжают выходить из воды даже после периодических заморозков вплоть до формирования льда. В более северных континентальных популяциях Северо-Востока (долина р. Омолон) сезон активности сопоставим с таковым в верховьях Колымы – продолжается немногим более 3 месяцев и завершается в первых числах сентября [2].

В прибрежных охотоморских популяциях большинство взрослых животных уходят в зимовочные укрытия примерно в середине сентября, в конце месяца в ловушки попадают лишь одиночные особи. Как и в континентальных популяциях, позже этого времени у водоемов отлавливаются только выходящие из воды даже во время первых снегопадов сеголетки. На самом севере ареала – в прибрежных Чаунских тундрах завершение сезона активности наблюдается на две недели раньше – в начале второй декады сентября отлавливаются лишь единичные взрослые особи [2].

Таким образом, продолжительность сезона активности подавляющей части взрослых и ювенильных особей сибирского углозуба в различных популяциях на Северо-Востоке различается почти в полтора раза – от 4–4,5 месяцев на побережье Охотского моря до 3–3,5 месяцев в континентальных популяциях Магаданской области и Чукотки, а также на самом севере ареала – на побережье Восточно-Сибирского моря. Максимальная продолжительность сезона активности сеголетков (у наиболее рано метаморфизировавшихся животных) – 2 месяца на побережье и в континентальных районах Магаданской области и не более 1,5 месяцев – в северных популяциях; минимальная (у выходящих на сушу в период формирования ледового покрова на водоемах) – несколько часов почти во всех популяциях Северо-Востока.

Заключение

Проанализированные в настоящей статье региональные сведения по фенологии сибирского углозуба в контрастных по климату районах Северо-Востока, тем не менее, позволяют сделать ряд обобщений, касающихся экологии вида в целом.

1. Сезон активности углозубов на Северо-Востоке в полтора–два раза короче, чем на юге ареала (где он достигает 6–6,5 месяцев), и столь же сильно различается в популяциях региона – длится 4–4,5 месяца в прибрежных охотоморских и лишь около 3–3,5 месяцев – в континентальных и прибрежных арктических. Вместе с тем, прибрежные (охотоморские и арктические) заселенные видом территории характеризуются более низкими летними температурами, чем континентальные.

2. Основные характеристики сезона размножения на Северо-Востоке (сроки начала и окон-

чания, предельные их даты, динамика и общая его продолжительность), по-видимому, как и везде в ареале, зависят от погоды конкретной весны. В расположенных на юге региона (прибрежных охотоморских и континентальных) популяциях в холодные весны они могут совпадать с таковыми в северных широтах (63–69° с.ш.), а в теплые – с самыми южными на Дальнем Востоке (49–51° с.ш.).

3. Анализ дат и динамики выхода из водоемов углозубов после нереста показал отсутствие календарных закономерностей. Даже при совпадении сроков окончания периода размножения в отдельных континентальных популяциях взрослые животные задерживаются в воде до августа так же, как это происходит на арктическом побережье; в других – покидают водоем через месяц после начала размножения, как в наиболее южных районах Северо-Востока.

4. Продолжительность эмбриогенеза может совпадать в разных географических популяциях как в регионе, так и по ареалу в целом и различаться при этом в соседних водоемах, поскольку скорость развития зависит от хода температуры в конкретном водоеме.

5. Продолжительность личиночного развития на Северо-Востоке существенно различается. Первые завершившие метаморфоз животные появляются на суше в южных прибрежных районах в среднем на две недели позже, чем в континентальных и арктических. В каждой из рассмотренных популяций сроки выхода метаморфов из воды могут варьировать в разные годы так же, как в разных водоемах в один сезон, иногда достигая уровня различий, известных для популяций, обитающих в разных частях ареала.

6. При благоприятных погодных условиях выход метаморфов из наиболее прогреваемых водоемов начинается за 1,5–2 месяца до наступления зимы. В холодное лето, а также в холодных местообитаниях (затененных водоемах или расположенных высоко над уровнем моря) он задерживается почти на месяц. В редких случаях большинству личинок удастся завершить развитие до ледостава, который происходит в континентальных и арктических районах в сентябре, а в прибрежных охотоморских – в октябре; не успевшие пройти метаморфоз личинки неминуемо погибают.

7. Размеры завершивших развитие животных существенно варьируют как в разных популяциях, так и в одном и том же водоеме в разные

годы. В подавляющем большинстве популяций значимые внутривидовые различия средних размеров сеголетков, закончивших метаморфоз раньше и позже в сезоне, не выявлены. Поздние сроки завершения развития и выхода сеголетков из воды приводят к сокращению периода их роста в оставшееся до зимовки время, что в дальнейшем может отразиться на одной из ключевых популяционных характеристик – размерах особей старших генераций.

Таким образом, проведенное сравнение свидетельствует о том, что бытующие в научной литературе обобщенные (осредненные) представления об условиях существования и единстве экологии вида на громадной территории Северо-Востока в целом не во всем обоснованы. В северо-восточных популяциях выявлен широкий диапазон сроков фенологических событий, которые зависят от температурного режима конкретного местообитания в данный сезон. Кроме погодных условий на них оказывают влияние местоположение нерестового водоема в ландшафте, его размер и глубина, характер мерзлоты берегов и дна, а также водная и прибрежная растительность. Сроки фенологических событий в большей степени зависят от многообразия климатической и микроклиматической составляющих, чем от географического положения популяций, и нередко совпадают с наблюдаемыми в более южных частях ареала.

Литература

1. *Сибирский углозуб: экология, поведение, охрана*. М.: Наука. 1995. 240 с.
2. Докучаев Н.Е., Андреев А.В., Атрашкевич Г.И. Материалы по распространению и биологии сибирского углозуба, *Hynobius keyserlingii*, на крайнем северо-востоке Азии // Экология и фаунистика амфибий и рептилий СССР и сопредельных стран. Л.: Труды Зоологического института АН СССР, 1984. С. 109–114.
3. Берман Д.И., Лейрих А.Н., Михайлова Е.И. О зимовке сибирского углозуба *Hynobius keyserlingii* на Верхней Колыме // Журнал эволюционной биохимии и физиологии. 1984. Т. 20, № 3. С. 323–327.
4. Берман Д.И. О местах и условиях зимовки сибирских углозубов (*Hynobius keyserlingii*) в горнолесной субарктике северо-востока Азии // Зоологический журнал. 1992. Т. 71, № 7. С. 75–85.
5. Берман Д.И., Сапожников Г.П. Пространственная структура популяций сибирского углозуба в бассейне верхней Колымы // Экология. 1994. № 2. С. 79–88.
6. *Сибирский углозуб: зоогеография, систематика, морфология*. М.: Наука, 1994. 366 с.
7. Берман Д.И. Идеальный приспособленец или адаптивная стратегия сибирского углозуба // Природа. 2002. № 10. С. 59–68.
8. Bulakhova N.A., Berman D.I. Male reproductive cycle of the Siberian salamander *Salamandrella keyserlingii* (Caudata: Hynobiidae) in coastal tundra of the Sea of Okhotsk // Polar Biology. 2014. Vol. 37. P. 123–133. DOI 10.1007/s00300-013-1418-1.
9. Берман Д.И., Булахова Н.А. Черты экологии сибирского углозуба (*Salamandrella keyserlingii*, Caudata, Hynobiidae) на побережье Охотского моря // Зоологический журнал. 2015. Т. 94, № 6. С. 670–680. DOI: 10.7868/S0044513415060069.
10. Булахова Н.А., Берман Д.И. Возрастные и сезонные морфологические изменения половой системы самцов сибирского углозуба (*Salamandrella keyserlingii*, Caudata, Hynobiidae) на Охотоморском побережье // Зоологический журнал. 2015. Т. 94, № 7. С. 791–800. DOI: 10.7868/S004451341507003x.
11. Булахова Н.А., Берман Д.И. Возрастные и сезонные гистологические изменения половой системы самцов сибирского углозуба (*Salamandrella keyserlingii*, Caudata, Hynobiidae) на побережье Охотского моря // Зоологический журнал. 2015. Т. 94, № 9. С. 1065–1076. DOI: 10.7868/S0044513415090068.
12. Булахова Н.А., Берман Д.И. Репродуктивный цикл самок и размножение сибирского углозуба *Salamandrella keyserlingii* (Caudata: Hynobiidae) на охотоморском побережье // Зоологический журнал. 2015. Т. 94, № 11. С. 1303–1315. DOI: 10.7868/S0044513415110045.
13. Алисов Б.П. Климат СССР. М.: МГУ, 1956. 127 с.
14. Алфимов А.В. Дифференциация температур и вертикальная поясность побережья // Ландшафты, климат и природные ресурсы Тауйской губы Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 138–156.
15. Ракита С.А. Природное районирование // Север Дальнего Востока. М.: Наука. 1970. С. 335–377.
16. Алфимов А.В. Стационар «Абориген» // Биологические стационары Советского Севера. Магадан, 1986. С. 53–57.
17. Прокopc М.Е., Алфимов А.В. Режим увлажнения ксероморфных сообществ верхней Колымы // География и природные ресурсы. 1998. № 2. С. 123–128.
18. Кузьмин С.Л. Питание // Сибирский углозуб: экология, поведение, охрана. М.: Наука, 1995. С. 64–87.
19. Белимов Г.Т., Седалищев В.Т. К экологии сибирского углозуба (*Hynobius keyserlingi* Dyb.) в Центральной Якутии // Биологические науки. 1983. № 10. С. 37–43.
20. Тугаринов А.Я. Фенологические наблюдения Верхоянского зоологического отряда Якутской экспедиции Академии Наук СССР 1927 г. // Материалы к характеристике фауны Прианского края. Л.: Издательство Академии наук СССР. 1932. С. 77–88.
21. Берман Д.И., Бойко Е.А., Михайлова Е.И. Брачное поведение сибирского углозуба // Тез. докл.

III Всесоюз. конф. по поведению животных. М., 1983. С. 167–169.

22. Алфимов А.В., Берман Д.И. Размножение сибирского углозуба (*Salamandrella keyserlingii*, Amphibia, Caudata, Hynobiidae) в водоемах на вечной мерзлоте Северо-востока Азии // Зоологический журнал. 2010. Т. 89, № 3. С. 302–318.

23. Шварц С.С., Ищенко В.Г. Пути приспособления наземных позвоночных животных к условиям су-

ществования в Субарктике. Т. 3. Земноводные. Свердловск: ИЭРиЖ УНЦ АН СССР. 1971. 60 с.

24. Ищенко В.Г., Леденцов А.В., Година Л.Б., Кузьмин С.Л. Развитие и рост // Сибирский углозуб: экология, поведение, охрана. М.: Наука, 1995. С. 103–123.

25. Сытина Л.А., Медведева И.М., Година Л.Б. Развитие. Метаморфоз // Сибирский углозуб: зоогеография, систематика, морфология. М.: Наука, 1994. С. 104–107.

Поступила в редакцию 11.03.2021

Принята к публикации 16.04.2021

Об авторах

БУЛАХОВА Нина Антоновна, кандидат биологических наук, ведущий научный сотрудник, Институт биологических проблем Севера ДВО РАН, 685000, Магадан, ул. Портовая, 18, Россия, <https://orcid.org/0000-0002-3000-6476>, sigma44@mail.ru;

МИХАЙЛОВА Екатерина Ивановна, кандидат биологических наук, старший научный сотрудник, Институт биологических проблем Севера ДВО РАН, 685000, Магадан, ул. Портовая, 18, Россия, <https://orcid.org/0000-0002-2911-4752>, emmodus@gmail.com;

БЕРМАН Даниил Иосифович, доктор биологических наук, главный научный сотрудник, профессор, Институт биологических проблем Севера ДВО РАН, 685000, Магадан, ул. Портовая, 18, Россия, <https://orcid.org/0000-0002-2137-1324>, dber@yandex.ru.

Информация для цитирования

Булахова Н.А., Михайлова Е.И., Берман Д.И. Фенология сибирского углозуба (*Salamandrella keyserlingii*, Caudata, Hynobiidae) в климатически различных районах северо-востока Азии // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2021. Т. 26, № 2. С. 117–135. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-8>

DOI 10.31242/2618-9712-2020-26-2-8

Phenology of Siberian salamander (*Salamandrella keyserlingii*, Caudata, Hynobiidae) in climatically different regions of northeast Asia

N.A. Bulakhova*, E.I. Mikhailova, D.I. Berman

Institute of Biological Problems of the North FEB RAS, Magadan, Russia

*sigma44@mail.ru

Abstract. The timing of the main phenological events and some associated ecology features of the Siberian Salamander (*Salamandrella keyserlingii*) in several remote populations in the cold marine, extracontinental and arctic climates in northeastern Asia were analyzed. It was shown that the populations consistently differ in the duration of the season of activity: it is almost one and a half times longer (4–4.5 months) on the coast of the Sea of Okhotsk near Magadan than for the continental and the Chukotka's population (3–3.5 months). At the same time, the start and end of reproduction, which is the key aspect of biology, their limiting dates, dynamics and total duration may coincide in coastal and continental populations (with a significant variation of each indicator depending on the weather of a particular spring). The dates and intensity of the spawned salamanders' coming out from water bodies differ: they stay in water until August in some continental populations and on the Arctic coast, however, they come out within a month after the start

of reproduction in other continental populations, as well as in the southern part of the Northeast. The timing of embryonic and larval development varies, even if the dates of spawning coincide; they differ significantly in nearby water bodies and coincide in remote populations of the region or even the range. Metamorphosis and coming out of underyearlings on land in the southernmost populations of the region begin about two weeks later than in the continental and arctic ones. The sizes of metamorphs can vary significantly both in remote areas and in nearby water bodies, or in the same water body in different years; in some cases, they are comparable to the size of underyearlings from other parts of the range.

Thus, the greatest influence on the characteristics under consideration is undoubtedly exerted by the diversity of climatic and microclimatic components than by the geographical position of populations.

Key words: season of activity, timing of reproduction, embryonic and larval periods, size of metamorphs, emergence from water bodies.

Acknowledgements. The authors are grateful to colleagues who helped with the fieldwork. The reported study was funded by the Russian Foundation for Basic Research, project number 19-04-00312a.

References

1. *Sibirskij uglozub: ekologiya, povedenie, ohrana.* M.: Nauka. 1995. 240 p.
2. Dokuchaev N.E., Andreev A.V., Atrashkevich G.I. Materialy po rasprostraneniyu i biologii sibirskogo uglozuba, *Hynobius keyserlingii*, na krajnem severo-vostoke Azii // *Ekologiya i faunistika amfibij i reptilij SSSR i sopredel'nyh stran.* L.: Trudy Zoologicheskogo instituta AN SSSR, 1984. P. 109–114.
3. Berman D.I., Lejrih A.N., Mihajlova E.I. O zimovke sibirskogo uglozuba *Hynobius keyserlingii* na Verhnej Kolyme // *Zhurnal evolyucionnoj biohimii i fiziologii.* 1984. Vol. 20, No 3. P. 323–327.
4. Berman D.I. O mestah i usloviyah zimovki sibirskih uglozubov (*Hynobius keyserlingii*) v gornolesnoj Subarktike severo-vostoka Azii // *Zoologicheskij zhurnal.* 1992. Vol. 71, No. 7. P. 75–85.
5. Berman D.I., Sapozhnikov G.P. Prostranstvennaya struktura populyacij sibirskogo uglozuba v bassejne verhnej Kolymy // *Ekologiya.* 1994. No. 2. P. 79–88.
6. *Sibirskij uglozub: zoogeografiya, sistematika, morfologiya.* M.: Nauka, 1994. 366 p.
7. Berman D.I. Ideal'nyj prispособlenec ili adaptivnaya strategiya sibirskogo uglozuba // *Priroda.* 2002. No. 10. P. 59–68.
8. Bulakhova N.A., Berman D.I. Male reproductive cycle of the Siberian salamander *Salamandrella keyserlingii* (Caudata: Hynobiidae) in coastal tundra of the Sea of Okhotsk // *Polar Biology.* 2014. Vol. 37. P. 123–133. DOI: 10.1007/s00300-013-1418-1.
9. Berman D.I., Bulakhova N.A. Cherty ekologii sibirskogo uglozuba (*Salamandrella keyserlingii*, Caudata, Hynobiidae) na poberezh'e Ohotskogo morya // *Zoologicheskij zhurnal.* 2015. Vol. 94, No 6. P. 670–680. DOI: 10.7868/S0044513415060069.
10. Bulakhova N.A., Berman D.I. Vozrastnye i sezonnye morfologicheskie izmeneniya polovoj sistemy samcov sibirskogo uglozuba (*Salamandrella keyserlingii*, Caudata, Hynobiidae) na Ohotomorskom poberezh'e // *Zoologicheskij zhurnal.* 2015. Vol. 94, No. 7. P. 791–800. DOI: 10.7868/s004451341507003x.
11. Bulakhova N.A., Berman D.I. Vozrastnye i sezonnye gistologicheskie izmeneniya polovoj sistemy samcov sibirskogo uglozuba (*Salamandrella keyserlingii*, Caudata, Hynobiidae) na poberezh'e Ohotskogo morya // *Zoologicheskij zhurnal.* 2015. Vol. 94, No 9. P. 1065–1076. DOI: 10.7868/S0044513415090068.
12. Bulakhova N.A., Berman D.I. Reproktivnyj cikl samok i razmnozhenie sibirskogo uglozuba *Salamandrella keyserlingii* (Caudata: Hynobiidae) na ohotomorskom poberezh'e // *Zoologicheskij zhurnal.* 2015. Vol. 94, No. 11. P. 1303–1315. DOI: 10.7868/S0044513415110045.
13. Alisov B.P. *Klimat SSSR.* M.: MGU, 1956. 127 p.
14. Alfimov A.V. Differenciatsiya temperatur i vertikal'naya poynost' poberezh'ya // *Landschafty, klimat i prirodnye resursy Taujskoj guby Ohotskogo morya.* Vladivostok: Dal'nauka, 2006. P. 138–156.
15. Rakita S.A. Prirodnoe rajonirovanie // *Sever Dal'nego Vostoka.* M.: Nauka, 1970. P. 335–377.
16. Alfimov A.V. Stacionar «Aborigen» // *Biologicheskie stacionary Sovetskogo Severa.* Magadan, 1986. P. 53–57.
17. Prokopets M.E., Alfimov A.V. Rezhim uvlazhneniya kseromorfnyh soobshchestv verhnej Kolymy // *Geografiya i prirodnye resursy.* 1998. No. 2. P. 123–128.
18. Kuz'min S.L. *Pitanie* // *Sibirskij uglozub: ekologiya, povedenie, ohrana.* M.: Nauka, 1995. P. 64–87.
19. Belimov G.T., Cedalishchev V.T. K ekologii sibirskogo uglozuba (*Hynobius keyserlingii* Dyb.) v Central'noj Yakutii // *Biologicheskie nauki.* 1983. No. 10. P. 37–43.
20. Tugarinov A.Ya. Fenologicheskie nabljudeniya Verhojanskogo zoologicheskogo otrjada Jakutskoj ekspedicii Akademii Nauk SSSR 1927 g. Materialy k karakteristike fauny Prijanskogo kraja. L.: Izdatelstvo Akademii nauk SSSR, 1932. P. 77–88.
21. Berman D.I., Bojko E.A., Mihajlova E.I. Brachnoe povedenie sibirskogo uglozuba // *Abstr. III Vsesoyuz. konf. po povedeniyu zhivotnyh.* M., 1983. P. 167–169.
22. Alfimov A.V., Berman D.I. Razmnozhenie sibirskogo uglozuba (*Salamandrella keyserlingii*, Amphibia, Caudata, Hynobiidae) v vodoemah na vechnoj merzlote

Severo-vostoka Azii // Zoologicheskij zhurnal. 2010. Vol. 89, No. 3. P. 302–318.

23. Shvarts S.S., Ishchenko V.G. Puti prispobleniya nazemnyh pozvonochnyh zhivotnyh k usloviyam sushchestvovaniya v Subarktike. Vol. 3. Zemnovodnye. Sverdlovsk: IERiZh UNC AN SSSR. 1971. 60 p.

24. Ishchenko V.G., Ledentsov A.V., Godina L.B., Kuz'min S.L. Razvitie i rost // Sibirskij uglozub: ekologiya, povedenie, ohrana. M.: Nauka, 1995. P. 103–123.

25. Sytina L.A., Medvedeva I.M., Godina L.B. Razvitie. Metamorfoz // Sibirskij uglozub: zoogeografiya, sistematika, morfologiya. M.: Nauka, 1994. P. 104–107.

About the authors

BULAKHOVA Nina Antonovna, Cand. Sci. (Biology), leading researcher, Institute of Biological Problems of the North FEB RAS, 18 Portovaya str., Magadan 685000, Russia, <https://orcid.org/0000-0002-3000-6476>, sigma44@mail.ru;

MIKHAILOVA Ekaterina Ivanovna, Cand. Sci. (Biology), senior researcher, Institute of Biological Problems of the North FEB RAS, 18 Portovaya str., Magadan 685000, Russia, <https://orcid.org/0000-0002-2911-4752>, emmodus@gmail.com;

BERMAN Daniil Iosifovich, Dr. Sci. (Biology), chief researcher, Institute of Biological Problems of the North FEB RAS, 18 Portovaya str., Magadan 685000, Russia, <https://orcid.org/0000-0002-2137-1324>, dber@yandex.ru.

Citation

Bulakhova N.A., Mikhailova E.I., Berman D.I. Phenology of Siberian salamander (*Salamandrella keyserlingii*, Caudata, Hynobiidae) in climatically different regions of northeast Asia // Arctic and Subarctic Natural Resources. 2021. Vol. 26, No. 2. pp. 117–135. (In Russ.) <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-8>

Три стандартные флоры горных систем крайнего Северо-Востока Якутии

Е.Г. Николин

*Институт биологических проблем криолитозоны СО РАН, Якутск, Россия
enikolin@yandex.ru*

Аннотация. На основе оригинальной, разработанной автором, методики стандартных флор приводятся данные по количественной оценке разнообразия сосудистых растений на единице площади (1 км^2) в горных системах Северо-Восточной Якутии. Характеризуются три стандартные флоры, заложенные в системе хребта Тас-Кыстабыт и в Оймяконском нагорье. Разнообразие сосудистых растений оценивается в 95 таксонов/ км^2 – в северо-западной оконечности хребта Тас-Кыстабыт (СФ «Нельканский перевал»), в 198 таксонов/ км^2 – в Оймяконском нагорье, близ юго-восточной оконечности хребта Тас-Кыстабыт (СФ «Куранах-Сала») и в 164 таксона/ км^2 – в Оймяконском нагорье, близ восточной границы хребта Сунтар-Хаята (СФ «Лабынгкыр»). Несмотря на относительную географическую близость, сравниваемые флоры проявляют существенную самобытность. Общими для всех трех стандартных флор являются лишь 32 вида и 1 разновидность. Коэффициент Жаккара, характеризующий степень сходства сравниваемых флор, показывает наибольшее сходство более богатых и ближе расположенных стандартных флор «Куранах-Сала» и «Лабынгкыр» (0,321). При этом сходство наиболее удаленных стандартных флор «Нельканский перевал» и «Лабынгкыр» выше (0,233), чем стандартных флор «Нельканский перевал» и «Куранах-Сала» (0,201), что объясняется их более высокогорным положением и соответствующим набором видов.

Ключевые слова: стандартная флора, биоразнообразие, сосудистые растения, хребет Тас-Кыстабыт, Оймяконское нагорье, ресурсный резерват «Верхнеиндигирский», озеро Лабынгкыр.

Благодарности. Выражаю глубокую признательность за помощь в проведении полевых исследований заведующему лабораторией ИБПК СО РАН, д.б.н. М.М. Черосову, руководителю Общественной организации РС(Я) «Эндемик» М.Ф. Осиповой, руководителю Оймяконской инспекции Государственного экологического надзора В.Ю. Кондакову. Благодарю организаторов и координаторов этой работы со стороны ИБПК СО РАН – И.М. Охлопкова, Арк. П. Исаева, Е.И. Иванову.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № 0297-2021-0023). В части, касающейся ресурсного резервата «Верхнеиндигирский» – по хозяйственной теме ИБПК СО РАН с МОП РС(Я) по экологической экспертизе ООПТ РС(Я).

Введение

Биологическое разнообразие территории необходимо оценивать на строго фиксированной площади, только тогда можно получить сопоставимые количественные показатели. В качестве такого критерия разнообразия сосудистых растений предложен метод стандартных флор [1, 2]. В цикле работ опубликованы первые результаты учета сосудистых растений отдельных участков Якутии на фиксированной площади 1 км^2 [2–4]. В данной статье приводятся сведения о структуре трех стандартных флор, выбранных на край-

нем северо-востоке Якутии, в пределах хребта Тас-Кыстабыт и Оймяконского нагорья. Полная характеристика локальных флор, в пределах которых выделены стандартные флоры, особенности их расположения и природных условий опубликованы ранее [4]. Предшествующие сведения о составе флоры рассматриваемых в данной публикации пунктов отсутствовали. Об этом можно было судить только по обобщенным литературным источникам, касающимся флоры и растительности хр. Черского, долины р. Индигирка, ее притоков – Момы, Неры и окрестностей пос. Усть-Нера [5–19].

Материалы и методы исследования

Характеризуются количественные показатели разнообразия сосудистых растений на трех участках, относительно схожих по географическому положению и природно-климатическим условиям. Учет стандартных флор проведен на равносторонних выделах площадью 1 км² с фиксированными координатами углов.

Стандартная флора (СФ) 1 («Нельканский перевал») выделена в истоках руч. Артык-Юрюйе, у подножья Нельканского перевала (в северо-западной оконечности хребта Тас-Кыстабыт), в 12,5 км юго-восточнее пос. Усть-Нера (рис. 1). Координаты углов СФ 1: 1) крайний северо-западный пункт: 64°28'02.0" с.ш., 143°22'03.2" в.д. – левый нижний борт долины ручья (на местности – гурий с закрепленным выворотнем кедрового стланика, среди крупноглыбовой каменной осыпи, ~ 200 м выше дороги); 2) крайний северо-восточный пункт: 64°27'36.5" с.ш., 143°22'49.2" в.д. – правый нижний борт долины ручья (на местности – гурий, с прикрепленным к нему металлическим щитом оранжевого цвета); 3) крайний юго-западный пункт: 64°27'53.1" с.ш., 143°20'49.9" в.д. – левый верхний борт долины ручья (на местности – гурий на фрагментарном участке тундры, среди крупноглыбовой каменной осыпи); 4) крайний юго-восточный пункт:

64°27'26.6" с.ш., 143°21'35.2" в.д. – правый верхний борт долины ручья (на местности – отдельная лиственница выс. ~ 4 м); Высотный интервал местности ~1050–1300 м н. ур. м.

СФ 2 («Куранах-Сала») выделена в северо-восточной части Оймяконского нагорья, близ юго-восточных отрогов хребта Тас-Кыстабыт, охватывает долину р. Тарын-Юрях в междуречье руч. Луговой – р. Баягап – руч. Лагерный (рис. 2). Координаты угловых границ СФ 2: 1) крайний северо-западный пункт: 63°05'55.8" с.ш., 144°36'46.8" в.д.; 2) крайний северо-восточный пункт: 63°05'39.9" с.ш., 144°37'51.0" в.д.; 3) крайний юго-западный пункт: 63°05'25.5" с.ш., 144°36'13.5" в.д.; 4) крайний юго-восточный пункт 63°05'10.5" с.ш., 144°37'15.5" в.д. Высотный интервал местности – 872–1062 м н. ур. м.

СФ 3 («Лабынгкыр») выделена в юго-восточной части Оймяконского нагорья, близ северо-восточных отрогов хр. Сунтар-Хаята, в юго-западной оконечности оз. Лабынгкыр. Участок охватывает восточный склон горы «Рептилия» и левобережную часть долины р. Лабынгкыр (рис. 3). Координаты угловых границ СФ 2: 1) крайний северо-западный пункт: 62°26'04.9" с.ш., 143°35'53.8" в.д.; 2) крайний северо-восточный пункт 62°26'04.7" с.ш., 143°37'05.0" в.д.; 3) крайний юго-западный пункт: 62°25'32.9" с.ш.,

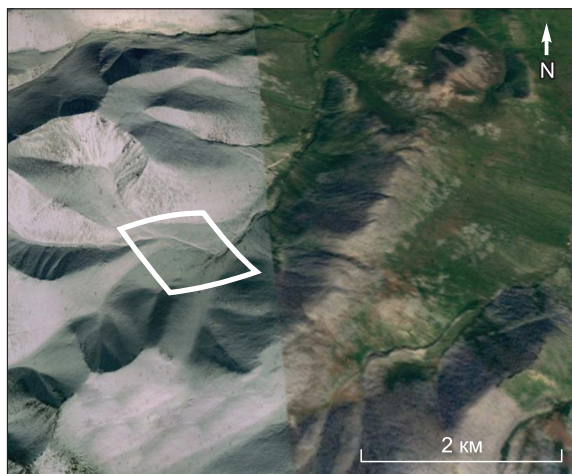


Рис. 1. Схема расположения стандартной флоры «Нельканский перевал» (по данным Google Earth). Белый четырехугольник в истоке ручья Артык-Юрюйе – площадка стандартной флоры.

Fig. 1. Scheme of localization of the standard flora «Nelkan Pass», according to Google Earth. The white quadrilateral in the source of the stream Artyk-Yurya – platform of the standard flora.

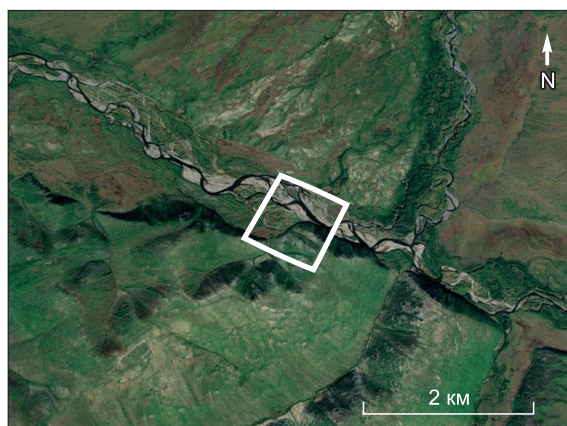


Рис. 2. Схема расположения стандартной флоры «Куранах-Сала» в долине р. Тарын-Юрях (в междуречье ее правых притоков – р. Куранах-Сала и руч. Баягап).

Fig. 2. Scheme of localization of the standard flora «Kurakh-Sala» in the valley of the Taryn-Yuryakh river (in the interfluvium of its right tributaries – the Kurakh-Sala river and the stream Bajgap).



Рис. 3. Схема расположения стандартной флоры «Лаб-ынгкыр» в юго-западной оконечности одноименного озера.

Fig. 3. Scheme of localization of the standard flora «Labyngkyr» in the south-western tip of the lake Labyngkyr.

143°35'55.3" в.д.; 4) крайний юго-восточный пункт 62°25'32.3" с.ш., 143°37'05.4" в.д. Высотный интервал местности – 1010–1284 м н. ур. м.

СФ 2 и 3 расположены на территории ресурсного резервата республиканского (Республики Саха (Якутия)) значения «Верхнеиндигирский».

Работы проведены: по учету СФ 1 – 17–28.06.2014 г. и 26–28.06.2015 г.; СФ 2 – 20.07–04.08.2008 г.; СФ 3 – 26.06–08.07.2012 г.

Результаты и обсуждение

Обследованные участки входят в Яно-Индигирский флористический район Якутии, в котором насчитывается около 990 видов, подвидов и разновидностей из 305 родов и 79 семейств [18]. В структуре трех стандартных флор выявлено 290 видов, 10 обособленных подвидов и 3 разновидности (табл. 1).

Таблица 1

Разнообразие стандартных флор Нельканского перевала, Куранах-Сала, Лабынгкыр

Table 1

A diversity of compared standard floras: «Nelkan Pass», «Kuranakh-Sala», «Labyngkyr»

№	Наименование таксонов Name of the taxa	Стандартные флоры Standard floras		
		Нельканский перевал Nelkan Pass	Куранах-Сала Kuranakh- Sala	Лабынгкыр Labyngkyr
1	2	3	4	5
1	<i>Woodsia glabella</i> R. Br.			+
2	<i>W. heterophylla</i> (Turcz. ex Fomin) Schmakov			+
3	<i>W. ilvensis</i> (L.) R. Br.		+	
4	<i>Cystopteris dickieana</i> R. Sim.		+	
5	<i>Dryopteris fragrans</i> (L.) Schott	+	+	+
6	<i>Gymnocarpium continentale</i> (Petrov) Pojark.			+
7	<i>G. jessoense</i> (Koidz.) Koidz.		+	
8	<i>Botrychium lunaria</i> (L.) Sw.			+
9	<i>Equisetum arvense</i> L.		+	+
10	<i>E. fluviatile</i> L.			+
11	<i>E. palustre</i> L.			+
12	<i>E. scirpoides</i> Michx.		+	
13	<i>E. variegatum</i> Schleich. ex Web. et Mohr		+	
14	<i>Lycopodium annotinum</i> L. s. str.	+		
15	<i>Huperzia appressa</i> (Desv.) A. et D. Löve	+		+
16	<i>H. arctica</i> (Tolm.) Sipliv.			+
17	<i>Selaginella rupestris</i> (L.) Spring		+	
18	<i>Larix dahurica</i> Turcz. subsp. <i>cajanderi</i> (Mayr.) Dyl.	+	+	+

1	2	3	4	5
19	<i>Pinus pumila</i> (Pall.) Regel	+	+	+
20	<i>Juniperus sibirica</i> Burgsd.		+	+
21	<i>Sparganium hyperboreum</i> Laest.			+
22	<i>Potamogeton perfoliatus</i> L.			+
23	<i>P. praelongus</i> Wulf.			+
24	<i>Agrostis anadyrensis</i> Socz.	+		
25	<i>A. kudoii</i> Honda		+	
26	<i>A. vinealis</i> Schreber s.l.		+	
27	<i>Arctagrostis arundinacea</i> (Trin.) Beal.		+	
28	<i>A. latifolia</i> (R.Br.) Griseb.		+	+
29	<i>Arctophila fulva</i> (Trin.) Anderss.		+	+
30	<i>Beckmannia syzigachne</i> (Steud.) Fern.		+	
31	<i>Bromopsis karavajevii</i> (Tzvel.) Czer.		+	
32	<i>B. pumpelliana</i> (Scribn.) Holub (<i>B. sibirica</i> (Drob.) Peschkova)		+	+
33	<i>Calamagrostis holmii</i> Lange		+	
34	<i>C. langsдорffii</i> (Link) Trin.		+	+
35	<i>C. lapponica</i> (Wahlenb.) C. Hartm.		+	+
36.1	<i>C. neglecta</i> (Ehrh.) Gaertn., Mey. et Schreb. s. str.		+	+
36.2	<i>C. neglecta</i> subsp. <i>stricta</i> (Timm.) Tzvelev	+		
37	<i>C. purpurascens</i> R.Br.		+	+
38	<i>C. purpurea</i> (Trin.) Trin. s.str.	+	+	
39	<i>C. tenuis</i> V.Vassil.		+	
40	<i>Deschampsia borealis</i> (Trautv.) Roshev.		+	+
41	<i>D. cespitosa</i> (L.) Beauv.		+	+
42	<i>D. submutica</i> (Trautv.) Nikiforova		+	+
43	<i>D. sukatschewii</i> (Popl.) Roshev.		+	
44	<i>Elymus kronokensis</i> (Kom.) Tzvelev		+	
45	<i>E. macrourus</i> (Turcz.) Tzvelev s. str.		+	
46	<i>E. pubiflorus</i> (Roshev.) Peschkova		+	+
47	<i>Festuca brachyphylla</i> Schult. et Schult.	+	+	+
48	<i>F. ovina</i> L.		+	
49	<i>F. rubra</i> L.		+	+
50	<i>Hierochloe alpina</i> (Sw.) Roem. et Schult.	+	+	+
51	<i>Poa angustifolia</i> L.		+	
52	<i>P. arctica</i> R. Br.	+	+	+
53	<i>P. attenuata</i> Trin.		+	
54	<i>P. filiculmis</i> Roshev.		+	+
55	<i>P. glauca</i> Vahl	+	+	+
56	<i>P. lanata</i> Scribn. et Merr.		+	
57	<i>P. malacantha</i> Kom.			+
58	<i>P. ochotensis</i> Trin.	+	+	
59	<i>P. urssulensis</i> Trin.		+	
60	<i>Trisetum agrostideum</i> (Laest.) Tries.	+		+
61	<i>T. molle</i> Kunth		+	

1	2	3	4	5
62	<i>T. sibiricum</i> Rupr. subsp. <i>litorale</i> Rupr. ex Roshev.	+		+
63	<i>T. spicatum</i> (L.) K. Richt.			+
64	<i>Carex acuta</i> L.		+	+
65	<i>C. appendiculata</i> (Trautv. et Mey.) Kuk.		+	+
66.1	<i>C. aquatilis</i> Wahlenb. s.str.		+	
66.2	<i>C. aquatilis</i> subsp. <i>stans</i> (Drej.) Hult.		+	
67.1	<i>C. bigelowii</i> Torr. ex Schwein. subsp. <i>arctisibirica</i> (Jurtz.) A. et D. Love	+	+	
67.2	<i>C. bigelowii</i> subsp. <i>ensifolia</i> (Turcz. ex Gorodk.) Holub		+	+
67.3	<i>C. bigelowii</i> subsp. <i>rigidioides</i> (Gorodk.) Egor.	+	+	+
68	<i>C. canescens</i> L.			+
69	<i>C. capitata</i> L.		+	+
70	<i>C. chordorrhiza</i> Ehrh.		+	
71	<i>C. eleusinoides</i> Turcz. ex Kunth	+	+	+
72	<i>C. globularis</i> L.		+	+
73	<i>C. holostoma</i> Drej.			+
74	<i>C. jacutica</i> V. Krecz.		+	
75	<i>C. juncella</i> (Fries) Th. Fries		+	
76	<i>C. limosa</i> L.			+
77	<i>C. loliacea</i> L.			+
78	<i>C. lugens</i> H.T. Holm.	+	+	
79	<i>C. media</i> R.Br.			+
80	<i>C. melanocarpa</i> Cham. ex Trautv.			+
81	<i>C. minuta</i> Franch.	+	+	
82	<i>C. rostrata</i> Stokes			+
83	<i>C. rotundata</i> Wahlenb.			+
84	<i>C. saxatilis</i> L. subsp. <i>laxa</i> (Trautv.) Kalela		+	+
85	<i>C. soczaveana</i> Gorodk.	+	+	
86	<i>C. stylosa</i> C.A. Mey		+	
87	<i>C. tenuiflora</i> Wahlenb.		+	+
88	<i>C. vaginata</i> Tausch. subsp. <i>quasivaginata</i> (C.B. Clarke) Malyshev	+		+
89	<i>C. vanheurckii</i> Muell. ex Arg.			+
90	<i>Eleocharis acicularis</i> (L.) Roem. et Schult.			+
91	<i>Eriophorum angustifolium</i> Honck.		+	+
92	<i>E. callitrix</i> Cham. ex C.A. Mey.	+		+
93	<i>E. russeolum</i> Fries subsp. <i>leiocarpum</i> Novoselova		+	
94	<i>E. scheuchzeri</i> Hoppe subsp. <i>arcticum</i> Novoselova			+
95	<i>E. tolmatchevii</i> Novoselova		+	
96	<i>E. vaginatum</i> L. s. str.	+	+	+
97	<i>Scirpus maximowiczii</i> C. B. Clarke			+
98	<i>Juncus alpinoarticulatus</i> Chaix			+
99	<i>J. articulatus</i> L. subsp. <i>limosus</i> (Worosch.) Worosch.			+
100	<i>J. castaneus</i> Smith			+

1	2	3	4	5
101	<i>J. triglumis</i> L.		+	+
102	<i>Luzula confusa</i> Lindeb.	+		
103	<i>L. multiflora</i> (Ehrh. et Retz.) Lej. s.l.		+	+
104	<i>L. nivalis</i> (Laest.) Spreng.		+	+
105	<i>L. rufescens</i> Fisch. ex E.Mey.		+	+
106	<i>Tofieldia cernua</i> Smith.	+		
107	<i>T. coccinea</i> Richards.			+
108	<i>Allium schoenoprasum</i> L.			+
109	<i>Chosenia arbutifolia</i> (Pall.) A.K. Skvortsov		+	+
110	<i>Populus suaveolens</i> Fisch.	+	+	
111	<i>Salix alaxensis</i> Coville	+		+
112	<i>S. bebbiana</i> Sarg.	+	+	
113.1	<i>S. berberifolia</i> Pall. subsp. <i>fimbriata</i> A. Skvortsov	+		
113.2	<i>S. berberifolia</i> Pall. subsp. <i>tschuktschorum</i> (A. Skvorts.) Kuv.	+		+
114	<i>S. boganidensis</i> Trautv.	+	+	
115	<i>S. brachypoda</i> (Trautv. et C.A. Mey.) Kom.		+	
116	<i>S. divaricata</i> Pall.	+		+
117	<i>S. dschugdshurica</i> A.K. Skvortsov			+
118	<i>S. fuscescens</i> Andersson		+	+
119	<i>S. glauca</i> L.			+
120	<i>S. hastata</i> L.		+	
121	<i>S. khokhrjakovii</i> A. Skvortsov	+		
122	<i>S. krylovii</i> E. Wolf.	+		
123	<i>S. lanata</i> L.	+	+	
124	<i>S. myrtilloides</i> L.		+	+
125	<i>S. polaris</i> Wahlenb.	+		
126	<i>S. pseudopentandra</i> (Flod.) Flod.		+	+
127	<i>S. pulchra</i> Cham.	+	+	+
128	<i>S. pyrolifolia</i> Ledeb.		+	
129	<i>S. rorida</i> Laksch.		+	
130	<i>S. saxatilis</i> Turcz. ex Ledeb.	+	+	
131	<i>S. schwerinii</i> E.L. Wolf.	+	+	
132	<i>S. ustnerensis</i> (Bolsch.) Baikov ex A.V. Grebenyuk et Czepinoga	+	+	+
133	<i>Betula divaricata</i> Ledeb.	+	+	+
134	<i>B. nana</i> L. subsp. <i>exilis</i> (Sukacz.) Hult.	+	+	+
135	<i>B. pendula</i> Roth.	+		
136	<i>Duschekia fruticosa</i> (Rupr.) Pouzar	+	+	+
137	<i>Urtica sondenii</i> (Simm.) Avror. ex Geltman		+	
138	<i>Acetosella aureostigmatica</i> Kom.		+	
139	<i>Aconogonon tripterocarpum</i> (A.Grey) Hara	+	+	+
140	<i>Bistorta elliptica</i> (Willd. ex Spreng) Kom.	+		
141	<i>B. plumosa</i> (Small) D. Love	+		
142	<i>B. vivipara</i> (L.) Delabre	+	+	+
143	<i>Oxyria digyna</i> (L.) Hill	+	+	

1	2	3	4	5
144	<i>Polygonum humifusum</i> Merk ex C. Koch		+	
145	<i>Claytonia acutifolia</i> Pall. ex Schult.	+		+
146	<i>C. soczaviana</i> Jurtzev	+		
147	<i>Cerastium beeringianum</i> Cham. et Schltld. s.l.		+	
148	<i>Dianthus repens</i> Willd.		+	
149	<i>Gastrolychnis uniflora</i> (Ledeb.) Tzvel.			+
150	<i>G. violascens</i> Tolm.		+	
151	<i>Minuartia biflora</i> (L.) Schinz et Thell.	+		
152	<i>Moehringia lateriflora</i> (L.) Fenzl		+	
153	<i>Sagina saginoides</i> (L.) Karst.			+
154	<i>Stellaria ciliatosepala</i> Trautv.	+		
155	<i>S. crassifolia</i> Ehrh.		+	
156	<i>S. dahurica</i> Willd. ex D.F.K. Schltld.			+
157	<i>S. edwardsii</i> R. Br. ex Rich.			+
158	<i>S. fischerana</i> Ser.		+	+
159	<i>S. laeta</i> Richards.	+		
160	<i>S. longifolia</i> Muehl. ex Willd.		+	
161	<i>S. monantha</i> Hult.			+
162	<i>S. palustris</i> Retz. s.l.		+	
163	<i>Anemonastrum sibiricum</i> (L.) Holub	+		
164	<i>Caltha palustris</i> L. s.str.		+	
165.1	<i>C. palustris</i> subsp. <i>membranacea</i> (Turcz.) Hult.		+	
165.2	<i>Coptidium lapponicum</i> (L.) Tzvel.		+	+
166	<i>Pulsatilla davurica</i> (Fisch.) Sprengel		+	
167	<i>P. patens</i> (L.) Miller s. l. (<i>P. angustifolia</i> Turcz. - ?)		+	
168	<i>Ranunculus gmelinii</i> DC.		+	+
169	<i>R. reptans</i> L.			+
170	<i>R. trichophyllus</i> Chaix			+
171	<i>Papaver minutiflorum</i> Tolm.		+	
172	<i>Papaver nivale</i> Tolm.		+	
173	<i>P. pulvinatum</i> Tolm.		+	
174	<i>Arabidopsis septentrionalis</i> (N. Busch) V.I. Dorof.		+	
175	<i>A. umbrosa</i> (Turcz. ex Steud.) V.I. Dorof.		+	
176	<i>Barbarea orthoceras</i> Ledeb.		+	+
177	<i>Cardamine bellidifolia</i> L.	+		+
178	<i>C. nymanii</i> Gand.		+	+
179	<i>Draba cinerea</i> Adams		+	
180	<i>D. hirta</i> L.		+	+
181	<i>D. juvenilis</i> Kom.		+	
182	<i>D. sambukii</i> Tolm.			+
183	<i>Erysimum boreale</i> C.A. Mey.		+	
184	<i>Rorippa barbareaifolia</i> (DC.) Kitag.	+	+	
185	<i>Hylotelephium sukaczewii</i> (Maxim.) S. Gontch. et A. V. Grebenjuk		+	

1	2	3	4	5
186	<i>Chrysosplenium alternifolium</i> L. subsp. <i>sibiricum</i> (Ser. ex DC.) Hult.		+	
187	<i>C. tetrandrum</i> (Lund. ex Malmgr.) Th. Fries		+	
188	<i>Saxifraga cernua</i> L.		+	
189	<i>S. ledebouriana</i> Holub (<i>S. multiflora</i> Ledeb.)		+	+
190	<i>S. nelsoniana</i> D. Don	+	+	+
191	<i>S. nivalis</i> L.		+	
192	<i>S. punctata</i> L.	+		+
193	<i>S. radiata</i> Small		+	+
194	<i>S. redofskyi</i> Adams		+	+
195	<i>S. spinulosa</i> Adams			+
196	<i>Parnassia palustris</i> L.		+	
197	<i>Ribes dikuscha</i> Fisch. ex Turcz.		+	
198	<i>R. fragrans</i> Pall.	+	+	+
199	<i>R. triste</i> Pall.		+	+
200	<i>Comarum palustre</i> L.		+	+
201	<i>Dryas crenulata</i> Juz.			+
202	<i>D. grandis</i> Juz.		+	
203	<i>D. punctata</i> Juz.	+		+
204	<i>Potentilla arenosa</i> (Turcz.) Juz.		+	
205	<i>P. elegans</i> Cham. et Schlecht.	+		
206	<i>P. fruticosa</i> L.		+	
207	<i>P. inquinans</i> Turcz.	+	+	+
208	<i>P. nivea</i> L. (incl. <i>P. crebridens</i> Juz.)		+	
209	<i>P. stipularis</i> L.		+	
210	<i>Rosa acicularis</i> Lindl.		+	+
211	<i>Rubus arcticus</i> L.		+	+
212	<i>R. chamaemorus</i> L.	+	+	+
213	<i>R. sachalinensis</i> Levl.	+		+
214	<i>Sanguisorba officinalis</i> L.		+	
215	<i>Sorbaria grandiflora</i> (Swiit) Maxim.			+
216	<i>Spiraea beauverdiana</i> Schneid.	+		
217	<i>Astragalus alpinus</i> L.		+	
218	<i>A. frigidus</i> (L.) A. Gray		+	
219	<i>A. schelichowii</i> Turcz.		+	
220	<i>Hedysarum arcticum</i> B. Fedtsch.			+
221	<i>H. branthii</i> Trautv. et C.A. Mey.		+	
222	<i>Oxytropis ochotensis</i> Bunge		+	
223	<i>O. subnutans</i> (Jurtz.) Jurtz.		+	
224	<i>O. vassilczenkoi</i> Jurtz. s. str.		+	
225	<i>Callitriche palustris</i> L.		+	
226	<i>Empetrum nigrum</i> L.	+	+	+
227	<i>Chamaenerion angustifolium</i> (L.) Scop.	+	+	+
228	<i>C. latifolium</i> (L.) Th.Fries et Lange	+	+	+
229	<i>Epilobium davuricum</i> Fisch. ex Hornem.		+	+

1	2	3	4	5
230	<i>Myriophyllum verticillatum</i> L.			+
231	<i>Hippuris vulgaris</i> L.		+	+
232	<i>Tilingia ajanensis</i> Regel et Til.	+		
233	<i>Orthilia obtusata</i> (Turcz.) Jurtz.	+	+	+
234	<i>O. secunda</i> (L.) House		+	+
235	<i>Pyrola asarifolia</i> Michx.		+	
236	<i>Andromeda polifolia</i> L.	+	+	+
237	<i>Arctous alpina</i> (L.) Niedenzu	+		
238	<i>A. erythrocarpa</i> Small.			+
239	<i>Cassiope ericoides</i> (Pall.) D. Don.	+	+	+
240	<i>C. tetragona</i> (L.) D. Don	+		+
241	<i>Chamaedaphne calyculata</i> (L.) Moench			+
243.1	<i>Ledum palustre</i> L. subsp. <i>decumbens</i> (Ait.) Hult.	+	+	+
242.2	<i>L. palustre</i> var. <i>angustum</i> N. Busch.	+	+	+
242.3	<i>L. palustre</i> var. <i>dilatatum</i> Wahlenb.	+		+
243	<i>Oxycoccus microcarpus</i> Turcz. ex Rupr.			+
244	<i>Rhododendron aureum</i> Georgi	+		
245.1	<i>R. lapponicum</i> (L.) Wahlenb. s.str.			+
245.2	<i>R. lapponicum</i> subsp. <i>parvifolium</i> (Adams) Malyshev		+	+
246	<i>R. redowskianum</i> Maxim.			+
247.1	<i>Vaccinium uliginosum</i> L. s. str.	+		
247.2	<i>V. uliginosum</i> subsp. <i>microphyllum</i> (Lange) Tolm.	+	+	+
248.1	<i>V. vitis-idaea</i> L. s. str.	+		+
248.2	<i>V. vitis-idaea</i> var. <i>minus</i> Lodd.	+	+	+
249	<i>Androsace septentrionalis</i> L.		+	
250	<i>Menyanthes trifoliata</i> L.			+
251	<i>Polemonium pulchellum</i> Bunge E.G. Nikolin		+	
252	<i>Eritrichium villosum</i> (Ledeb.) Bunge	+		
253	<i>Dracocephalum palmatum</i> Steph.		+	+
254	<i>Castilleja rubra</i> (Drob.) Rebr.		+	
255	<i>Euphrasia jacutica</i> Juz.		+	
256	<i>Pedicularis kolymensis</i> Khokhr.		+	+
257	<i>P. labradorica</i> Wirsing		+	+
258	<i>P. lapponica</i> L.	+	+	+
259	<i>P. sceptrum-carolinum</i> L.		+	+
260.1	<i>P. sudetica</i> Willd. subsp. <i>gymnostachya</i> (Trautv.) Jurtz. et Petrovsky		+	
260.2	<i>P. sudetica</i> subsp. <i>interioroides</i> Hult.			+
261	<i>Boschniakia rossica</i> (Cham. et Schlecht.) B. Fedtsch.		+	+
262	<i>Pinguicula spathulata</i> Ledeb.			+
263	<i>P. villosa</i> L.	+	+	
264	<i>Utricularia intermedia</i> Hayne			+
265	<i>U. macrorhiza</i> Leconte			+
266	<i>Galium boreale</i> L.		+	
267	<i>G. palustre</i> L.			+

1	2	3	4	5
268	<i>G. ruthenicum</i> Willd.		+	
269	<i>Linnaea borealis</i> L.	+		
270	<i>Valeriana capitata</i> Pall. ex Link.		+	
271	<i>Campanula rotundifolia</i> L.		+	+
272	<i>Arnica iljinii</i> (Maguire) Iljin		+	+
273	<i>Artemisia borealis</i> Pall.		+	
274.1	<i>A. kruhsiana</i> Bess. s. str.	+		
274.2	<i>A. kruhsiana</i> subsp. <i>condensata</i> Korobkov		+	
275	<i>A. lagocephala</i> (Fisch. ex Besser) DC.		+	+
276	<i>A. leucophylla</i> (Turcz. ex Besser) Clarke	+	+	
277	<i>Crepis gmelinii</i> (L.) Tausch		+	
278	<i>C. jacutica</i> Lomonosova		+	
279	<i>C. nana</i> Rich.	+		
280	<i>Dendranthema zawadskii</i> (Herbich.) Tzvelev s. str.	+		
281	<i>Erigeron acris</i> L.	+	+	+
282	<i>Petasites frigidus</i> (L.) Fries			+
283	<i>P. sibiricus</i> (J.F. Gmel.) Dingwall.			+
284	<i>Taraxacum ceratophorum</i> (Ledeb.) DC.		+	
285	<i>T. kolymense</i> Khokhr.			+
286	<i>T. lateritum</i> Dahlst.		+	
287	<i>T. longicorne</i> Dahlst.			+
288	<i>Taraxacum</i> sp.	+		
289	<i>Tephroseris subdentata</i> (Bunge) Holub		+	
290	<i>T. tundricola</i> (Tolm.) Holub	+		
Всего		95	198	164
Total				

Наибольшим разнообразием выделяется СФ 2 («Куранах-Сала»): 193 вида, 4 отдельных подвида и 1 разновидность (198 таксонов/км²). Географически эта флора расположена между СФ 1 и СФ 3, и ее видовое богатство в первую очередь обусловлено минимальной высотой местности, позволяющей многим видам сосудистых растений, чувствительным к высотному градиенту, увеличивать разнообразие долинного комплекса растительности. Вероятно, немаловажное значение имеет и относительная близость СФ 2 к бассейну Охотского моря, несколько смягчающего суровый климат данной местности, хотя этот участок не так значительно удален от пос. Оймякон, считающегося одним из официальных пунктов Северного полюса холода.

Среднее положение по разнообразию занимает СФ 3 («Лабынгкыр») здесь выявлено 157 видов, 4 отдельных подвида и 3 разновидности

(164 таксона/км²). Высотный интервал этой флоры схож с таковым в СФ 1, однако, более мощная долина р. Лабынгкыр, по сравнению с руч. Артык-Юрюе, и близость к Охотскому морю обуславливают в СФ 3 большее разнообразие сосудистых растений, чем в СФ 1. К тому же, географическая близость к Охотскому морю обеспечивает значительные качественные различия СФ 3 и СФ 1.

Минимальное разнообразие проявляется в СФ 1 («Нельканский перевал»), где насчитывается 89 видов, 3 отдельных подвида и 3 разновидности (95 таксонов/км²). Такая низкая совокупность сосудистых растений обусловлена сильно изрезанным альпийским рельефом, слабо развитым долинным комплексом растительности, высокой континентальностью климата и общего географического положения.

Вопреки относительно небольшой удаленности сравниваемых флор (расстояние между СФ 1 и

Таблица 2
Коэффициент Жаккара
сравниваемых стандартных флор

Table 2
The Jacquard coefficient
of the compared standard floras

Стандартные флоры Standard floras	Нельканский перевал Nelkan Pass	Куранах-Сала Kuranakh-Sala	Лабынгкыр Labyngkyr
Нельканский перевал Nelkan Pass	—	0.201	0.233
Куранах-Сала Kuranakh-Sala	0.201	—	0.321
Лабынгкыр Labyngkyr	0.233	0.321	—

СФ 2 – 165 км, между СФ 1 и СФ 3 – 228 км, между СФ 2 и СФ 3 – 90 км), их общность относительно низка. Общими для всех трех стандартных флор являются лишь 32 вида и 1 разновидность. Коэффициент Жаккара ($K_j = N_{a+b} / (N_a + N_b - N_{a+b})$), где N_{a+b} – число общих видов, подвидов и разновидностей в сравниваемых флорах, N_a и N_b – число таксонов в каждой из флор), характеризующий степень сходства сравниваемых флор, показывает наибольшее сходство более богатых СФ 2 и 3 (табл. 2). При этом сходство наиболее удаленных СФ 1 и 3 выше, чем СФ 1 и 2, что объясняется их более высокогорным положением и соответствующим набором видов.

Заключение

Приведены новые данные по количественной оценке разнообразия сосудистых растений на единице площади в горных системах Северо-Восточной Якутии. Работы выполнены по оригинальной методике стандартных флор. Характеризуются три участка площадью по 1 км² каждый, заложенные в системе хребта Тас-Кыстабыт и в Оймяконском нагорье. Разнообразие сосудистых растений оценивается в 95 таксонов/км² – в северо-западной оконечности хребта Тас-Кыстабыт (СФ «Нельканский перевал»), в 198 таксонов/км² – в Оймяконском нагорье, близ юго-восточной оконечности хребта Тас-Кыстабыт (СФ «Куранах-Сала») и в 164 таксона/км² – в Оймяконском нагорье, близ восточной границы хребта Сунтар-Хаята (СФ «Лабынгкыр»). Для более

объективной оценки биоразнообразия Северо-Восточной Якутии необходимо продолжать накопление данных, в разных ее участках, по предложенному методу стандартных флор. Кроме накопления статистических данных, в перспективе стандартные флоры могут послужить хорошим полигоном для мониторинговых наблюдений за изменениями состава флоры, так как эти участки четко фиксированы в системе координат.

Литература

1. Николин Е.Г. Стандартная флора – критерий биологического разнообразия территории // Сравнительная флористика: анализ видового разнообразия растений. Проблемы. Перспективы. «Толмачевские чтения»: Материалы X Международной школы-семинара по сравнительной флористике. Краснодар: Кубанский гос. ун-т, 2014. С. 95–97.
2. Николин Е.Г. Конкретная, парциальная и стандартная флора Центральной и Северо-Восточной Якутии / Флористические исследования Северо-Восточной Азии. Вып. 1. Новосибирск: Наука, 2015. 76 с.
3. Nikolin E.G. Standard flora as a standard quantitative evaluation of vascular plant diversity of terrestrial ecosystems // BIO Web of Conferences. (2019) / Vol. 16. (Results and Prospects of Geobotanical Research in Siberia), dedicated to the 75th anniversary of the laboratory of ecology and geobotany of CSBG SB RAS. Novosibirsk, Russia, May 13–17, 2019. N.N. Lashinsky and N.I. Makunina (Eds.). Article 00023). DOI: doi.org/10.1051/bioconf/20191600023
4. Николин Е.Г. Локальные флоры ресурсного резервата «Верхнеиндигирский» Северо-Восточная Якутия // Бот. журн. 2020. Т. 105, № 7. С. 627–645. DOI: 10.31857/S000681362007008X
5. Шелудякова В.А. Растительность бассейна р. Индигирки // Сов. ботаника. 1938. Т. 4, № 5. С. 43–79.
6. Шелудякова В.А. Растительность северо-востока Якутии // Доклады на первой научной сессии Якутской базы АН СССР. Якутск, 1948. С. 164–176.
7. Шелудякова В.А. Степная растительность Якутского Заполярья // Труды Института биологии ЯФ СО АН СССР. 1957. Вып. 3. С. 68–81.
8. Караваев М.Н., Добрецова Л.А. Краткий очерк растительности долины р. Неры в ее нижнем течении (бассейн верхней Индигирки) // Бот. журн. 1964. Т. 49, № 11. С. 1544–1559.
9. Скрыбин С.З. Степная растительность в среднем течении р. Индигирки: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Якутск, 1968. 23 с.
10. Тебеновочные пастбища Северо-Востока Якутии. Якутск, 1974. 246 с.
11. Определитель высших растений Якутии. Новосибирск, 1974. 544 с.

12. *Путеводитель ботанической экскурсии в Северо-Восточную Якутию* / Юрцев Б.А., Андреев В.Н., Перфильева В.И., Савкина З.П. Л., 1975. 44 с.
13. *Щербаков И.П.* Лесной покров Северо-Востока СССР. Новосибирск, 1975. 343 с.
14. *Юрцев Б. А.* Флора Сунтар-Хаята. Л., 1968. 236 с.
15. *Юрцев Б.А.* Реликтовые степные комплексы Северо-Восточной Азии. Новосибирск, 1981. 168 с.
16. *Флора Сибири.* Т. 1–14. Новосибирск, 1987–2003.
17. *Павлов В.Н., Хохряков А.П.* К флоре Северо-Восточной Якутии // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1989. Т. 94, № 5-6. С. 94–103.
18. *Кузавев В.Б.* Флора субарктических гор Евразии и высотное распределение ее видов. М., 2006. 568 с.
19. *Николин Е.Г.* Флора Яно-Индигирского района (Северо-Восточная Якутия) // Матер. Всеросс. конф. Фундаментальные и прикладные проблемы ботаники в начале XXI века. Ч. 4. Сравнительная флористика, урбановфлора. Петрозаводск, 2008. С. 80–83.

Поступила в редакцию 02.03.2021

Принята к публикации 27.04.2021

Об авторе

НИКОЛИН Евгений Георгиевич, доктор биологических наук, главный научный сотрудник, Институт биологических проблем криолитозоны СО РАН, 677980, Якутск, пр. Ленина, 41, Россия, <http://orcid.org/0000-0003-0053-6713>, Researcher ID: L-6587-2017, enikolin@yandex.ru.

Информация для цитирования

Николин Е.Г. Три стандартные флоры горных систем крайнего Северо-Востока Якутии // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2021. Т. 26, № 2. С. 136–148. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-9>

DOI 10.31242/2618-9712-2020-26-2-9

Three standard flora of mountain systems of the North-East of Yakutia

E.G. Nikolin

*Institute for Biological Problems of Cryolithozone SB RAS, Yakutsk, Russia
enikolin@yandex.ru*

Abstract. The data on the quantitative assessment of the diversity of vascular plants per unit area (1 km²) in the mountain systems of North-Eastern Yakutia are presented on the basis of the original standard flora procedure developed by the author. Three standard floras built in the Tas-Kystabyt Range and in the Oymyakon highlands are characterized. The diversity of vascular plants is estimated at 95 taxa/km² in the north-western tip of the Tas-Kystabyt Range («Nelkan Pass» SF), 198 taxa/km² in the Oymyakon highlands, near the southeastern tip of the Tas-Kystabyt Range («Kuranakh-Sala» SF), and 164 taxa/km² in the Oymyakon highlands, near the eastern border of the Suntar-Hayata Range («Labyngkyr» SF). Despite the relative geographical proximity, the compared floras show a significant distinctiveness. Only 32 species and 1 variety are common to all three standard floras. Jaccard coefficient characterizing the degree of similarity of the compared floras shows the greatest similarity richer and closer to the standard floras «Kuranakh-Sala» and «Labyngkyr» (0.321). The similarity of the most distant standard floras «Nelkan Pass» and «Labyngkyr» is higher (0.233) than that of the standard floras «Nelkan Pass» and «Kuranakh-Sala» (0.201), due to the more upland position and the corresponding set of species in the former case.

Key words: standard flora, biodiversity, vascular plants, the Tas-Kystabyt Range, the Oymyakon highlands, «Verkhneindigirsky» resource reserve, the lake Labyngkyr.

Acknowledgements. I express my deep gratitude for conducting the field studies to M.M. Cherosov, Head of Laboratory at IBPK SB RAS; to M.F. Osipova, Head of the Public Organization of the RS(Y) «Endemik»; to V.V. Kondakov, Head of the Oimyakon Inspection of the State Environmental Supervision.

I thank I.M. Okhlopkov, Arc. P. Isaev, and E.I. Ivanova, the organizers and coordinators of this work from IBPC SB RAS.

The work was carried out within the framework of the State Assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Project No. 0297-2021-0023). With respect to the resource reserve "Verkhneindigirsky", the research was based on the contract of IBPC SB RAS with the Ministry of Nature Protection of the Republic of Sakha (Yakutia) on the environmental expertise of the protected areas of RS(Y).

References

1. Nikolin E.G. Standartnaya flora – kriterij biologicheskogo raznoobraziya territorii. 2014 // Materialy X Mezhdunarodnoj shkoly-seminara po sravnitel'noj floristike «Sravnitel'naya floristika: analiz vidovogo raznoobraziya rastenij. Problemy. Perspektivy. «Tolmachevskie chteniya»» Krasnodar, 2014. P. 95–97.
2. Nikolin E.G. Concrete, partial and standard flora of Central and North-Eastern Yakutia // Series: Floristic studies of North-East Asia. Issue 1. Novosibirsk: Nauka, 2015. 76 p.
3. Nikolin E.G. Standard flora as a standard quantitative evaluation of vascular plant diversity of terrestrial ecosystems // BIO Web of Conferences. (2019) / Vol. 16. (Results and Prospects of Geobotanical Research in Siberia", dedicated to the 75th anniversary of the laboratory of ecology and geobotany of CSBG SB RAS. Novosibirsk, Russia, May 13–17, 2019. N.N. Lashinsky and N.I. Makunina (Eds.). Article 00023). DOI: doi.org/10.1051/bioconf/20191600023
4. Nikolin E.G. Flora of the resource reserve «Verkhneindigirskij» (North-Eastern Yakutia) // Botanicheskii Zhurnal. 2020. Vol. 105, No. 7. P. 627–645.
5. Sheludyakova V.A. Rastitel'nost' bassejna r. Indigirki (Predvaritel'noe soobshchenie) // Sovetskaya botanika. 1938. Vol. 4, No. 5. P. 43–79.
6. Sheludyakova V.A. Rastitel'nost' severo-vostoka Yakutii // Doklady na pervoj nauchnoj sessii Yakutskoj bazy AN SSSR. Yakutsk, 1948. P. 164–176.
7. Sheludyakova V.A. Stepnaya rastitel'nost' Yakutskogo Zapolyar'ya // Trudy Instituta biologii YAF SO AN SSSR. 1957. Vol. 3. P. 68–81.
8. Karavaev M.N., Dobretsova L.A. Kratkij ocherk rastitel'nosti doliny r. Nery v ee nizhnem techenii (bassejn verhnjej Indigirki) // Bot. Zhurn. 1964. Vol. 49, No. 11. P. 1544–1559.
9. Skryabin S.Z. Stepnaya rastitel'nost' v srednem techenii r. Indigirki: Abstr. ... Diss. Kand. Sci. Yakutsk, 1968. 23 p.
10. Tebenevochnye pastbishcha Severo-Vostoka Yakutii. Yakutsk. 1974. 246 p.
11. Opredelitel' vysshih rastenij Yakutii. Novosibirsk, 1974. 544 p.
12. Putevoditel' botanicheskoy ehkursii v Severo-Vostochnuyu Yakutiyu / Yurtzev B. A., Andreev V.N., Perfilieva V.I., Savkina Z.P. Leningrad, 1975. 44 p.
13. Shcherbakov I.P. Lesnoj pokrov Severo-Vostoka SSSR. Novosibirsk, 1975. 343 p.
14. Yurtzev B.A. Flora Suntar-Hayata. Leningrad, 1968. 236 p.
15. Yurtzev B.A. Reliktovye stepnye komplekсы Severo-Vostochnoj Azii. Novosibirsk, 1981. 168 p.
16. Florae Sibireae. Vol. 1–14. Novosibirsk. 1987–2003.
17. Pavlov V.N., Khokhryakov A.P. K flore Severo-Vostochnoj Yakutii // Bulletin of the Moscow Society of Naturalist. Byology. 1989. Vol. 94, No. 5–6. P. 103.
18. Kuvaev V.B. The flora of subarctic mountains in Eurasia and altitudinal distribution of its species. M., 2006. 568 p.
19. Nikolin E.G. The flora of the Yana-Indigirka region (North-Eastern Yakutia) // Materials all-Russian Conf. "Fundamental and applied problems of botany at the beginning of XXI century". Part 4. Petrozavodsk, 2008. P. 80–83.

About the author

NIKOLIN Evgenii Georgievich, Dr. Sci. (Biology), chief researcher, Institute for Biological Problems of Cryolithozone SB RAS, 41 Lenina pr., Yakutsk 677980, Russia, <http://orcid.org/0000-0003-0053-6713>, Researcher ID: L – 6587 – 2017, enikolin@yandex.ru.

Citation

Nikolin E.G. Three standard flora of mountain systems of the North-East of Yakutia // Arctic and Subarctic Natural Resources. 2021. Vol. 26, No. 2. pp. 136–148. (In Russ.) <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-9>

Влияние бактерий, выделенных из многолетнемерзлых пород, на морфофизиологические и биохимические параметры растений в условиях хлоридного засоления

Е.О. Симонова*, О.А. Симонов, А.М. Субботин, С.А. Петров

ФГБУ ФИЦ Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия

*mailsimonova@gmail.com

Аннотация. Исследовано влияние бактериальных культур, выделенных из многолетнемерзлых пород (ММП), на солеустойчивость двадцатидневных проростков овса сорта Тюменский голозерный. Для исследования был применен один штамм (10-50-TS2) вида *Achromobacter spanius*, три штамма рода *Bacillus*: 875-TS вида *Bacillus cereus*, 312-TS и 2-06-TS1 вида *Bacillus megaterium*. Проведен вегетационный эксперимент на засоленном кварцевом песке в лабораторных условиях. Рассчитаны коэффициенты корнеобеспеченности и симметрии проростков, исследованы количество пигментов фотосинтеза в зеленой части растения. По результатам проведенного эксперимента оценено положительное влияние бактериальных инокулятов на некоторые измеряемые параметры проростков: все четыре штамма стимулируют увеличение количества корней, также в двух вариантах (10-50-TS2, 2-06-TS1) увеличена масса корней, в варианте с использованием штамма 10-50-TS2 отмечено увеличение длины корня. Рассчитанные коэффициенты корнеобеспеченности и симметрии позволяют сделать вывод о повышении солеустойчивости проростков в варианте с применением штамма 10-50-TS2. Анализ содержания пигментов фотосинтеза показал, что в трех вариантах (875-TS, 312-TS, 2-06-TS1) было повышенное содержание каротиноидов, содержание зеленых пигментов выше контрольного отмечено в варианте 10-50-TS2. Проведенное исследование позволило отнести штамм 10-50-TS2 (*Achromobacter spanius*) к широкой группе PGPB и предположить возможность его применения в качестве основы для создания биопрепарата, повышающего устойчивость растений, произрастающих на засоленных почвах.

Ключевые слова: стрессоустойчивость растений, пигменты фотосинтеза, PGPB, многолетнемерзлые породы, *Avena nudisativa* L.

Благодарности. Работа выполнена согласно государственному заданию на 2021–2030 годы «Пространственно-временные явления и процессы, протекающие в водах суши Сибири в условиях современного техногенеза и изменения климата».

Введение

Засоленность почв – распространенный стресс-фактор в биосистемах, оказывающий лимитирующее влияние на растения, повреждающее действие ионов натрия и хлора (при хлоридном засолении), осмотический стресс, все это приводит к образованию активных форм кислорода (АФК) в растениях [1]. В свою очередь переизбыток свободных радикалов, в том числе АФК, ведет к перекисному окислению липидов (ПОЛ) и окислительному стрессу: разрушению билипидного слоя клеток и других мембранных структур, таких как тилакоидные мембраны в хлоропластах, снижению содержания хлорофилла и падению интенсивности фотосинтеза и дыхания. Окисли-

тельный стресс приводит к нарушению энергетических и синтетических процессов в растительном организме, некрозу краев листьев и их опаданию, появлению слабых и невыровненных посевов, потере качества и количества собранного урожая [2]. Согласно статистике Продовольственной и сельскохозяйственной организации Объединенных Наций, засоленные почвы в мире покрывают около 397 млн га, что негативно сказывается на эффективности растениеводства [3].

Одним из путей повышения стрессоустойчивости растений и биоремедиации маргинальных почв, к коим относятся засоленные почвы, является применение «стимулирующих рост расте-

ний бактерий» (СРРБ), или RGPB (plant grow the promoting bacteria) [4]. Взаимодействуя с ризосферой растения, RGPB способны индуцировать антиоксидантную защиту растительного организма, снижать образование активных форм кислорода [5] и в результате оказывать как непосредственное, так и косвенное положительное влияние на рост растений [6, 7].

При применении RGPB в условиях Сибири и других северных регионов обычно сталкиваются с проблемой приживаемости и активности бактерий в ризосфере и ризоплане [8]. Данную проблему можно решить, используя микроорганизмы, извлеченные из ММП. Климатические и антропогенные изменения, приводящие к деградации полярных льдов и ММП, обуславливают массовое проникновение сохранившихся в них микроорганизмов в современные биосистемы. Вследствие этого оценка влияния бактериальных штаммов из ММП на биологические объекты современных биосистем является актуальной [9].

Ряд исследований, проведенных на лабораторных животных [10], гидробионтах [11] и растениях [12], показали, что потенциал микроорганизмов из ММП достаточно высок.

Предположение о высокой биологической активности микроорганизмов обусловлено тем, что, пребывая в мерзлоте, в условиях гипометаболизма они подвергаются естественной селекции и в результате приобретают необходимый набор свойств для обеспечения выживания в неблагоприятных условиях: регенеративный и репаративный потенциал; способность синтезировать ряд ферментов, активных при низких и меняющихся температурах, и при этом экономить собственную энергию; способность активно выделять антибиотические факторы, чем положительно влиять на стрессоустойчивость, в том числе и на солеустойчивость, растений, [13].

В настоящее время существуют зарегистрированные биопрепараты на основе мерзлотных микроорганизмов, активно применяющиеся в ветеринарии и кормлении сельскохозяйственных животных [14].

Целью настоящей работы явилось проведение скрининговых исследований штаммов микроорганизмов, выделенных из ММП, для оценки их влияния на рост и развитие растений в условиях солевого стресса.

Материалы и методы

В работе использовали четыре штамма бактерий, выделенные из буровых кернов ММП, полученных при бурении в 2005 г. двух учебных скважин глубиной до 32 м в районе Тарко-Сале, Пуровского района Ямало-Ненецкого автономного округа, Тюменская область. Материал кернов представлен озерно-аллювиальными супесчано-суглинистыми отложениями зырянского возраста Q2-3_{III}.

Исследования были проведены с использованием одного штамма (10-50-TS2) вида *Achromobacter spanius* Coenye et al. 2003, и трех штаммов рода *Bacillus*: 875-TS вида *Bacillus cereus* Frankland and Frankland 1887 (Approved Lists 1980), 312-TS и 2-06-TS1 вида *Bacillus megaterium* de Bary 1884 (Approved Lists 1980). Видовая принадлежность определена в результате молекулярно-генетического анализа нуклеотидной последовательности 16SpPHK.

Штаммы депонированы во Всероссийской коллекции промышленных микроорганизмов ФГУП ГосНИИГенетика: 10-50-TS2 под номером № В-12405, 875-TS: № В-12242, 312-TS: № В-12244, 2-06-TS1: № В-12402.

Штамм 2-06-TS1 вида *Bacillus megaterium* выделен из бурового керна с глубины 10 м. Состав керна: глина серая, прослой торфа (оторфованных глин), с массивными прослоями льда. Лед на сколе – белый.

Штамм 875-TS вида *Bacillus cereus* выделен из бурового керна с глубины 2,5 м. Состав керна: суглинок серо-зеленый, бурый (зеленовато-серый), мерзлый, лед белый, структура слоистая, толщина прослоев – 0,3–2,0 см.

Штамм 10-50-TS2 вида *Achromobacter spanius* выделен из бурового керна с глубины 30,2 м. Состав керна: темно-сине-серые пластичномерзлые глины, шпильки льда по 4 мм, лед белого цвета.

Штамм 312-TS вида *Bacillus megaterium* выделен из бурового керна с глубины 4,2 м. Состав керна: суглинок оторфованный коричневый с включениями супеси. Переход на 3,7 м к пескам среднезернистым серого цвета. Включения древесины по всей глубине керна. На переходе от суглинка к пескам линза прозрачного и мутного льда 0,3 м.

Исследуемые штаммы бактериальных культур находятся в Коллекции почвенных микроорганизмов многолетнемерзлых пород Арктики (ПМММПА) ТюмНЦ СО РАН при ТРЦКП «Био-

косные системы криосферы» ТюмНЦ СО РАН под номером скр_77024, дата регистрации 02.09.2011 г.

Штаммы бактерий высевали штрихом на скошенный питательный мясопептонный агар (ТУ 9385-001-64786015-2012, г. Углич) и культивировали в течение суток в термостате при температуре +26 °С. Культуру бактерий смывали дистиллированной водой в объеме 5 мл с поверхности агара с помощью медицинского шприца, смыв сливали в стерильную емкость. Для дальнейшей работы методом серийных разведений доводили бактериальную суспензию стерильной дистиллированной водой до рабочей концентрации с содержанием 1×10^7 – 1×10^9 КОЕ в 1 миллилитре. Для подсчета КОЕ в бактериальной суспензии пользовались методом Коха.

Исследования проводились в лабораторных условиях на семенах овса *A. nudisativa* сорта Тюменский голозерный, предоставленных для эксперимента НИИСХ Северного Зауралья – филиала ТюмНЦ СО РАН. Голозерные сорта более требовательны к почвенно-климатическим условиям, что ограничивает их использование в неблагоприятных условиях среды: короткий безморозный период, избыток токсических веществ в окружающей среде, засоление почв и прочее. Тем не менее они представляют собой большую ценность для агротехнического комплекса, ввиду высокой вымолачиваемости зерна и отсутствия пленок, что позволяет значительно сократить затраты на производство круп, муки и других продуктов [15].

Предпосевную обработку семян проводили методом замачивания в бактериальных суспензиях в течение 1 ч, контрольную группу семян замачивали в дистиллированной воде.

Кварцевый песок с фракцией № 2 (1–1,2 мм), прокаливали в сухожаровом шкафу при температуре 250 °С, 1,5–2 часа. После остывания песок помещали по 6 кг в пластиковые кюветы размером 25×40×15 см и увлажняли до 60 % от полной влагоемкости песка, в соответствии с ГОСТ 12038-84. В экспериментальных вариантах для создания засоленного фона использовали 0,98%-й раствор NaCl в дистиллированной воде, для контрольного варианта, без провокационного фона, песок увлажняли дистиллированной водой.

Для работы отбирали равные по размеру семена (средний вес 100 семян $2,5 \pm 0,2$ г). По истечении времени замачивания их высаживали по 150 шт. в кювету с соблюдением одинакового

расстояния между семенами. Кюветы помещали в прозрачный бокс с искусственным освещением люминесцентными лампами дневного света (фотопериод свет/темнота: 14/10 ч, уровень освещения около 2000 лк.), при температуре 24 ± 2 °С и влажностью воздуха 60%. Полив, по мере подсыхания субстрата, производили профильтрованной кипяченой водопроводной водой с температурой 22 °С, не содержащей исследуемые штаммы бактерий. Таким образом сохранялась исходная концентрация NaCl в засоленном субстрате.

На 21-е сутки исследовали количество пигментов фотосинтеза и измеряли морфометрические параметры проростков в соответствии со стандартными методиками [16, 17]. Эксперимент проводили в двух повторностях. Также в эксперименте присутствовали варианты, в которых растения проращивали на засоленном фоне (0,98%-й раствор NaCl) без предпосевной обработки семян бактериями. К сожалению, эти варианты не подлежали дальнейшей обработки ввиду того что растения не доживали до контрольного дня, предположительно из-за неблагоприятного воздействия NaCl и недостатка питательных веществ в субстрате.

В качестве растворителя при приготовлении вытяжки пигментов фотосинтеза применяли 96%-й этиловый спирт. Окрашенную жидкость помещали в кювету спектрофотометра с толщиной поглощающего слоя 10 мм и снимали оптическую плотность экстракта при длине волны 665, 649 и 440 нм. Количество хлорофилла *a* и *b* в объеме кюветы спектрофотометра рассчитывали по формулам I.F. Wintermans и A. DeMots (1965). Концентрацию каротиноидов в суммарной вытяжке пигментов рассчитывали по формуле D. Wettstein (1957).

Статистическая обработка результатов проведена с использованием программы IBM SPSS Statistics 21. Достоверность различий средних значений измеряемых морфометрических параметров между опытными и контрольным вариантами определена по t-критерию Стьюдента при уровне значимости $p \leq 0,01$ и $p \leq 0,05$ и U-критерию Манна–Уитни при сравнении данных, полученных при анализе количества пигментов фотосинтеза, $p \leq 0,01$. Все данные в таблицах представлены как среднее значение $\pm$ стандартная ошибка среднего ($\pm$ SE).

Результаты и обсуждение

Установили, что длина корня проростков овса возросла по сравнению с контрольным опытом

Влияние микроорганизмов из ММП на рост корневой системы и побега проростков овса сорта Тюменский голозерный, пророщенных на провокационном фоне (NaCl 0,98 %)

Table 1

Influence of microorganisms from permafrost on the growth of the root system and shoot of oat seedlings of the Tyumensky holozerny variety, germinated against a provocative background (NaCl 0,98 %)

Штамм Strain	Длина корня, мм Length root, mm	Длина побега, мм Length shoot, mm	Длина coleoptily, мм Length coleoptile, mm	Число корней Number of roots	Коэффициент симметрии, усл. ед. Symmetry coefficient, conv. units
10-50-TS2	151 ± 5 **	165 ± 5 **	22,0 ± 0,5 **	4,84 ± 0,15 **	1,1
875-TS	45,9 ± 1,6 **	92,5 ± 2,2 **	16,1 ± 0,7 **	5,52 ± 0,14 **	2
312-TS	58,9 ± 2,5 **	201 ± 10**	27,1 ± 0,8 **	4,28 ± 0,25 *	3
2-06-TS1	56,6 ± 2,8 **	82,6 ± 2,2 **	15,1 ± 0,5 **	5,96 ± 0,12 **	1,5
Контр. Control	81 ± 4	284 ± 6	29,8 ± 0,4	3,72 ± 0,10	4

Примечание: * – достоверность различия значений с опытным вариантом с использованием штамма бактерий из ММП от значений, полученных в интактном контрольном варианте (** – $p \leq 0,01$, * – $p \leq 0,05$).

Note: * – reliability of the difference between the values with the experimental variant using the bacterial strain from the MMP from the values obtained in the intact control variant (** – $p \leq 0.01$, * – $p \leq 0.05$).

под воздействием штамма 10-50-TS2 (рост на 87 %). Воздействие штаммов 875-TS (–43 %), 312-TS (–27 %), 2-06-TS1 (–30 %) привело к явному уменьшению длины корня (табл. 1). При анализе морфометрических параметров побега выявили уменьшение длины coleoptily во всех опытных вариантах: 10-50-TS2 (–26 %), 875-TS (–46 %), 312-TS (–9 %), 2-06-TS1 (–49 %). Длина побега также была меньше в опытных вариантах: 10-50-TS2 (–42 %), 875-TS (–43 %), 312-TS (–29 %), 2-06-TS1 (–71 %). Число корней в опытных вариантах явно возросло по сравнению с контролем: штамма 10-50-TS2 (+30 %), 875-TS (+48 %), 312-TS (+15 %), 2-06-TS1 (+60 %).

Отношение средней длины наземной части к средней длине корневой системы является коэффициентом симметрии проростков [18], оптимальным значением принято считать 0,8–1,1. Значения выше или ниже данной границы обозначают, что один из вегетативных органов проростка значительно превалирует над другим и, как следствие, условия, в которых развивается растение, не являются для него комфортными. В варианте с использованием штамма 10-50-TS2 коэффициент симметрии находится на границе оптимума, тогда как в контрольном варианте и в варианте 312-TS длина побега значительно превалирует над длиной корня. В контрольном варианте достигнуто самое большое отклонение коэффици-

ента симметрии от оптимальных величин. Предположительно отсутствие гиперосмотического стресса позволило получить длинный побег и достаточно развитую корневую систему. В то же время недостаток минеральных веществ не создает оптимальные условия для роста и развития растения, что видно по нарушенному коэффициенту симметрии.

Анализируя массу проростков можно высчитать коэффициент корнеобеспеченности (табл. 2) – отношение массы корней к массе побега. Коэффициент корнеобеспеченности может служить показателем адаптивности растения к воздействию засоленной среды [19].

Действительно, если значение коэффициента корнеобеспеченности больше единицы, то подземная часть растения преобладает над надземной. Отметим, что соль в первую очередь оказывает повреждающее действие на корневую систему, особенно на начальных этапах онтогенеза, поэтому глубокая и развитая корневая система у растений, растущих на засоленной почве, является одним из признаков адаптации к стрессу в случае, если сохраняется пропорциональность развития растения. Если подземная часть значительно преобладает над надземной частью растения, это показывает неэффективность корней и невозможность обеспечить необходимый для развития приток питательных веществ. Сравнивая показате-

**Влияние микроорганизмов из ММП на массу корневой системы
и побега проростков овса сорта Тюменский голозерный,
пророщенных на провокационном фоне (NaCl 0,98 %)**

Table 2

**Influence of microorganisms from permafrost on the mass of the root system
and shoot of oat seedlings of the Tyumensky Holozerny variety,
germinated against a provocative background (NaCl 0.98 %)**

Штамм Strain	Масса побега, мг Weight shoot, mg	Масса корней, мг Weight root, mg	Масса проростка, мг Weight plants, mg	Корнеобеспеченность, усл. ед. Root-availability, conv. units
10-50-TS2	137 ± 5 **	114 ± 6 **	252,1 ± 7,1 **	1,2
875-TS	60,9 ± 2,5 **	32,9 ± 1,6 **	93,8 ± 3,7 **	1,9
312-TS	148,4 ± 7,9 **	32,8 ± 3,8 **	181 ± 10 **	4
2-06-TS1	66,2 ± 2,5 **	83,2 ± 2,9 **	149,4 ± 3,9 **	0,8
Контр. Control	217,2 ± 5,5	61,4 ± 3,5	278,7 ± 6,8	4

Примечание: * – достоверность различия значений полученных в опытном варианте с использованием штамма бактерий из ММП от значений, полученных в интактном контрольном варианте (** – $p \leq 0,01$, * – $p \leq 0,05$).

Note: * – reliability of the difference between the values with the experimental variant using the bacterial strain from the MMP from the values obtained in the intact control variant (** – $p \leq 0.01$, * – $p \leq 0.05$).

тель корнеобеспеченности для растений одного вида, находящихся под воздействием различных неблагоприятных факторов, можно судить о стрессоустойчивости, адаптивности и продуктивности растений. При воздействии штамма 10-50-TS2 у растений не отмечено значительного преобладания одной системы над другой. Масса корней была увеличена в двух вариантах с применением бактериальных инокулятов: 10-50-TS2 (+ 86%), 2-06-TS1 (+ 35%). Общая масса растения в контрольном опыте остается самой большой, но масса набрана за счет корневой системы, растения имеют длинный, но очень легкий проросток при доминирующей корневой системе. Такие же отклонения имеют проростки, имеющие самый высокий коэффициент корнеобеспеченности в эксперименте со штаммом 312-TS. Более гармонично развиваются растения, обработанные штаммами 10-50-TS2.

Анализируя листовые параметры, можно судить о фотосинтетической активности проростков. Одним из таких параметров является площадь листовой поверхности, его применяют для оценки устойчивости растений в неблагоприятных условиях внешней среды [20]. PGPB (штамм 10-50-TS2) в эксперименте при обработке семян вызывал увеличение площади листовой поверхности первого листа на 6% по сравнению с интактным контролем (табл. 3). Это потенциально может увеличивать фотосинтетическую продуктив-

ность, что подтверждается массой проростка (см. табл. 2), самой высокой из опытных вариантов.

При этом площадь листовой поверхности была значительно ниже по сравнению с контрольным вариантом при воздействии на семена штаммов 875-TS (–39%), 312-TS и 2-06-TS1 (–44%).

Современные исследования позволяют использовать соотношения пигментов фотосинтеза для анализа устойчивости растений к неблагоприятным условиям внешней среды [21]. Хлорофилл *a* содержится как в реакционных центрах фотосистемы, так и в светособирающем комплексе (ССК), при этом хлорофилл *b* рассматривается как дополнительный пигмент, находящийся преимущественно в ССК. Таким образом, низкое значение отношения хлорофиллов *a/b* говорит о повышении содержания хлорофилла *b* и «включении» его синтеза для повышения устойчивости растения и увеличении количества ССК фотосистем, являясь вспомогательным пигментом фотосинтеза, увеличивается в концентрации только при состоянии экологического неблагополучия, увеличение его концентрации может свидетельствовать о снижении чувствительности растения к яркому свету. Отношения хлорофиллов *a/b* по всем вариантам не превышает значения 2,1, что указывает на неблагоприятные условия вегетации и лишний раз подтверждает повреждающее действие засоления и недостатка минеральных веществ ввиду отсутствия дополнительного вне-

Таблица 3

**Площадь первого листа и количество пигментов фотосинтеза (мг.) на 100 г навески
в зеленой части проростков *Avena nudisativa* L. после предпосевной обработки
различными штаммами бактерий из ММП**

Table 3

**The area of the first leaf and the amount of photosynthetic pigments (mg) per 100 g
of the sample in the green part of *Avena nudisativa* L. seedlings after pre-sowing treatment
with various bacterial strains from MMP**

Штамм Strain	Площадь первого листа, мм ² Area of the first leaf, mm ²	Chl.a, мг Chl.a, mg	Chl.b, мг Chl.b, mg	Car., мг Car., mg	Chl.a Chl.b	ΣChl Car.
10-50-TS2	381 ± 7	2,689 ± 0,002 **	1,944 ± 0,002 **	0,078 ± 0,001 **	1,383 ± 0,003 *	59,40 ± 0,05 *
875-TS	218 ± 10 **	1,348 ± 0,003 **	0,715 ± 0,009 **	0,38 ± 0,001 **	1,89 ± 0,03 *	5,40 ± 0,06 *
312-TS	295 ± 15 **	2,417 ± 0,001 **	1,337 ± 0,001 **	0,382 ± 0,002 **	1,807 ± 0,002 *	9,480 ± 0,005 *
2-06-TS1	202 ± 8 **	1,173 ± 0,001 **	0,541 ± 0,001 **	0,371 ± 0,001 **	2,168 ± 0,002 *	4,619 ± 0,003 *
Контр. Control	359 ± 17	2,451 ± 0,001	1,341 ± 0,001	0,23 ± 0,001	1,827 ± 0,002	16,416 ± 0,004

Примечание: * – достоверность различия значений полученных в опытном варианте с использованием штамма бактерий из ММП от значений, полученных в интактном контрольном варианте (** – $p \leq 0,01$, * – $p \leq 0,05$).

Note: * – reliability of the difference between the values with the experimental variant using the bacterial strain from the MMP from the values obtained in the intact control variant (** – $p \leq 0,01$, * – $p \leq 0,05$).

сения удобрений. В варианте с использованием штамма 10-50-TS2 он значительно ниже контрольного и самый низкий из всех вариантов эксперимента (см. табл. 3). Судя по литературным данным, снижение отношения хлорофиллов *a/b* может свидетельствовать о повышении устойчивости растений к неблагоприятным условиям внешней среды и их урожайности [22, 23].

Количество хлорофилла *a* в растениях после предпосевной обработки их семян штаммом 10-50-TS2 было на 10 % больше, чем в интактном контроле. При этом количество хлорофилла *b* возросло на 45 %. В остальных вариантах содержание хлорофиллов было ниже контрольного варианта.

Известно, что каротиноиды, являясь низкомолекулярными антиоксидантами, способны гасить образование АФК, защищая тем самым жирные кислоты липидов от перекисного окисления и позволяя сохранять целостность мембран. Каротиноиды также несут антенную функцию и входят в состав ССК [24]. Существуют данные, полученные в эксперименте на микроводорослях и растениях, что солевой стресс способен спровоцировать синтез каротиноидов, тогда как содержание общего числа хлорофиллов уменьшается в

1,5–2 раза. Показано, что накопление каротиноидов происходит в прямой зависимости от концентрации NaCl, а значит, и уровня стресса [25]. Содержание каротиноидов отмечено самое низкое в варианте со штаммом 10-50-TS2, во всех остальных значениях превышало контрольное. Вторым по величине является показатель в контрольном варианте без провокационного фона и использования микроорганизмов.

Таким образом, показателем стрессоустойчивости растений может служить отношение суммы количества хлорофилла *a* и хлорофилла *b* к количеству каротиноидов, наивысшее значение которого из полученных имеет вариант с применением штамма 10-50-TS2. В ранее проведенных нами экспериментах можно отметить отсутствие единообразия действия штаммов из ММП на зерновые культуры при различных условиях [12]. Именно поэтому важным является подбор штаммов, оказывающих протекторные свойства на растения при различных стрессовых условиях.

Выводы

Объединяя полученные данные, можно сделать вывод, что растения, обработанные штаммами 10-50-TS2, оказались более солеустойчи-

выми по сравнению с другими опытными вариантами. Синтез хлорофилла зависит от работы корневой системы, проростки, обработанные штаммом 10-50-TS2, наряду с развитой корневой системой, обладали оптимальной длиной проростка в стрессовых условиях. Штамм микроорганизмов *Achromobacter spanius* 10-50-TS2 может быть использован самостоятельно [26] или в составе комплексных биологически активных препаратов в качестве средства повышения устойчивости растений в условиях хлоридного засоления почв.

Литература

1. Mokrani S., Nabti E.-H., Cruz C. Current advances in plant growth promoting bacteria alleviating salt stress for sustainable agriculture // Appl. Sciences. 2020. No. 10(20). P. 7025. <https://doi.org/10.3390/app10207025>
2. Болдырев М.И., Каширская Н.Я. Действие стрессовых факторов на растения // Защита и карантин растений. 2008. № 4. С. 14–15.
3. Koohafkan P., Stewart B.A. Water and cereals in drylands // Rome: The Food and Agriculture Organization of the United Nations and Earthscan, 2012. 113 p.
4. Goswami M., Deka S. Plant growth-promoting rhizobacteria—alleviators of abiotic stresses in soil: A review // Pedosphere. 2020. Vol. 30(1): 4061. [https://doi.org/10.1016/s1002-0160\(19\)60839-8](https://doi.org/10.1016/s1002-0160(19)60839-8).
5. Артамонова М.Н., Потатуркина-Нестерова Н.И., Беззубенкова О.Е. Роль бактериальных симбионтов в растительно-микробных ассоциациях // Вестник Башкирского университета. 2014. № 1. С. 81–84.
6. Majeed A., Muhammad Z., Ahmad H. Plant growth promoting bacteria: role in soil improvement, abiotic and biotic stress management of crops // Plant Cell Rep. 2018. Vol. 37(12). P. 1599–1609. doi: 10.1007/s00299-018-2341-2.
7. Ramakrishna W., Rathoe P., Kumari R., Yadav R. Brown gold of marginal soil: Plant growth promoting bacteria to overcome plant abiotic stress for agriculture, biofuels and carbon sequestration // Science of The Total Environment. 2020. Vol. 711. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135062>
8. Etesami H., Glick B.R. Halotolerant plant growth-promoting bacteria: Prospects for alleviating salinity stress in plants // Environmental and Experimental Botany. 2020. Vol. 178. <https://doi.org/10.1016/j.envexpbot.2020.104124>.
9. Каленова Л.Ф., Мельников В.П. Экосистемы криосферы источник микроорганизмов с оригинальным биологическим потенциалом // Научные исследования в Арктике. 2018. № 3. С. 56–64. DOI: 10.25283/2223-4594-2018-3-56-64
10. Субботин А.М., Маркевич Т.В., Петров С.А. Лечение экспериментальной эрозии роговицы глаза // Морфология. 2019. № 2 (155). С. 272–273.
11. Субботин А.М., Гнатченко Л.Н., Петухова Л.А. Исследование физиологических параметров культуры инфузорий *Paramecium caudatum* при воздействии фильтратов бактериальных культур рода *Acinetobacter* // Вестник Оренбургского государственного университета. 2011. № 12 (131). С. 149–150.
12. Влияние микроорганизмов из многолетнемерзлых пород на морфофизиологические показатели яровой пшеницы / А.М. Субботин, М.В. Нарушко, Н.А. Боме, С.А. Петров, В.А. Мальчевский, М.А. Габдуллин // Вавиловский журнал генетики и селекции. 2016. № 20(5). С. 666–672. DOI 10.18699/VJ16.119
13. Acuña-Rodríguez I.S., Hansen H., Gallardo-Cerda J., Atala C., Molina-Montenegro M.A. Antarctic Extremophiles: Biotechnological Alternative to Crop Productivity in Saline Soils // Front. Bioeng. Biotechnol. 2019. doi: 10.3389/fbioe.2019.00022
14. Владимиров Л.Н., Неустроев М.П., Тарабукина Н.П. Арктические штаммы *Bacillus subtilis* в современной микробиотехнологии // Ветеринария и кормление. 2020. № 2. С. 17–20. DOI 10.30917/ATT-VK-1814-9588-2020-2-4.
15. Заушницена А.В., Борисова Ю.В. Основные факторы, ограничивающие технологичность голозерного овса // Вестник Красноярского государственного аграрного университета. 2007. № 6. С. 75–81.
16. Удовенко Г.В., Семушина Л.А., Синельникова В.Н. Особенности различных методов оценки солеустойчивости растений // Методы оценки устойчивости растений к неблагоприятным условиям среды. Л.: Колос, 1976. С. 228–238.
17. Гавриленко В.Ф., Жигалова Т.В. Большой практикум по фотосинтезу / под ред. И.П. Ермакова. М.: АCADEMIA, 2003. 256 с.
18. Журнова Д.Ф., Пантюхов И.В., Голдман И.В. Влияние азотных удобрений на ростовые характеристики различных сортов яровой пшеницы // Известия Красноярского государственного аграрного университета. 2008. № 1. С. 64–70.
19. Коробко В.В., Волков Д.П. Устойчивость некоторых сортов зернового сорго к разнокачественному засолению // Изв. Саратов. ун-та Нов. сер. Сер. Химия. Биология. Экология. 2013. № 2. С. 107–111.
20. Корнясова Н.А., Неверова О.А. Листовые параметры овса в условиях инокуляции почвенными микроорганизмами породных отвалов угольного разреза // Изв. вузов. Северо-Кавказский регион. Сер.: Естественные науки. 2012. № 3. С. 71–73.
21. Davison P.A., Hunter C.N., Horton P. Over expression of β -carotene hydroxylase enhances stresstolerance in *Arabidopsis* // Nature. 2002. P. 418. DOI: 10.1038/nature00861
22. Дерендовская А., Жосан С. Хлорофильные показатели и их связь с продуктивностью растений озимого ячменя // Stiinta Agricola. 2008. № 1. С. 4–7.
23. Рыктор И.А., Зубкова Ю.Н., Бутюгин А.В., Погромская Я.А. Влияние буроугольных гуминовых

удобрений на антистрессовую устойчивость растений // АБУ. 2012. № 12 (104). С. 45–47.

24. Маслова Т.Г., Марковская Е.Ф., Слемнев Н.Н. Функции каротиноидов в листьях высших растений (обзор) // Журнал общей биологии 2020. Т. 81. № 4. С. 297–310. DOI: 10.31857/S0044459620040065.

25. Romanenko K.O., Romanenko P.O., Babenko L.M., Kosakivska I.V. Peculiarities of the growth and photosynthetic pigments content in algaeculture of *Acutodesmus*

dimorphus (Tupin) P.M. Tsarenko under salt and acetate stresses // Journal of Stress Physiology & Biochemistry. 2017. № 2. Р. 45–54.

26. Субботин А.М., Симонова Е.О., Петров С.А. Штамм микроорганизмов *Achromobacter spanius* 10-50-TS2 в качестве средства повышения устойчивости растений к хлоридному засолению // Патент РФ № 2607028, 10.01.2017.

Поступила в редакцию 19.03.2021

Принята к публикации 27.04.2021

Об авторах

СИМОНОВА Екатерина Олеговна, младший научный сотрудник, ФГБУ ФИЦ Тюменский научный центр СО РАН, 625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86, Россия,

Researcher ID: R-6370-2017, <https://orcid.org/0000-0002-0238-6993>, mailsimonova@gmail.com;

СИМОНОВ Олег Анатольевич, кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, ФГБУ ФИЦ Тюменский научный центр СО РАН, 625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86, Россия,

Researcher ID: ААН-3938-2019, <https://orcid.org/0000-0003-2362-3588>, s_o_a@ikz.ru;

СУББОТИН Андрей Михайлович, кандидат биологических наук, ведущий научный сотрудник, ФГБУ ФИЦ Тюменский научный центр СО РАН, 625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86, Россия, <https://orcid.org/0000-0002-5135-3194>, researcherID: S-3256-2017, subbotin.prion@yandex.ru;

ПЕТРОВ Сергей Анатольевич, доктор медицинских наук, главный научный сотрудник, ФГБУ ФИЦ Тюменский научный центр СО РАН, 625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86, Россия, <https://orcid.org/0000-0002-1566-2299>, Researcher ID: A-7886-2016, tumiki@yandex.ru.

Информация для цитирования

Симонова Е.О., Симонов О.А., Субботин А.М., Петров С.А. Влияние бактерий, выделенных из многолетнемерзлых пород, на морфофизиологические и биохимические параметры растений в условиях хлоридного засоления // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2021, Т. 26, № 2. С. 149–158. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-10>

DOI 10.31242/2618-9712-2021-26-2-10

Influence of bacteria isolated from permafrost on morphophysiological and biochemical parameters of plants under the conditions of chloride salinity

Е.О. Simonova*, О.А. Simonov, А.М. Subbotin, S.A. Petrov

Federal State Institution Federal Research Center Tyumen Scientific Center SB RAS, Tyumen, Russia

*mailsimonova@gmail.com

Abstract. The effect of bacterial cultures isolated from permafrost (MMP) on the salt tolerance of twenty-day-old oat seedlings of the Tyumensky Holozerny variety was studied. One strain (10-50-TS2) of the *Achromobacter spanius* species and three strains of the *Bacillus* genus: 875-TS of the *Bacillus cereus* species, 312-TS and 2-06-TS1 of the *Bacillus megaterium* species were used for the study. A vegetation experiment was carried out on saline quartz sand under laboratory conditions. The coefficient of root supply and the coefficient of symmetry of seedlings were calculated, and the amount of photosynthetic pigments in

the green part of the plant was investigated. According to the results of the experiment, it is possible to evaluate the positive effect of bacterial inoculums on some measured parameters of seedlings: all four strains stimulate an increase in the number of roots, also in two variants (10-50-TS2, 2-06-TS1), the mass of roots is increased, in the variant with the use of the strain 10-50-TS2, an increase in root length was noted. The calculated coefficients of root supply and symmetry make it possible to conclude that the salt tolerance of seedlings increased in the variant with the use of the 10-50-TS2 strain. Analysis of the content of photosynthetic pigments showed that in three variants (875-TS, 312-TS, 2-06-TS1) there was an increased content of carotenoids, the content of green pigments was higher than the control one in variant 10-50-TS2. The study allowed us to conclude that the strain 10-50-TS2 (*Achromobacter spanius*) can be attributed to a wide group of PGPB, and it is possible to use it as a basis for creating a biological product that increases the resistance of plants growing on saline soils.

Key words: plant stress resistance, photosynthetic pigments, PGPB, permafrost, *Avena nudisativa* L.

References

1. Mokrani S., Nabti E.-H., Cruz C. Current advances in plant growth promoting bacteria alleviating salt stress for sustainable agriculture // *Appl. Sciences*. 2020. No. 10(20). P. 7025. <https://doi.org/10.3390/app10207025>
2. Boldyrev M.I., Kashirskaya N.Ya. Deistviya stressovykh faktorov na rasteniya // *Zashchita i Karantin Rasteniy*. 2008. No. 4. P. 14–15.
3. Koohafkan P., Stewart B.A. Water and cereals in drylands // Rome: The Food and Agriculture Organization of the United Nations and Earthscan, 2012. 113 p.
4. Goswami M., Deka S. Plant growth-promoting rhizobacteria—alleviators of abiotic stresses in soil: A review // *Pedosphere*. 2020. Vol. 30(1): 4061. [https://doi.org/10.1016/s1002-0160\(19\)60839-8](https://doi.org/10.1016/s1002-0160(19)60839-8).
5. Artamonova M.N., Potaturkina-Nesterova N.I., Bezubenkova O.E. Rol bakterialnykh simbiotov v rastitelno-mikrobnnykh assotsiatsiyakh // *Vestnik Bashkirskogo universiteta*. 2014. No. 1. P. 81–84.
6. Majeed A., Muhammad Z., Ahmad H. Plant growth promoting bacteria: role in soil improvement, abiotic and biotic stress management of crops // *Plant Cell Rep*. 2018. Vol. 37(12). P. 1599–1609. doi: 10.1007/s00299-018-2341-2.
7. Ramakrishna W., Rathoe P., Kumari R., Yadav R. Brown gold of marginal soil: Plant growth promoting bacteria to overcome plant abiotic stress for agriculture, biofuels and carbon sequestration // *Science of The Total Environment*. 2020. Vol. 711. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135062>
8. Etesami H., Glick B.R. Halotolerant plant growth-promoting bacteria: Prospects for alleviating salinity stress in plants // *Environmental and Experimental Botany*. 2020. Vol. 178. <https://doi.org/10.1016/j.envexpbot.2020.104124>.
9. Kalenova L.F., Melnikov V.P. Ekosistemy kriosfery istochnik mikroorganizmov s originalnym biologicheskim potencialom // *Nauchnye issledovaniya v Arktike*. 2018. No. 3. P. 56–64. DOI: 10.25283/2223-4594-2018-3-56-64
10. Subbotin A.M., Markevich T.V., Petrov S.A. Lechenie eksperimental'noj erozii rogovicy glaza // *Morfologiya*. 2019. No. 2(155). P. 272–273.
11. Subbotin A.M., Gnatchenko L.N., Petukhova L.A. Issledovanie fizologicheskikh parametrov kultury infuzorij *Paramecium caudatum* pri vozdejstvii filtratov bakterialnykh kultur roda *Acinetobacter* // *Vestnik Orenburgskogo Gosudarstvennogo Universiteta*. 2011. No. 12(131). P. 149–150.
12. Subbotin A.M., Narushko M.V., Bome N.A., Petrov S.A., Malchevsky V.A., Gabdullin M.A. Vliyanie mikroorganizmov iz mnogoletnemerzlykh porod na morfofiziolicheskie pokazateli yarovoj pshenicy // *Vavilovskij Zhurnal Genetiki i Selekcii*. 2016. No. 20(5). P. 666–672. DOI 10.18699/VJ16.119
13. Acuña-Rodríguez I.S., Hansen H., Gallardo-Cerda J., Atala C., Molina-Montenegro M.A. Antarctic Extremophiles: Biotechnological Alternative to Crop Productivity in Saline Soils. // *Front. Bioeng. Biotechnol*. 2019. doi: 10.3389/fbioe.2019.00022
14. Vladimirov L.N., Neustoev M.P., Tarabukina N.P. Arkticheskie shtammy *Bacillus subtilis* v sovremennoj mikrobiotekhnologii // *Veterinariya i Kormlenie*. 2020. No. 2. P. 17–20. DOI 10.30917/ATT-VK-1814-9588-2020-2-4.
15. Zashintsena A.V., Borisova Yu.V. Osnovnye faktory, ograniчивayushchie tekhnologichnost golozernogo ovsa // *Vestnik Krasnoyarskogo Gosudarstvennogo Agrarnogo Universiteta*. 2007. No. 6. P. 75–81.
16. Udovenko G.V., Semushina L.A., Sinelnikova V.N. Osobennosti razlichnykh metodov ocenki soleustojchivosti rastenij // *Metody Ocenki Ustojchivosti Rastenij k Neblagopriyatnym Usloviyam Sredy*. L.: Kolos, 1976. P. 228–238.
17. Gavrilenko V.F., Zhigalova T.V. Bolshoj praktikum po fotosintezu / pod red. I.P. Ermakova. M.: ACADEMIA, 2003. 256 p.
18. Zhirnova D.F., Pantyukhov I.V., Goldman I.V. Vliyanie azotnykh udobrenij na rostovye harakteristiki razlichnykh sortov yarovoj pshenicy // *Izvestiya Krasnoyarskogo gosudarstvennogo agrarnogo universiteta*. 2008. No. 1. P. 64–70.
19. Korobko V.V., Volkov D.P. Ustojchivost nekotorykh sortov zernovogo sorgo k raznokachestvennomu zasoleniyu // *Izv. Sarat. un-ta Nov. ser. Ser. Himiya. Biologiya. Ekologiya*. 2013. No. 2. P. 107–111.

20. Korniyasova N.A., Neverova O.A. Leaf parameters of oats under conditions of inoculation with soil microorganisms of rock dumps of a coal mine // *Izv. vuzov. North Caucasian region. Series: Natural Sciences*. 2012. No. 3. P. 71–73.
21. Davison P.A., Hunter C.N., Horton P. Over expression of β -carotene hydroxylase enhances stresstolerance in *Arabidopsis* // *Nature*. 2002. P. 418. DOI: 10.1038/nature00861
22. Derendovskaya A., Zhosan S. Hlorofilnye pokazateli i ih svyaz s produktivnostyu rastenij ozimogo yachmenya // *Stiinta Agricola*. 2008. No. 1. P. 4–7.
23. Ryktor I.A., Zubkova Yu.N., Butyugin A.V., Pogromskaya Ya.A. Vliyanie burougolnyh guminovyh udobrenij na antistressovuyu ustojchivost rastenij // *AVU*. 2012. No. 12 (104). P. 45–47
24. Maslova T.G., Markovskaya E.F., Slemnev N.N. Funkcii karotinoidov v listyah vysshih rastenij (obzor) // *ZHurnal obshchej biologii* 2020. Vol. 81, No. 4. P. 297–310. DOI: 10.31857/S0044459620040065.
25. Romanenko K.O., Romanenko P.O., Babenko L.M., Kosakivska I.V. Peculiarities of the growth and photosynthetic pigments content in algaeculture of *Acutodesmus dimorphus* (Tupin) P.M. Tsarenko under salt and acetate stresses // *Journal of Stress Physiology & Biochemistry*. 2017. № 2. P. 45–54.
26. Subbotin A.M., Simonova E.O., Petrov S.A. Shtamm mikroorganizmov *Achromobacter spanius* 10-50-TS2 v kachestve sredstva povysheniya ustojchivosti rastenij k hloridnomu zasoleniyu // Patent RF No. 2607028, 10.01.2017.

About the authors

SIMONOVA Ekaterina Olegovna, junior researcher, Federal State Institution Federal Research Centre Tyumen Scientific Centre SB RAS, 86 Malygina st., Tyumen 625026, Russia, <https://orcid.org/0000-0002-0238-6993>, Researcher ID: R-6370-2017, mailsimonova@gmail.com;

SIMONOV Oleg Anatolevich, Cand. Sci. (Physics and Mathematics), senior researcher, Federal Research Centre Tyumen Scientific Centre SB RAS, 86 Malygina st., Tyumen 625026, Russia, <https://orcid.org/0000-0003-2362-3588>, Researcher ID: AAH-3938-2019, s_o_a@ikz.ru;

SUBBOTIN Andrey Mikhailovich, Cand. Sci. (Biology), leading researcher, Federal Research Centre Tyumen Scientific Centre SB RAS, 86 Malygina st., Tyumen 625026, Russia, <https://orcid.org/0000-0002-5135-3194>, Researcher ID: S-3256-2017, subbotin.prion@yandex.ru;

PETROV Sergei Anatolevich, Dr. Sci. (Medicine), chief researcher, Federal Research Centre Tyumen Scientific Centre SB RAS, 86 Malygina st., Tyumen, 625026 Russia, <https://orcid.org/0000-0002-1566-2299>, Researcher ID: A-7886-2016, tumiki@yandex.ru.

Citation

Simonova E.O., Simonov O.A., Subbotin A.M., Petrov S.A. Influence of bacteria isolated from permafrost on morphophysiological and biochemical parameters of plants under the conditions of chloride salinity // *Arctic and Subarctic Natural Resources*. 2021, Vol. 26, No. 2. P. 149–158. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-10>

Материаловедение

УДК 678.6:677.4

DOI 10.31242/2618-9712-2021-26-2-11

Оценка начальной стадии климатического старения базальто- и стеклопластиков в условиях экстремально холодного климата

И.Г. Лукачевская, А.А. Гаврильева, А.К. Кычкин*, А.А. Кычкин,
Н.Ф. Стручков, А.А. Дьяконов

Институт физико-технических проблем Севера им. В.П. Ларионова СО РАН, Якутск, Россия

*kychkinplasma@mail.ru

Аннотация. Бурно развивающееся сегодня освоение арктических регионов требует повышенного внимания исследователей к проблеме климатического старения полимерных композитных материалов в условиях экстремально холодного климата. После двухлетнего климатического старения в условиях экстремально холодного климата г. Якутск базальтопластика (БП) на основе базальтовой ткани БТ-ПП-кв-12 и стеклопластика (СП) на основе стеклоткани Ортекс 560, пропитанных трехкомпонентным связующим, состоящим из эпоксидного полимерной матрицы ЭД-22, отвердителя Изо-МТГФА и ускорителя Агидола 53, обнаружены признаки деструкции связующего в поверхностном слое: в виде растрескивания глубиной до 1 мкм в БП и до 4 мкм в СП; в виде оголения волокон и единичных углублений не более 30 мкм. Сравнением морфологии поверхности лицевой и обратной сторон пластиков показано, что СП больше подвержен солнечному излучению, чем БП, в результате чего открытая пористость у СП оказалась в 2 раза больше, чем у БП. Обоснована применимость модели сорбции влаги, состоящей из закона Фика для диффузии при постоянных или релаксационных граничных условиях, при стационарных термовлажностных условиях. Показано, что после старения коэффициент диффузии у пластиков увеличился в 5 раз. При всем этом после 2-летнего изучаемого климатического старения наблюдается увеличение механических показателей пластиков. Таким образом, изменение рассчитанных величин, характеризующих деструкцию поверхностного слоя пластиков, может служить количественной оценкой для диагностики начальной стадии климатического старения пластика.

Ключевые слова: базальтопластик, стеклопластик, климатическое старение, диффузия влаги, открытая пористость, деструкция, доотверждение полимеров, холодный климат.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (Тема № 0297-2021-0041).

Введение

Современное научно-техническое развитие новых отраслей машиностроения и промышленности базируется на широком использовании полимерных композиционных материалов (ПКМ) на основе стеклянных, углеродных, базальтовых, органических и другого вида волокон. Преимущество ПКМ проявляется в сочетании их свойств: легкости, начальной высокой прочности, упругости и эластичности. Такое преимущество ПКМ должно сохраняться при длительной эксплуатации материала при тех или иных условиях [1, 2]. Известно, что длительное пребывание ПКМ в открытых климатических условиях вызывает их

старение – совокупность необратимых физико-химических и структурных процессов, происходящих в материалах, под воздействием внешней среды [3–5] и/или ухудшение прочностных, диэлектрических и других свойств [6, 7].

Освоение арктических регионов сегодня требует повышенного внимания исследователей к проблеме старения ПКМ в холодном климате [8–10]. Согласно актуальному аналитическому обзору [11], были выявлены противоречивые результаты по прогнозу механических свойств ПКМ в условиях экстремально холодного климата. Приведены примеры [12–15], показывающие, что ухудшение механических показателей

ПКМ после экспозиции на открытых стендах в умеренно холодном, холодном и экстремально холодном климате соизмеримо или даже более значительно, чем после пребывания в теплых и влажных регионах. В работе [16] был обоснован механизм старения ПКМ в условиях экстремально холодного климата.

Проблема старения ПКМ достаточно многофакторная, поскольку помимо сложной системы превращений, происходящих под влиянием внешних факторов в полимерной матрице, армирующих волокнах и на границе раздела полимер–наполнитель, в большинстве случаев отсутствует простая связь между превращениями и макроскопическими свойствами ПКМ. В связи с этим актуальны исследования, раскрывающие сущность физико-химических и структурных процессов в полимерной матрице, армирующих волокнах и на границе раздела полимер–наполнитель [3–5] при стационарных условиях.

Известно, что под воздействием агрессивных факторов окружающей среды за первые 1–3 года пребывания в образцах ПКМ разрушает сравнительно тонкий поверхностный слой (50–150 мкм) [3]. Далее, после 5–10 лет экспонирования разрушения распространяется на глубину образцов ПКМ до 1–2 мм [16]. При этом поверхностные деструктивные процессы не влияют на величину контролируемых деформационно-прочностных показателей ПКМ. В связи с этим перспективны показатели, обладающие чувствительностью к разрушению в поверхностном слое, такие как параметры линейной профилограммы поверхности, коэффициент диффузии влаги композита [17], а также открытая пористость композита.

Таким образом, цель работы заключается в том, чтобы дать количественную оценку поверхностной деструкции базальто- и стеклопластиков при начальной стадии климатического старения в условиях экстремально холодного климата.

Материалы и методы исследования

Объектами исследования являются образцы базальто- и стеклопластика, изготовленные методом инфузии: путем последовательной укладки армирующего материала слоями на форму, с последующей пропиткой трехкомпонентным эпоксидным связующим, состоящим из ЭД-22, ИзомТГФА, Агидола 53, и завершающим отверждением листа при температуре 160 ± 2 °С в течение 4 ч.

Лист базальтопластика (БП) (BFRP) толщиной 5 мм состоит из 15 слоев базальтовой ткани

БТ-11П-кв-12 и двух слоев (первый и последний) ТБК – 100П-кв-12. Плетение саржа. Содержание эпоксидного связующего в отвержденном образце составило $19 \pm 0,5$ % от массы БП.

Лист стеклопластика (СП) (GFRP) 5 мм состоит из 13 слоев стеклоткани Ортекс 560. Плетение плотняное. Содержание эпоксидного связующего в отвержденном образце составило $17 \pm 0,5$ % от массы СП.

Для определения влияния природных климатических факторов (температуры, влажности, осадков, солнечной радиации) образцы были выставлены на открытых площадках испытательного полигона экспериментальной площадки ИФТПС СО РАН в г. Якутск Республики Саха (Якутия) по ГОСТ 9.708-83 [18]. Испытания проводились по истечении 2 лет.

Для определения физико-механических свойств ПКМ полученные образцы были подвержены серии испытаний на растяжение и изгиб по ГОСТ 32656-2014 [19] и ГОСТ 25.604-82 [20] с применением разрывной машины «Zwick Roel Z600», тип ВРС-F0600TN.R09, серийный номер: 160088-2008 на базе ЦКП ИФТПС им. В.П. Ларионова СО РАН.

Разрушение и деструкцию связующего в поверхностном слое образцов определяли изменением рельефа поверхности образцов. Линейный профиль поверхностей образцов и его параметры измеряли с помощью профилометра SurfTest-201P. Анализ поверхности пластиков был проведен с помощью растрового электронного микроскопа JEOL JSM-7800F.

Для измерения открытой пористости были изготовлены образцы размерами $500 \times 500 \times 5$ мм. Для определения открытой пористости использовался известный апробированный метод гидростатического взвешивания по ГОСТ 9.304-87 [21, 22]. В качестве рабочей пропитывающей жидкости открытых пор покрытия был выбран керосин. Применение керосина, обладающего высокой проникающей способностью, позволяет исключить дополнительные операции пропитки, необходимые при использовании других жидкостей. Взвешивание осуществлялось на электронных весах с точностью 0,0001 г.

Открытая пористость определялась по следующей формуле:

$$P_o = \frac{V_{por}}{V_{obr}} = \frac{m_2 - m}{m_2 - m_1} 100 \%, \quad (1)$$

где V_{por} – объем сообщающихся полостей в образце; $V_{\text{обр}}$ – объем образца; m – масса сухого образца на воздухе; m_1 – масса пропитанного образца в жидкости; m_2 – масса пропитанного образца на воздухе.

Для проведения исследований влагопоглощения образцы были предварительно высушены в сушильном шкафе ШСВ-65/3,5 ООО «МИУС» (Россия, г. Тула) до постоянной массы. После чего влагонасыщение производилось при температуре 23 °С и относительной влажности 68 % в климатической камере М-75/150-1000 КТВХ ООО «Мир оборудования» (Россия, г. Санкт-Петербург). При этом периодически проводили измерения массы образцов на аналитических весах Ohaus (США) с точностью 0,0001 г., класс точности I, ГОСТ 9.707-81.

Результаты и обсуждение

Оценка изменения физико-механических свойств. Для оценки климатического воздействия экстремально холодного климата на механические свойства БП определяли пределы прочности при растяжении и изгибе исходных образцов и образцов после экспонирования (табл. 1). Изменение механических свойств отражает обобщенный показатель – относительный коэффициент сохраняемости $k_R = R_t/R_0$, где R_t принимает пределы прочности при растяжении, изгибе, измеренные после различных сроков экспонирования, R_0 принимает соответствующие пределы в исходном состоянии.

Анализ результатов экспериментов показывает незначительное уменьшение значения коэффициента сохраняемости при растяжении у БП, связанное с возможной ошибкой измерения, обусловленное взаиморасположением оси растяжения образца и направлением армирования пластика [23]. Остальные коэффициенты сохраняемости механических свойств пластиков увеличились после 2 лет экспозиции на открытых стендах в г. Якутск, характеризуемом экстремально холодным климатом. Известно, что такое увеличение показателей сохраняемости ПКМ обусловлено доотверждением полимерной матрицы и согласуется с результатами работ других исследователей [3–5, 9, 11].

Оценка поверхностной деструкции. Для количественной оценки деструкции поверхности образцов исследуемых материалов были сняты линейные профили поверхности СП (рис. 1) и БП (рис. 2) до и после климатических испытаний в течение 2 лет в экстремально холодном климате г. Якутска.

Поверхность СП (см. рис. 1) в исходном состоянии имеет относительно ровный профиль с единичными углублениями не более 25 мкм. После климатических испытаний профиль имеет более шероховатый характер с более частыми углублениями не более 30 мкм. При этом средняя линия профиля поверхности СП носит плавный характер. Морфология поверхности БП до и после климатических испытаний носит подобный характер, только в более меньших масшта-

Таблица 1

Показатели сохраняемости k_R пластиков после 2 лет экспонирования на открытых атмосферных стендах в г. Якутск

Table 1

Preservation coefficient k_R of textolite after 2 years of exposure at open atmospheric stands in Yakutsk

Вид ПКМ Reinforced plastic	Срок старения t , лет Aging period t , years	Механические показатели R Mechanical properties R	Значение коэффициента сохраняемости k_R Preservation coefficient, k_R
Базальтопластик Basalt-fibre	2	Предел прочности при растяжении Tensile strength	0,86
Стеклопластик Glass-fibre	2	Предел прочности при растяжении Tensile strength	1,11
Базальтопластик Basalt-fibre	2	Предел прочности при изгибе Flexural strength	1,18
Стеклопластик Glass-fibre	2	Предел прочности при изгибе Flexural strength	1,22

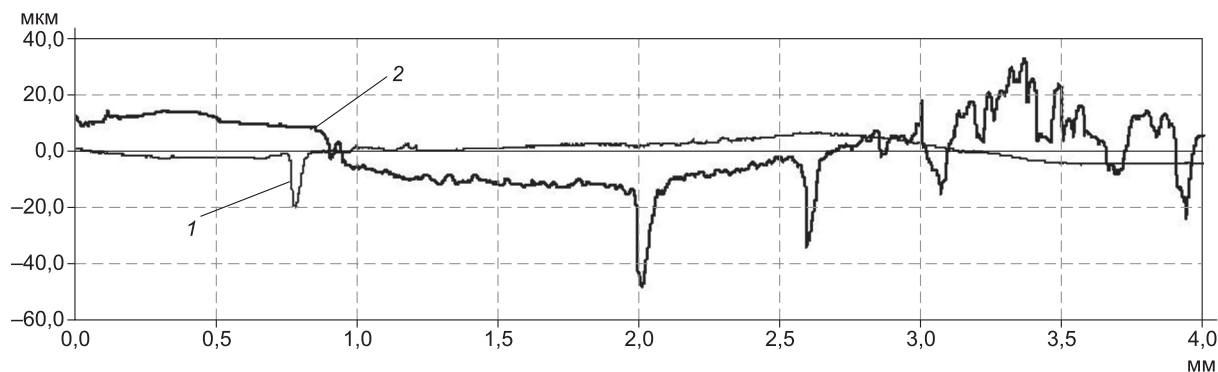


Рис. 1. Линейный профиль поверхности стеклопластика:

1 – хранившийся на складе; 2 – после 2 лет экспонирования в экстремально холодном климате г. Якутск.

Fig. 1. Linear profile of GFRP surface:

1 – was stored in a warehouse; 2 – after 2 years of exposure in extremely cold climate of Yakutsk.

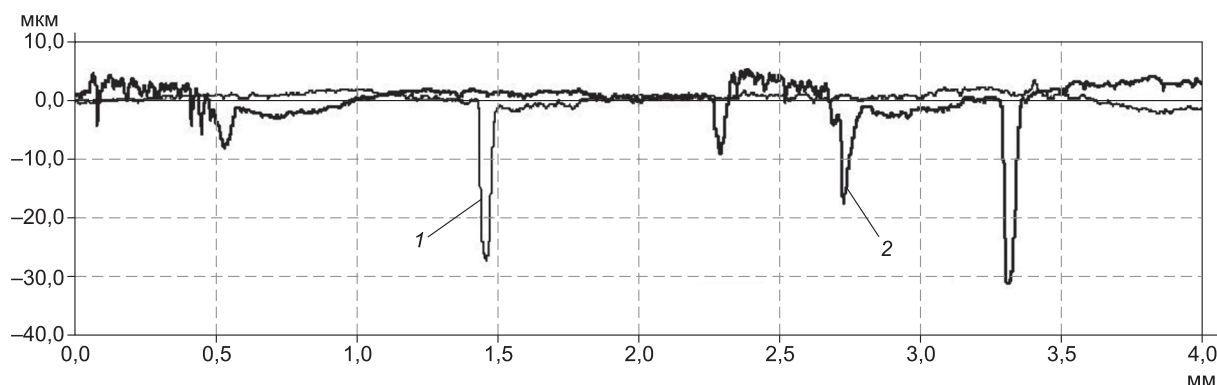


Рис. 2. Линейный профиль поверхности базальтопластика:

1 – хранившийся на складе; 2 – после 2 лет экспонирования в экстремально холодном климате г. Якутск.

Fig. 2. Linear profile of BFRP surface:

1 – was stored in a warehouse; 2 – after 2 years of exposure in extremely cold climate of Yakutsk.

бах. А именно, изменение линейного размера поверхностной деструкции полимерной матрицы пластиков можно оценить изменением значения средней шероховатости профиля. В табл. 2 представлены значения средней шероховатости.

С другой стороны, оценить изменение объема поверхностной деструкции пластиков можно изменением значения открытой пористости поверхности образцов. В табл. 3 приведены результаты измерения открытой пористости по формуле (1).

Таким образом, степень и глубина деструкции поверхности СП выше, чем степень и глубина деструкции поверхности БП после экспонирования в экстремально холодном климате. Такое различие можно объяснить, сравнив микроснимки поверхностей лицевой (обращенной к солнцу) и обратной сторон для БП и СП.

На рис. 3 представлены микроснимки лицевой, обращенной к солнцу, и обратной сторон пластиков после 2 лет экспонирования на открытых стендах в условиях экстремально холодного климата в г. Якутск.

Анализ микроснимков поверхностей показывает, что образование пор (черные точки) и оголение армирующей ткани (в виде штрихов) лицевой и обратной сторон у БП значительно меньше, чем у СП. Несмотря на то что для черной поверхности БП величина локального перегрева больше, деструкция поверхностного слоя в исследуемом СП идет быстрее. Причиной этого, как мы предполагаем, является большая глубина проникновения коротковолновой части солнечного излучения в материал СП, соответственно возникают микротрещины до 4 мкм (см. табл. 2), далее под действием переносимого ветром пе-

Таблица 2

Средние значения показателей
рельефа поверхности
базальтопластика и стеклопластика

Table 2

Average values of indicators of the surface relief
of basalt- and glass-textolite

Вид ПКМ Reinforced plastic	Состояние* Climatic exposure	Средний размах неоднородностей поверхности, мкм Average values of indicators of the surface relief, μm
Базальтопластик Basalt-fibre	И	0,70
Базальтопластик Basalt-fibre	К	1,18
Стеклопластик Glass-fibre	И	1,03
Стеклопластик Glass-fibre	К	4,08

* И — исходное состояние, К — после 2 лет экспонирования.

* И — in a warehouse, К — after 2 years in extremely cold climate.

ска (пыли, снега) и атмосферных осадков возникают единичные углубления не более 30 мкм (см. рис. 1), а также частичное обнажение стекловолокон ткани (плавный характер средних линий на рис. 1). Как показывают другие исследователи [24], в данном слое под действием УФ излучения образуются участки связующего с повышенной степенью сшивки.

Оценка изменения влагопоглощения. Наличие структурной неоднородности полимера, свободного объема в пластиках приводит к возникновению градиента концентрации влаги, т. е. диффузии влаги. Если сорбция следует закону Фика с постоянными граничными условиями, то количество сорбированной влаги должно увеличиваться линейно с увеличением корня из времени сорбции влаги вплоть до 60–70 % предельного влагонасыщения (фииковская диффузия) [24]. Экспериментальные кинетические кривые сорбции влаги для пластиков до и после экспонирования представлены на рис. 4.

Анализ кинетики сорбции влаги показывает, что, в общем, кинетика сорбции влаги в исходном состоянии и у СП, и у БП фииковская. А вот кинетика после экспонирования идет быстрее, чем фииковская. Это говорит о том, что сорбция влаги протекает по релаксационному механизму. Тогда экспериментальную кинетику сорбции влаги исходных пластиков можно аппроксимировать фи-

Таблица 3

Значения открытой пористости пластиков

Table 3

Textolite open porosity values of textolite

Вид ПКМ Reinforced plastic	Состояние* The climatic exposure	$P_o(1)$, %
Базальтопластик Basalt-fibre	И	0,13
Базальтопластик Basalt-fibre	К	0,21
Стеклопластик Glass-fibre	И	0,27
Стеклопластик Glass-fibre	К	0,44

* И — исходное состояние, К — после 24 месяцев экспонирования.

* И — in a warehouse, К — after 2 years in extremely cold climate.

ковской кинетикой [25], а экспонированных пластиков — релаксационной [26].

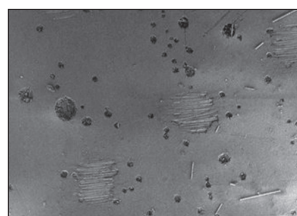
Для фииковской кинетики сорбции влаги исходных образцов количество поглощенной влаги будет описываться следующим образом:

$$M(t) = M_0 - 8M_0 \sum_{n=0}^{\infty} \frac{\exp\left(-\pi^2(2n+1)^2 \frac{D}{l^2} t\right)}{\pi^2(2n+1)^2}, \quad (2)$$

Лицевая сторона образца
Sample front

Оборотная сторона образца
Reverse side of the sample

Базальтопластик / basalt-fibre



Стеклопластик / glass-fibre

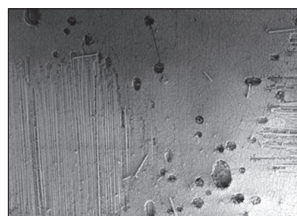


Рис. 3. Поверхность образцов (×35) пластиков после 2 лет экспозиции в экстремально холодном климате г. Якутск.

Fig. 3. The surface of the samples (×35) of the plastics after 2 years of exposure in extremely cold climate of Yakutsk.

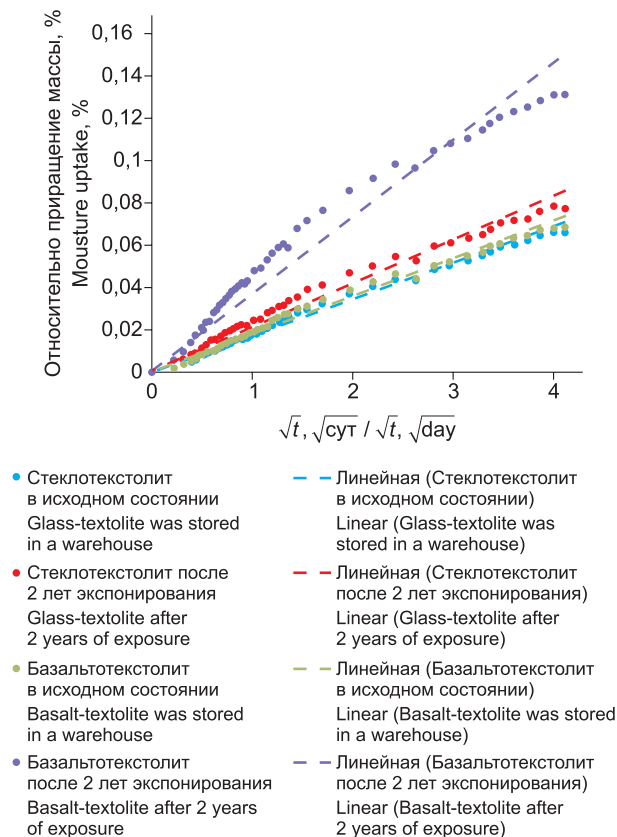


Рис. 4. Кинетика сорбции влаги пластиками при температуре 23 °С и относительной влажности 68 %.

Fig. 4. Kinetics of moisture sorption by the plastics at 23 °C and 68 % relative humidity.

где $M(t)$ – количество поглощенной влаги, M_0 определяет влагопоглощающую способность образца, D – коэффициент диффузии, l – толщина образца. Одной из известных моделей релаксационной кинетики сорбции влаги является диффузия по закону Фика с релаксационными граничными условиями, решение которой имеет вид [27]

$$M(t) = M_1 + (M_0 - M_1)e^{-rt} - 8 \sum_{k=0}^{\infty} S_k, \quad (3)$$

$$S_k = \frac{(M_0 n_k^2 \frac{D}{l^2} - M_1 r) e^{-n_k^2 \frac{D}{l^2} t} + r(M_1 - M_0) e^{-rt}}{n_k^2 (n_k^2 \frac{D}{l^2} - r)},$$

$$n_k = 2\pi(2k + 1),$$

где M_0 – предельное влагосодержание до релаксации напряжений, M_1 – предельное влагосодержание после релаксации напряжений, обусловленной поглощением влаги, r – константа релаксации.

В табл. 3 представлены вычисленные искомые параметры нелинейной регрессии, а также для оценки работоспособности модели вычислен коэффициент детерминированности, показывающий долю экспериментальных данных, описанных аппроксимацией ($R^2 = 1$: данные полностью описываются моделью):

$$R^2 = 1 - \frac{S2R}{S2 - S^2 / N} : S2R = \sum_{i=1}^N (y_i - M(t_i, \mathbf{a}))^2,$$

$$S2 = \sum_{i=1}^N y_i^2, \quad S = \sum_{i=1}^N y_i, \quad (4)$$

где y_i – экспериментальные значения сорбции влаги, $M(t_i, \mathbf{a})$ – зависимость (2) или (3), t_i – время воздействия влаги, $\mathbf{a}$ – вектор искомых параметров.

В исходном состоянии наблюдается незначительное влагопоглощение пластиков на уровне 0,073 %, коэффициенты диффузии пластиков почти равны между собой, диффузия – фиковская, все это свидетельствует о том, что пластики имеют более или менее однородную структуру и в одинаковой степени подвержены пластификации влагой. После климатических воздействий коэффициенты диффузии у пластиков увеличились примерно в 5,7 раза, что говорит о чувствительности коэффициента диффузии к поверхностной деградации пластиков, где наблюдается переменная величина предельного влагосодержания, увеличение предельного влагопоглощения у БП с 0,073 % до уровня 0,174 %, а у СП – с 0,039 % до 0,128 %. Это указывает на то, что надмолекулярная структура БП больше подвержена перестройке, чем надмолекулярная структура стеклопластика. Перестройка может быть связана, например, с образованием дополнительного свободного объема.

Заключение

Начальная стадия климатического старения исследуемых пластиков в условиях экстремально холодного климата проявляется в деструкции связующего в их поверхностном слое, мало влияющей на изменение механических свойств пластиков. Механические свойства пластиков после двухлетнего экспонирования на открытых стендах г. Якутск изменились. Показано, что такие величины, как параметры шероховатости линейного профиля поверхности, открытая пористость, коэффициент диффузии, чувствительны к деструкции поверхностного слоя пластиков. Деструкция поверхностного слоя у СП больше,

Параметры поглощения влаги и адекватности модели (2)–(4)

Table 4

Parameters of moisture absorption and model adequacy (2)–(4)

Вид пластика Reinforced plastic	Состояние* Climatic exposure	Коэффициент диффузии Diffusion coefficient $D \cdot 10^3$ (cm^2/day)	Предельное влагосодержание до релаксации Moisture saturation level before relaxation M_0 (%) in (2) or (3)	Предельное влагосодержание после релаксации Moisture saturation level after relaxation M_1 (%) (3)	Константа релаксации Relaxation constant r in (3) (1/day)	Коэффициент детерминированности Coefficient of determination R^2 (4)
Стекло- Glass-fibre	И	2,89	0,074	–	–	0,996
	К	17,35	0,039	0,128	0,037	0,998
Базальто- Basalt-fibre	И	3,31	0,073	–	–	0,994
	К	18,13	0,073	0,174	0,056	0,998

* И – исходное состояние, К – после 2 лет экспонирования.

* И – in a warehouse, К – after 2 years in extremely cold climate.

чем деструкция у БП, за счет того что СП в экстремально холодном климате подвержен большому влиянию солнечного излучения.

В исходном состоянии наблюдается незначительное влагопоглощение пластиков на уровне массовой доли влаги 0,073 % при стационарных термовлажностных условиях – температура 23 °C и относительная влажность 68 %. При этом релаксационная модель диффузии влаги указывает, что надмолекулярная структура БП больше подвержена перестройке под воздействием поглощения влаги, чем надмолекулярная структура СП. Перестройка может быть связана, например, с образованием дополнительного свободного объема.

Количественная оценка изменения предлагаемых величин, чувствительных к начальной стадии климатического старения пластиков, может являться отправной точкой для дальнейших исследований по выявлению механизмов климатического старения полимерных композиционных материалов.

Литература

1. Каблов Е.Н. Инновационные разработки ФГУП «ВИАМ» ГНЦ РФ по реализации «Стратегических направлений развития материалов и технологий их переработки на период до 2030 года» // Авиационные материалы и технологии. 2015. № 1 (34). С. 3–33. DOI: 10.18577/2071-9141-2015-0-1-3-33
2. Конструкционные композиционные материалы / под ред. Е.Н. Каблова. М.: ФГУП «ВИАМ», 2012. 58 с.
3. Каблов Е.Н., Старцев О.В., Кротов А.С., Кириллов В.Н. Климатическое старение композиционных

материалов авиационного назначения. I. Механизмы старения // Деформация и разрушение материалов. 2010. № 11. С. 19–26.

4. Каблов Е.Н., Старцев О.В., Кротов А.С., Кириллов В.Н. Климатическое старение композиционных материалов авиационного назначения. II. Релаксация исходной структурной неравновесности и градиент свойств по толщине // Деформация и разрушение материалов. 2010. № 12. С. 40–46.

5. Каблов Е.Н., Старцев О.В., Кротов А.С., Кириллов В.Н. Климатическое старение композиционных материалов авиационного назначения. III. Значимые факторы старения // Деформация и разрушение материалов. 2011. № 1. С. 34–40.

6. Павлов Н.Н. Старение пластмасс в естественных и искусственных условиях. М.: Химия, 1982. 220 с.

7. Манин В.Н. Физико-химическая стойкость полимерных материалов в условиях эксплуатации. М.: Химия, 1980. 248 с.

8. Startsev V.O., Lebedev M.P., Kychkin A.K. Influence of moderately warm and extremely cold climate on properties of basalt plastic armature // Heliyon. 2018. Vol. 4. Article e01060. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2018.e01060>

9. Каблов Е.Н., Старцев В.О. Системный анализ влияния климата на механические свойства полимерных композиционных материалов по данным отечественных и зарубежных источников // Авиационные материалы и технологии. 2018. № 2. С. 47–58. DOI: 10.18577/2071-9140-2018-0-2-47-58

10. Андреева Н.П., Павлов М.Р., Николаев Е.В., Курносоев А.О. Исследование влияния воздействия атмосферных факторов на свойства полимерного конструкционного стеклопластика на цианэфиной основе в естественных условиях холодного, умеренного и тропического климата // Труды ВИАМ. 2019. № 3(75). С. 105–114.

11. Старцев О.В., Лебедев М.П., Кычкин А.К. Старение полимерных композиционных материалов в условиях экстремально холодного климата // Известия АлтГУ. Физика. 2020. № 1(111). С. 41–51. DOI 10.14258/izvasu(2020)1-06
12. Старцев В.О. Климатическая стойкость полимерных композиционных материалов и защитных покрытий в умеренно-теплом климате: Дисс. ... д-ра техн. наук. М., 2018. 308 с.
13. Авиационные материалы. Справочник в 13 томах. Т. 13. Климатическая и микробиологическая стойкость неметаллических материалов / Е.Н. Каблов. М.: ВИАМ, 2015. 270 с.
14. Николаев Е.В., Барботько С.Л., Андреева Н.П., Павлов М.Р., Гращенков Д.В. Комплексное исследование воздействия климатических и эксплуатационных факторов на новое поколение эпоксидного связующего и полимерных композиционных материалов на его основе. Часть 4. Натурные климатические испытания полимерных композиционных материалов на основе эпоксидной матрицы // Труды ВИАМ. 2016. № 6. С. 93–108.
15. Baker D.J. Ten-Year Ground Exposure of Composite Materials Used on the Bell Model 206L Helicopter Flight Service Program. NASA Technical Paper 3468, ARL Technical Report 480. Hampton, Virginia: NASA, Sci. a. techn. information branch, 1994. 57 p.
16. Startsev O.V., Krotov A.S., Startseva L.T. Inter-layer shear strength of polymer composite materials during long term climatic ageing // Polym. Degrad. and Stab. 1999. Vol. 63. P. 183–186. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0141-3910\(98\)00086-X](https://doi.org/10.1016/S0141-3910(98)00086-X)
17. Старцев О.В., Кузнецов А.А., Кротов А.С., Аниховская Л.И., Сенаторова О.Г. Моделирование влагопереноса в слоистых пластиках и стеклопластиках // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5, № 2. С. 109–114.
18. ГОСТ 9.708-83. Единая система защиты от коррозии и старения. Пластмассы. Методы испытаний на старение при воздействии естественных и искусственных климатических факторов. М.: Изд-во стандартов, 1983. 12 с.
19. ГОСТ 32656-2014. Композиты полимерные. Методы испытаний. Испытания на растяжение. М.: Стандартиформ, 2014. 38 с.
20. ГОСТ 25.604-82. Расчеты и испытания на прочность. Методы механических испытаний композиционных материалов с полимерной матрицей (композитов). Метод испытания на изгиб при нормальной, повышенной и пониженной температурах. М.: Изд-во стандартов, 1983. 7 с.
21. ГОСТ 9.304-87. Покрытия газотермические. Общие требования и методы контроля. вед. 01.07.89. М.: Изд-во стандартов, 1988. 10 с.
22. Исакаев Э.Х., Мордынский В.Б., Подымова Н.Б., Сидорова Е.В., Школьников Е.И. Определение пористости газотермических покрытий // Физика и химия обработки материалов. 2010. № 5. С. 71–77.
23. Sasaki I., Nishizaki I. Tensile load relaxation of FRP cable system during long-term exposure tests // Proc. of the 6th International Conference on FRP Composites in Civil Engineering (CICE 2012), Rome, Italy. 13–15 June, 2012. Paper 11-691. P. 1–8.
24. Материаловедение полимеров и композиционных материалов на их основе: моногр. / В.Н. Вернигорова, С.М. Саженко. Пенза: ПГУАС, 2013. 420 с.
25. Crank J. The Mathematics of diffusion. London: Oxford University Press, 1975. P. 414.
26. Вода в полимерах: Пер. с англ. / Под ред. М. Роуланда. М.: Мир, 1984. 555 с.
27. Старцев О.В., Кузнецов А.А., Кротов А.С., Аниховская Л.И., Сенаторова О.Г. Моделирование влагопереноса в слоистых пластиках и стеклопластиках // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5, № 2. С. 109–114.

Поступила в редакцию 16.03.2021
Принята к публикации 12.05.2021

Об авторах

ЛУКАЧЕВСКАЯ Ирина Григорьевна, научный сотрудник, Институт физико-технических проблем Севера им. В.П. Ларионова СО РАН, 677980, Якутск, ул. Октябрьская, д. 1, Россия, Researcher ID: AAV-2000-2020, Scopus ID: 57203801622, mirkin1611@gmail.com;

ГАВРИЛЬЕВА Анна Андреевна, научный сотрудник, Институт физико-технических проблем Севера им. В.П. Ларионова СО РАН, 677980, Якутск, ул. Октябрьская, д. 1, Россия, Researcher ID: ABC-7487-2020, Scopus ID: 57194330692, gav-ann@yandex.ru;

КЫЧКИН Анатолий Константинович, ведущий научный сотрудник, Институт физико-технических проблем Севера им. В.П. Ларионова СО РАН, 677980, Якутск, ул. Октябрьская, д. 1, Россия, Researcher ID: D-9234-2014, Scopus ID: 35300061400, kychkinplasma@mail.ru;

КЫЧКИН Айсен Анатольевич, научный сотрудник, Институт физико-технических проблем Севера им. В.П. Ларионова СО РАН, 677980, Якутск, ул. Октябрьская, д. 1, Россия, Researcher ID: AAO-3471-2020, Scopus ID: 57215690274, icen.kychkin@mail.ru

СТРУЧКОВ Николай Федорович, старший научный сотрудник, Институт физико-технических проблем Севера им. В.П. Ларионова СО РАН, 677980, Якутск, ул. Октябрьская, д. 1, Россия, Scopus ID: 35335217600, struchkov_n@rambler.ru;

ДЬЯКОНОВ Афанасий Алексеевич, научный сотрудник, Институт физико-технических проблем Севера им. В.П. Ларионова СО РАН, 677980, Якутск, ул. Октябрьская, д. 1, Россия, Researcher ID: E-5710-2014. Scopus ID: 57204699045, afonya71185@mail.ru.

Информация для цитирования

Лукачевская И.Г., Гаврильева А.А., Кычкин А.К., Кычкин А.А., Стручков Н.Ф., Дьяконов А.А. Оценка начальной стадии климатического старения базальто- и стеклопластиков в условиях экстремально холодного климата // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2021, Т. 26, № 2. С. 159–169. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-11>

DOI 10.31242/2618-9712-2021-26-2-11

Estimate of the early stage of climatic aging of basalt- and glass-fiber reinforced plastics

I.G. Lukachevskaya, A.A. Gavrilieva, A.K. Kychkin*, A.A. Kychkin,
N.F. Struchkov, A.A. Diakonov

V.P. Larionov Institute of the Physical-Technical Problems of the North SB RAS, Yakutsk, Russia

**kychkinplasma@mail.ru*

Abstract. *At present, the rapidly expanding development of the Arctic regions requires increased attention of researchers to the problem of climatic aging of polymer composite materials in extremely cold climate. After two years of climatic aging in extremely cold climate of Yakutsk, basalt-fiber reinforced plastic (BFRP) and glass-fiber reinforced plastic (GFRP) based on basalt fabric BT-11P-kv-12 and glass fabric Ortex 560 impregnated with a three-component binder consisting of an epoxy polymer matrix ED-22, a hardener Iso-MTGFA and accelerator Agidol 53, binder destruction was found in the surface layer: in the form of cracking to a depth of up to 1 micron in BFRP and up to 4 microns in GFRP; in the form of bare fibers and single depressions no more than 30 microns deep. Comparison of the surface morphology of the front and back sides of the plastics showed that GFRP is more exposed to solar radiation than BFRP, so that the open porosity of GFRP was 2 times higher than the open porosity of BFRP. Applicability of the moisture sorption and diffusion model consisting of Fick's law for diffusion and constant or relaxation boundary conditions, under stationary thermal and humidity conditions was substantiated. It was shown that the diffusion coefficient of the plastics increased 5 times after climatic aging. With all this, an increase in the mechanical parameters of the plastics is observed after 2 years of climatic aging. Thus, the change in the calculated parameters characterizing the destruction of the surface layer of the plastics can serve as a quantitative estimate for diagnosing the early stage of climatic aging of plastics.*

Key words: basalt-fiber reinforced plastic, glass-fiber reinforced plastic, climatic aging, moisture diffusion, open porosity, destruction, post-curing of polymers, cold climate.

Acknowledgements. *The research was carried out within the State Assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Project No. № 0297-2021-0041).*

References

1. Kablov E.N. Innovacionny'e razrabotki FGUP "VIAM" GNCz RF po realizacii "Strategicheskix napravlenij razvitiya materialov i tekhnologij ix pererabotki na period do 2030 goda" // *Aviacionny'e Materialy i Tekhnologii*. 2015. No. 1 (34). P. 3–33. DOI: 10.18577/2071-9141-2015-0-1-3-33
2. *Konstrukcionny'e kompozicionny'e materialy* / pod red. E.N. Kablova. Moskva: FGUP «VIAM», 2012. 58 p.

3. *Kablov E.N., Starcev O.V., Krotov A.S., Kirillov V.N.* Klimaticheskoe starenie kompozicionny'x materialov aviacionnogo naznacheniya. I. Mexanizmy' stareniya // *Deformaciya i razrushenie materialov*. 2010. No. 11. P. 19–26.
4. *Kablov E.N., Starcev O.V., Krotov A.S., Kirillov V.N.* Klimaticheskoe starenie kompozicionny'x materialov aviacionnogo naznacheniya. II. Relaksaciya isxodnoj strukturnoj neravnovesnosti i gradient svojstv po tolshhine // *Deformaciya i razrushenie materialov*. 2010. No. 12. P. 40–46.
5. *Kablov E.N., Starcev O.V., Krotov A.S., Kirillov V.N.* Klimaticheskoe starenie kompozicionny'x materialov aviacionnogo naznacheniya. III. Znachimy'e faktory' stareniya // *Deformaciya i razrushenie materialov*. 2011. No. 1. P. 34–40.
6. *Pavlov N.N.* Starenie plastmass v estestvenny'x i iskusstvenny'x usloviyax. Moskva: Ximiya, 1982. 220 p.
7. *Manin V.N.* Fiziko-ximicheskaya stojkost' polimerny'x materialov v usloviyax e'kspluatatsii. Moskva: Ximiya, 1980. 248 p.
8. *Startsev V.O., Lebedev M.P., Kychkin A.K.* Influence of moderately warm and extremely cold climate on properties of basalt plastic armature // *Heliyon*. 2018. Vol. 4. Article e01060. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2018.e01060>
9. *Kablov E.N., Starcev V.O.* Sistemny'j analiz vliyaniya klimata na mexanicheskie svojstva polimerny'x kompozicionny'x materialov po danny'm otechestvenny'x i zarubezhny'x istochnikov // *Aviacionny'e materialy i tekhnologii*. 2018. No. 2. P. 47–58. DOI: [10.18577/2071-9140-2018-0-2-47-58](https://doi.org/10.18577/2071-9140-2018-0-2-47-58)
10. *Andreeva N.P., Pavlov M.R., Nikolaev E.V., Kurnosov A.O.* Issledovanie vliyaniya vozdejstviya atmosfery'x faktorov na svojstva polimernogo konstrukcionnogo stekloplastika na ciane'firnoj osnove v estestvenny'x usloviyax xolodnogo, umerennogo i tropicheskogo klimata // *Trudy' VIAM*. 2019. No. 3(75). P. 105–114.
11. *Starcev O.V., Lebedev M.P., Ky'chkin A.K.* Starenie polimerny'x kompozicionny'x materialov v usloviyax e'kstremal'no xolodnogo klimata // *Izvestiya AltGU. Fizika*. 2020. No. 1(111). P. 41–51. DOI [10.14258/izvasu\(2020\)1-06](https://doi.org/10.14258/izvasu(2020)1-06)
12. *Starcev V.O.* Klimaticheskaya stojkost' polimerny'x kompozicionny'x materialov i zashhitny'x pokry'tij v umerenno-teplom klimate: diss. ... d-ra techn. nauk. Moskva, 2018. 308 p.
13. *Aviacionny'e materialy*. Spravochnik v 13 tomax. Tom 13. Klimaticheskaya i mikrobiologicheskaya stojkost' nemetallicheskich materialov / E.N. Kablov. M.: VIAM, 2015. 270 p.
14. *Nikolaev E.V., Barbot'ko S.L., Andreeva N.P., Pavlov M.R., Grashhenkov D.V.* Kompleksnoe issledovanie vozdejstviya klimaticheskix i e'kspluatatsionny'x faktorov na novoe pokolenie e'poksidnogo svyazuyushhego i polimerny'x kompozicionny'x materialov na ego osnove. Chast' 4. Naturny'e klimaticheskie ispy'taniya polimerny'x kompozicionny'x materialov na osnove e'poksidnoj matricy // *Trudy' VIAM*. 2016. No. 6. P. 93–108.
15. *Baker D.J.* Ten-Year Ground Exposure of Composite Materials Used on the Bell Model 206L Helicopter Flight Service Program. NASA Technical Paper 3468, ARL Technical Report 480. Hampton, Virginia: NASA, Sci. a. techn. information branch, 1994. 57 p.
16. *Startsev O.V., Krotov A.S., Startseva L.T.* Interlayer shear strength of polymer composite materials during long term climatic ageing // *Polym. Degrad. and Stab.* 1999. Vol. 63. P. 183–186. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0141-3910\(98\)00086-X](https://doi.org/10.1016/S0141-3910(98)00086-X)
17. *Starcev O.V., Kuznecov A.A., Krotov A.S., Anixovskaya L.I., Senatorova O.G.* Modelirovanie vlagoperenosa v sloisty'x plastikax i stekloplastikax // *Fizicheskaya mezomexanika*. 2002. Vol. 5, No. 2. P. 109–114.
18. *GOST 9.708-83.* Edinaya sistema zashhity' ot korrozii i stareniya. Plastmassy'. Metody' ispy'tanij na starenie pri vozdejstvii estestvenny'x i iskusstvenny'x klimaticheskix faktorov. M.: Izd-vo standartov, 1983. 12 p.
19. *GOST 32656-2014.* Kompozity' polimerny'e. Metody' ispy'tanij. Ispy'taniya na rastyazhenie. M.: Standartinform, 2014. 38 p.
20. *GOST 25.604-82.* Raschety' i ispy'taniya na prochnost'. Metody' mexanicheskich ispy'tanij kompozicionny'x materialov s polimernoj matricей (kompozitov). Metod ispy'taniya na izgib pri normal'noj, povy'shennoj i ponizhennoj temperaturax. M.: Izd-vo standartov, 1983. 7 p.
21. *GOST 9.304-87.* Pokry'tiya gazotermicheskie. Obshhie trebovaniya i metody' kontrolya. ved. 01.07.89. M.: Izd-vo standartov, 1988. 10 p.
22. *Isakaev E'X., Mordy'nskij V.B., Pody'mova N.B., Sidorova E.V., Shkol'nikov E.I.* Opredelenie poristosti gazotermicheskich pokry'tij // *Fizika i ximiya obrabotki materialov*. 2010. № 5. S. 71–77.
23. *Sasaki I., Nishizaki I.* Tensile load relaxation of FRP cable system during long-term exposure tests // *Proc. of the 6th International Conference on FRP Composites in Civil Engineering (CICE 2012)*, Rome, Italy. 13–15 June, 2012. Paper 11-691. P. 1–8.
24. *Materialovedenie* polimerov i kompozicionny'x materialov na ix osnove: monogr. / V.N. Vernigorova, S.M. Sadenko. Penza: PGUAS, 2013. 420 p.
25. *Crank J.* The Mathematics of diffusion. London, Oxford University Press, 1975. P. 414.
26. *Voda* v polimerax: Per. s angl./Pod red. M. Roulenda. M.: Mir, 1984, 555 s.
27. *Starcev O.V., Kuznecov A.A., Krotov A.S., Anixovskaya L.I., Senatorova O.G.* Modelirovanie vlagoperenosa v sloisty'x plastikax i stekloplastikax // *Fizicheskaya mezomexanika*. 2002. Vol. 5, No. 2. P. 109–114.

About the authors

LUKACHEVSKAYA Irina Grigoreevna, researcher, V.P. Larionov Institute of Physical-Technical Problems of the North SB RAS, 1 Oktyabrskaya st., Yakutsk 677980, Russia,
Researcher ID: AAV-2000-2020, Scopus ID: 57203801622, mirkin1611@gmail.com;

GAVRIL'EVA Anna Andreevna, researcher, V.P. Larionov Institute of Physical-Technical Problems of the North SB RAS, 1 Oktyabrskaya st., Yakutsk 677980, Russia,
Researcher ID: ABC-7487-2020, Scopus ID: 57194330692, gav-ann@yandex.ru;

KYCHKIN Anatolii Konstantinovich, leading researcher, V.P. Larionov Institute of Physical-Technical Problems of the North SB RAS, 1 Oktyabrskaya st., Yakutsk 677980, Russia,
Researcher ID: D-9234-2014, Scopus ID: 35300061400, kychkinplasma@mail.ru;

KYCHKIN Ajsen Anatoleevich, researcher, V.P. Larionov Institute of Physical-Technical Problems of the North SB RAS, 1 Oktyabrskaya st., Yakutsk 677980, Russia,
Researcher ID: AAO-3471-2020, Scopus ID: 57215690274, icen.kychkin@mail.ru;

STRUCHKOV Nikolaj Fedorovich, senior researcher, V.P. Larionov Institute of Physical-Technical Problems of the North SB RAS, 1 Oktyabrskaya st., Yakutsk 677980, Russia,
Scopus ID: 35335217600, struchkov_n@rambler.ru;

DYAKONOV Afanasii Alekseevich, researcher, V.P. Larionov Institute of Physical-Technical Problems of the North SB RAS, 1 Oktyabrskaya st., Yakutsk 677980, Russia,
Researcher ID: E-5710-2014, Scopus ID: 57204699045, afonya71185@mail.ru.

Citation

Lukachevskaya I.G., Gavrilieva A.A., Kychkin A.K., Kychkin A.A., Struchkov N.F., Diakonov A.A. Estimate of the early stage of climatic aging of basalt- and glass-fiber reinforced plastics // Arctic and Subarctic Natural Resources. 2021, Vol. 26, No. 2. P. 159–169. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-11>

Исследование трения скольжения модифицированных износостойких порошковых покрытий с металлическими контртелами

Д.И. Лебедев*, Г.Г. Винокуров

Институт физико-технических проблем Севера им. В.П. Ларионова СО РАН, Якутск, Россия

*uranhai@rambler.ru

Аннотация. В настоящее время для упрочнения и восстановления деталей техники в ремонтном производстве широко применяются высокоэнергетические технологии нанесения износостойких порошковых покрытий. Физико-механические свойства и структура покрытий существенно влияют на их эксплуатационные характеристики при трении с металлической поверхностью металлического контртела – детали машин и механизмов. Поэтому для оценки износостойкости пары трения необходимо установить влияние структуры и свойств порошковых покрытий на фрикционное взаимодействие с материалом контртела. Следует выявить, как особенности свойств и структуры покрытия будут проявляться в процессах изнашивания обеих контактных поверхностей трения. В работе методом металлографического анализа и профилометрии изучены контактные поверхности при трении скольжения износостойких покрытий с модифицирующими добавками корунда Al_2O_3 , ультрадисперсных шпинелей $CoAl_2O_4$ и $SrAl_2O_4$ с контртелами из различных материалов – твердого сплава ВК6, сталей марок ШХ15 и Ст6. Установлены основные механизмы повреждения контактных поверхностей трения. Показано, что изнашивание и формирование профилей контактных поверхностей зависит от соотношения износостойкости покрытия и контртела. Для описания трения порошкового покрытия с металлическим контртелом при установившемся изнашивании разработана статистическая модель на основе биномиального распределения удаленных частиц износа обеих контактных поверхностей.

Ключевые слова: покрытие, контртело, трение скольжения, износ, профиль, статистическое моделирование, биномиальное распределение.

Введение

С развитием тенденции ресурсосбережения в промышленности для упрочнения и восстановления поверхности деталей машин и механизмов широко применяются высокоэнергетические технологии нанесения износостойких покрытий (плазменное, газопламенное и детонационное напыление, электродуговая металлизация проволоками и др.) [1–3]. В последующем износостойкие порошковые покрытия подвергаются трению скольжения с металлическим контртелом – контактной деталью узла трения машин и механизмов.

Как известно, износостойким порошковым покрытиям свойственна высокая степень неоднородности структуры – наличие избыточных фаз, слоистое строение и пористость. Физико-механические свойства упрочняющих фаз и неоднородная структура порошковых покрытий определяют эксплуатационные характеристики обработанной

детали техники. При этом для оценки износостойкости пары трения необходимо установить влияние структуры и свойств порошковых покрытий на процессы трения скольжения с материалом контртела.

В настоящее время существуют многочисленные исследования покрытий и материалов с покрытиями, в которых рассматриваются свойства собственно покрытий (пористость, адгезия, износостойкость и др.). Исследований фрикционного взаимодействия материалов с покрытиями значительно меньше, чем работы по изучению свойств только покрытий. Однако, вопрос влияния покрытий на износостойкость обработанной детали в целом значительно сложнее и не может быть полностью решен исследованием структуры и свойств только покрытий.

Таким образом, исследование фрикционного взаимодействия износостойких модифицированных покрытий с металлическими контртелами

является актуальной научно-практической проблемой. Решение ее позволит научно обосновать технологию получения покрытий с заданным уровнем физико-механических свойств, обеспечит разработку способов подбора металлического контртела для повышения износостойкости узла трения в целом.

Целью данной работы является установление закономерностей изнашивания и формирования профилей модифицированного порошкового покрытия и металлического контртела при трении скольжения для разработки статистической модели их фрикционного взаимодействия.

Материалы и методика экспериментальных исследований

Объектами аналитического исследования в работе являются износостойкие покрытия, полученные при различных режимах электродуговой металлизации порошковой проволоки с тугоплавкими добавками корунда, также в работе исследовались износостойкие покрытия с ультрадисперсными модифицирующими добавками. Данные виды износостойких порошковых покрытий являются разработками Института физико-технических проблем Севера им. В.П. Ларионова СО РАН (ИФТПС СО РАН) [4–6]. В качестве модифицирующих добавок износостойких порошковых покрытий использовались добавки корунда Al_2O_3 и ультрадисперсные шпинели $CoAl_2O_4$ и $CuAl_2O_4$, получаемые в процессе плазмохимического синтеза (порошки шпинели производства АО «NEOMAT», Латвия, средний размер частиц порядка ~ 100 нм).

Выбор ультрадисперсных добавок $CoAl_2O_4$ и $CuAl_2O_4$ основан на том положении, что соединения шпинелей практически не активируются на контакте при трении и в случае их формирования в покрытии как упрочняющей фазы повышение износостойкости будет возможно как за счет модифицирования структуры, так и за счет введения упрочняющей фазы. Матрицу порошкового материала для напыления составляет промышленный самофлюсующийся порошок ПР-Н70ХТ7С4Р4 системы Ni–Cr–B–Si [5, 6].

Порошковая проволока разработки ИФТПС СО РАН, содержащая тугоплавкий корунд Al_2O_3 , состоит из стальной оболочки с шихтой из смеси порошков феррохрома и оксида алюминия следующего состава: углерод 0,47–0,51 масс. %; хром 2–4 масс. %; оксид алюминия 10–15 масс. %; железо – остальное [4]. Диаметр порошковой

проволоки равен 2,0 мм; исходный коэффициент заполнения составляет $\sim 0,35$ –0,4. Износостойкие покрытия с тугоплавкими добавками корунда Al_2O_3 нанесены на установке электродуговой металлизации ЭДУ-500 (ООО «Вега-1», г. Комсомольск-на-Амуре) при следующих технологических режимах электродуговой металлизации: ток дуги $I = 280$ –300 А, дистанция напыления $L = 130$ мм, напряжения дуги составляли $U = 30, 35$ и 40 В.

Металлографический анализ структуры износостойких порошковых покрытий проведен на микроскопах «Neophot-32» и «Axio Observer D1m». Микроструктурные исследования проводились на сканирующем электронном микроскопе TM3030 («Hitachi», Япония).

Для исследования изнашивания модифицированных покрытий были проведены испытания на износ на машине трения СМЦ-2 при следующих режимах: нагрузка 372,4 Н и 735 Н, частота вращения вала 5 об./с, трение сухое. На основе анализа работ и методик испытаний на износ выбрана схема трения «диск–колодка». По соответствующим размерам были изготовлены контртела из твердосплавного материала ВК6 и сталей марок ШХ15 и Ст6, которые значительно различаются по твердости (микротвердости покрытия ~ 7000 –11000 МПа, сплава ВК6 ~ 9000 МПа и стальных контртел ~ 2300 МПа соответственно).

Поверхность трения исследовалась профилометром SJ-201P и на стереоскопическом микроскопе «Stemi 2000C» через каждые 4500 циклов трения; по выбранной схеме трения один цикл машины трения соответствует пути трения, равному $1,96 \times 10^{-2}$ м. Измерения шероховатости проводились на четырех маркированных диаметрально противоположных участках образца с покрытием, затем данные усреднялись по всей поверхности трения.

Обработка экспериментальных результатов проведена в программной среде MathCad и в электронных таблицах Excel.

Экспериментальные исследования фрикционного взаимодействия порошковых покрытий с металлическими контртелами

Процесс изнашивания материалов при трении скольжения определяется так называемой фактической площадью контакта, которая существенно зависит от текущих состояний профилей контактных поверхностей трения. Неоднородная случай-

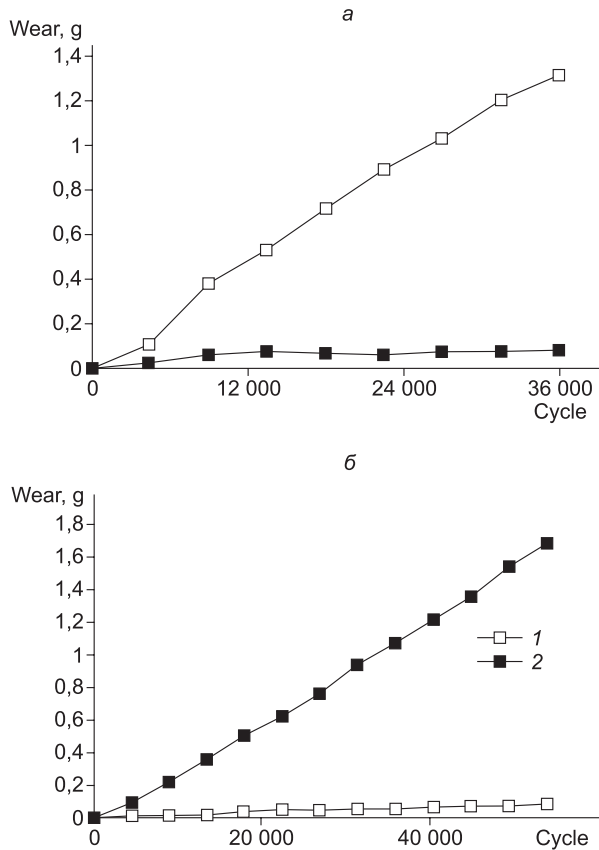


Рис.1. Массовый износ пары трения.

a: 1 – покрытие с CuAl_2O_4 , 2 – контртело ВК6; *б:* 1 – покрытие с CuAl_2O_4 , 2 – контртело Ст6.

Fig. 1. Mass wear of the friction pair.

a: 1 – coating with CuAl_2O_4 , 2 – counterbody ВК6; *б:* 1 – coating with CuAl_2O_4 , 2 – counterbody Ст6.

ная структура порошкового покрытия, которая формируется при неравновесных условиях напыления, несомненно, влияет на формирование профилей контактных поверхностей трения.

На рис. 1 приведены сравнительные данные массового износа пары трения покрытие–контртело для покрытия с ультрадисперсными добавками CuAl_2O_4 в зависимости от количества циклов машины трения.

Для данного покрытия контртела были изготовлены из твердосплавного материала ВК6 (рис. 1, *a*) и из стали марки Ст6 (рис. 1, *б*). В кривых массового износа обеих поверхностей трения наблюдаются незначительные участки приработки, для которых интенсивность износа отличается нестабильностью. Далее, начиная с ≈ 5000 –10 000 циклов, практически начинается режим установившегося износа, наблюдается равномерное повышение массового износа пары трения до конца испытаний (см. рис. 1). В целом наблюдается значительная разница массовых износов покрытия и контртела, обусловленная различной твердостью материалов покрытия и контртел из ВК6 и Ст6.

Металлографическим анализом контактных поверхностей трения установлено, что присутствуют основные механизмы повреждения контактных областей: упругое и пластическое отеснение, микрорезание, выкрашивание, отслоение, вырывы, которые являются характерными при трении скольжения материалов [7–10]. В основ-

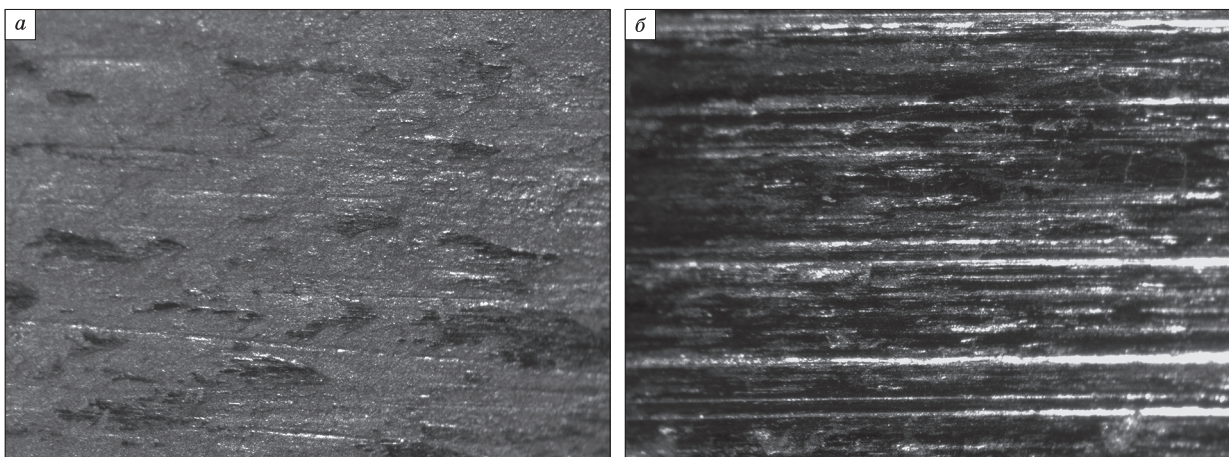


Рис. 2. Поверхности трения износостойкого покрытия с модифицирующими добавками CoAl_2O_4 (*a*) и контртела из Ст6 (*б*); увеличение 20 $\times$.

Fig. 2. Friction surfaces of a wear-resistant coating with modifying additives CoAl_2O_4 (*a*) and a counterbody made of steel Ст6 (*б*); magnification 20 $\times$.

ном наблюдается известный механизм повреждения микрорезанием: частицы износа покрытия внедряются в стальной материал контртела и в последующем перемещаются по поверхности трения с образованием борозд, канавок и рисок различной ширины (рис. 2). Вследствие образования окалины поверхность трения стального контртела «разрыхляется», что также отражается на микрогеометрии поверхности (см. рис. 2, б).

Далее, в работе на основе профилометрических измерений выявлены закономерности формирования микрогеометрии поверхности износостойких модифицированных порошковых покрытий при трении скольжения с металлическими контртелами. На рис. 3 приведены экспериментальные характеристики микрогеометрии поверхности трения износостойких модифицированных покрытий с тугоплавкими добавками корунда Al_2O_3 и с ультрадисперсными добавками шпинели $CuAl_2O_4$. Как установлено профилометрическими исследованиями и видно из графиков, распределение координат равновесного (при больших значениях пути трения) профиля поверхности трения покрытий в основном является одномодальным и характеризуется высокой симметрией (см. рис. 3).

Статистическая модель фрикционного взаимодействия порошкового покрытия с металлическим контртелом

Как показывают исследования, профили контактных поверхностей трения имеют сложную форму и распределяются случайным образом. Процесс усталостного разрушения при трении скольжения также зависит от многочисленных случайных факторов, влияющих на образование частиц износа. Поэтому наравне с детерминистическим подходом на основе теории усталости, многие исследования для описания процесса изнашивания использовали различные статистические подходы [11–14].

В данной работе при построении статистической модели использована схема трения скольжения, принятая в усталостной теории износа [7–10]: рассматривается трение двух тел с номинально плоскими поверхностями. Одно из тел имеет порошковую истираемую поверхность трения; а износ и формирование профиля металлического контртела зависит от текущей микрогеометрии покрытия. Для построения математической модели приняты следующие вероятностные допущения:

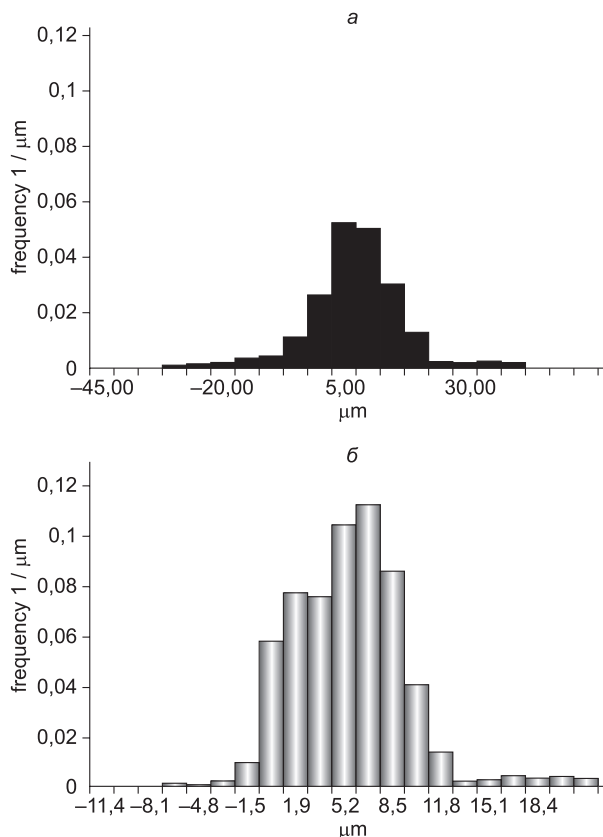


Рис. 3. Гистограммы координат равновесного профиля поверхности трения износостойких покрытий.

a – 9000 циклов; покрытие с тугоплавкими добавками Al_2O_3 , *б* – 36000 циклов, покрытие с ультрадисперсными добавками, содержание $CuAl_2O_4$ 0,2 %; нагрузка 735 Н, частота вращения вала 5 об/с.

Fig. 3. Histograms of coordinates of the equilibrium profile of the friction surface wear-resistant coatings.

a – 9000 cycles; coating with refractory additives Al_2O_3 , *b* – 36000 cycles, coating with ultradispersed additives, $CuAl_2O_4$ content 0.2 %; load 735 N, shaft speed 5 r/s.

- Удаления частиц износа порошкового покрытия при трении скольжения являются независимыми событиями с постоянной вероятностью (испытания Бернулли с биномиальным распределением).

- Удаление частицы износа металлического контртела при трении скольжения является дополнительным событием к удалению частицы износа порошкового покрытия.

Для большей наглядности биномиальное распределение количества удаленных частиц покрытия и металлического контртела построим в общих координатах. Пусть где p_{Π} , p_K вероятности удаления частицы износа из покрытия и контртела соответственно. Учитывая формулы для дополнительных событий $p_{\Pi} + p_K = 1$, общего

количества испытаний Бернулли $l = k_{\Pi} + k_{\text{К}}$, введем общие обозначения $k = k_{\Pi} = k_{\text{К}}$, $p = p_{\Pi} = p_{\text{К}}$. Тогда можно получить функцию для биномиального распределения удаленных частиц в общем виде [15, 16]:

$$F(k, l) = \frac{(l)!}{k!(l-k)!} p^k (1-p)^{l-k}. \quad (1)$$

Данное выражение описывает удаление частиц износа покрытия и металлического контртела в зависимости от общего количества испытаний Бернулли (пути трения), для этого надо подставить $p = p_{\Pi}$ или $p = p_{\text{К}}$ – вероятности удаления частицы износа из покрытия или контртела соответственно.

Как известно, существует аналитическое выражение для числовой характеристики случайной величины k , распределенной по биномиальному закону (1) – математического ожидания $\langle k(l) \rangle$, которое зависит от общего количества испытаний Бернулли – пути трения [15, 16]:

$$\langle k(l) \rangle = lp, \quad (2)$$

где также надо подставить $p = p_{\Pi}$ или $p = p_{\text{К}}$ – вероятности удаления частицы износа из покрытия или контртела соответственно.

Физический смысл данной числовой характеристики случайной величины можно определить использованием матричной двумерной вероятностно-геометрической модели макроструктуры порошкового покрытия. Авторами ранее было показано, что математическое ожидание $\langle k(l) \rangle$ (2) соответствует линейному износу материала [17].

На рис. 4, а приведены математические ожидания (2) биномиального распределения удаленных частиц (линейного износа) покрытия и контртела в зависимости от пути трения. Как и следовало ожидать, на стадии установившегося изнашивания линейный износ описывается прямыми линиями. Наклон прямых линейного износа определяется значениями вероятностей p_{Π} и $p_{\text{К}}$. В данном случае имеем $p_{\Pi} = 0,3$, $p_{\text{К}} = 0,7$, поэтому линейный износ менее износостойкого стального контртела проходит выше, чем у покрытия. Таким образом, графики массового износа на рис. 4, а соответствуют установленным уровням износостойкости покрытия и стального контртела: уровень износостойкости покрытия выше износостойкости стали Ст6 (см. рис. 1, б, рис. 4, а).

На рис. 4, б приведены полученные функции удаленных частиц (1) в зависимости от пути тре-

ния при вероятностях удаления частиц из покрытия и контртела также $p_{\Pi} = 0,3$, $p_{\text{К}} = 0,7$. В начальной стадии изнашивания у функции $F(k, l)$, которая при $l = 0$ равна 1, при возрастании пути трения увеличивается интервал ненулевых значений, одновременно происходит снижение ее максимума (см. рис. 4, б).

Смещение максимума вправо по оси k отражает систематическое возрастание случайной величины k – удаленных частиц износа материала. Как видно из графиков, при данном соотношении вероятностей удаления частиц смещение максимума функции контртела происходит более значительными темпами – износ стального контртела выше, чем у покрытия (см. рис. 1, б, рис. 4, а).

Как видно из графиков рис. 4, б, при одинаковых значениях пути трения распределения удаленных частиц из покрытия и металлического контртела по форме одинаковы, отличаются только смещением, т. е. математическим ожиданием. Соответствующие распределения удаленных частиц покрытия и контртела попарно идентичны (кривые 1 и 6, 2 и 7, 3 и 8, 4 и 9, 5 и 10, см. рис. 4, б). Это означает равенство среднеквадратических отклонений двух распределений покрытия и контртела при одинаковых значениях пути трения.

Также при больших значениях пути трения $l \approx 90$ наблюдается формирование нормального распределения удаленных частиц износа покрытия и контртела в полном согласии с локальной теоремой Муавра–Лапласа (см. кривые 5 и 10 на рис. 4, б).

Следует отметить, что классические представления трибологии [7–14] основываются на общеизвестном положении, что координаты профиля равновесной поверхности трения описываются нормальным распределением, симметричным относительно математического ожидания (см. рис. 3). Поэтому разработанный статистический подход для описания установившегося изнашивания порошкового покрытия и металлического контртела на основе локальной теоремы Муавра–Лапласа дает статистическое обоснование данной гипотезы.

Заключение

1. Металлографическим анализом и методом профилометрии изучены контактные поверхности при трении скольжения износостойких покрытий с модифицирующими добавками корун-

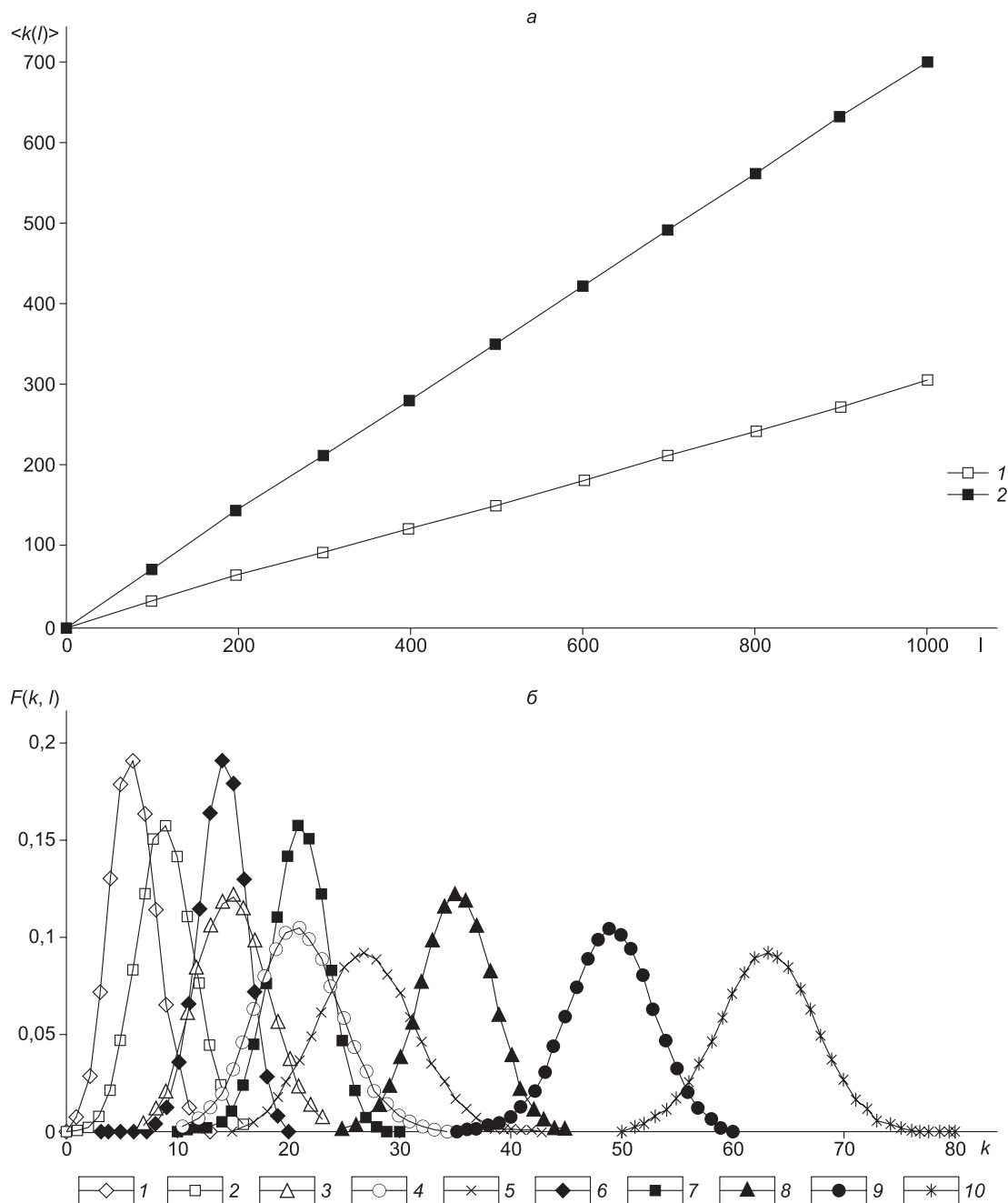


Рис. 4. Массовый износ (а) и биномиальные распределения (б) удаленных частиц износа покрытия и контртела в зависимости от пути трения.

а: 1 – покрытие, 2 – контртело. б: покрытие 1 – $l = 10$, 2 – $l = 30$, 3 – $l = 50$, 4 – $l = 70$, 5 – $l = 90$; контртело: 6 – $l = 10$, 7 – $l = 30$, 8 – $l = 50$, 9 – $l = 70$, 10 – $l = 90$; $p_{\Pi} = 0,3$, $p_K = 0,7$.

Fig. 4. Mass wear (а) and binomial distributions (б) of removed wear particles of the coating and counterbody, depending on the friction path;

а: 1 – coating, 2 – counterbody. б: coverage: 1 – $l = 10$, 2 – $l = 30$, 3 – $l = 50$, 4 – $l = 70$, 5 – $l = 90$; counterbody: 6 – $l = 10$, 7 – $l = 30$, 8 – $l = 50$, 9 – $l = 70$, 10 – $l = 90$; $p_c = 0,3$, $p_k = 0,7$.

да Al_2O_3 и ультрадисперсных шпинелей CoAl_2O_4 и CuAl_2O_4 с контртелами из твердого сплава ВК6, сталей ШХ15 и Ст6. Установлены следую-

щие механизмы повреждения контактных зон поверхностей трения: упругое и пластическое отеснение, микрорезание, выкрашивание, от-

слоение, вырывы, которые являются характерными при трении скольжения материалов.

2. Показано, что изнашивание и формирование профилей контактных поверхностей зависят от соотношения износостойкости покрытия и контртела. Профилометрическими измерениями установлено, что распределение координат профиля равновесной поверхности покрытий с модифицирующими добавками корунда Al_2O_3 и ультрадисперсных шпинелей $CoAl_2O_4$ и $CuAl_2O_4$ является одномодальным и характеризуется высокой симметрией.

3. Для статистического описания фрикционного взаимодействия порошкового покрытия с металлическим контртелом при установившемся изнашивании разработана теоретико-вероятностная модель на основе биномиального распределения удаленных частиц износа. События удаления частиц покрытия и контртела предполагаются дополнительными, общее количество испытаний Бернулли соответствует пути трения.

Разработанный теоретико-вероятностный подход на основе теоремы Муавра–Лапласа дает статистическое обоснование гипотезы нормальности распределения профилей равновесных поверхностей трения покрытия и контртела. На стадии установившегося изнашивания линейный износ описывается прямыми линиями, наклон которых определяется уровнями износостойкости покрытия и контртела.

Литература

1. Кудинов В.В., Пекшев П.Ю., Белащенко В.Е., Солоненко О.П., Сафиуллин В.А. Нанесение покрытий плазмой. М.: Наука, 1990. 408 с.
2. Бороненков В.Н., Коробов Ю.С. Основы дуговой металлизации. Физико-химические закономерности. Екатеринбург.: Изд-во Уральского университета, 2012. 268 с.
3. Архипов В.Е. Газодинамическое напыление. Структура и свойства покрытий. М.: Красанд, 2017. 239 с.
4. Патент 93019989/02 Российская Федерация, Порошковая проволока для получения покрытий; заявл. 14.04.1993; опубл. 20.11.1995, Бюл. № 32. 3 с.
5. Патент 2040570 Российская Федерация, МПК C22C19/05, C23C4/06. Порошковый материал для га-

зотермического напыления / Болотина Н.П., Милохин С.Е., Ларионов В.П., Виноградов А.В., Стафеев Л.П., Цилен У.А., Смилга А.А., Лобзов С.Н. // заявитель и патентообладатель Ин-т физико-техн. проблем Севера СО РАН; заявл. 06.07.92; опубл. 25.07.95.

6. Патент 2042728 Российская Федерация, МПК C22C19/05, C23C4/06. Порошковый материал для газотермического напыления. / Болотина Н.П., Милохин С.Е., Ларионов В.П., Виноградов А.В., Стафеев Л.П., Цилен У.А., Смилга А.А., Лобзов С.Н. // заявитель и патентообладатель Ин-т физико-техн. проблем Севера СО РАН; заявл. 06.05.93; опубл. 27.08.95.

7. Крагельский И.В., Добычин М.Н., Комбалов В.С. Основы расчетов на трение и износ. М.: Машиностроение, 1977. 526 с.

8. Справочник по триботехнике / под ред. М. Хебды, А.В. Чичинадзе. М.: Машиностроение, 1989. Т. 1. 400 с.

9. Попов В.Л. Механика контактного взаимодействия и физика трения. От нанотрибологии до динамики землетрясений. М.: Издательская фирма «Физико-математическая литература», 2013. 352 с.

10. Комбалов В.С. Влияние шероховатости твердых тел на трение и износ. М.: Наука, 1974. 112 с.

11. Кордонский Х.Б., Харач Г.М., Артамоновский В.П., Непомнящий Е.Ф. Вероятностный анализ процесса изнашивания. М.: Наука, 1968. 56с.

12. Лининьш О.А., Рудзит Я.А. Расчет интенсивности изнашивания пар трения скольжения с применением случайных полей к описанию шероховатости // Трение и износ. 1991. Т. 12, № 4. С. 581–587.

13. Холодиков О.В., Калмыкова Т.Ф. Вероятностный подход к построению количественных критериев оценки состояний фрикционного контакта // Трение и износ. 1990. Т. 11, № 5. С. 921–925.

14. Горицкий Ю.А., Главатских С.Б., Бражников Ю.С. Марковская модель взаимодействия шероховатых поверхностей // Трение и смазка в машинах и механизмах. 2014. № 2. С. 11–20.

15. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М.: Наука, 1964. 576 с.

16. Смирнов Н.В., Дунин-Барковский И.В. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. М.: Наука, 1965. 512 с.

17. Vinokurov G., Popov O. Statistical approaches to describe the macrostructure formation and wear of powder coatings and materials obtained by high-energy methods. Moscow: Academia Publishers, 2013. 160 p.

Поступила в редакцию 11.03.2021

Принята к публикации 12.05.2021

Об авторах

ЛЕБЕДЕВ Дмитрий Иосифович, кандидат технических наук, научный сотрудник, Институт физико-технических проблем Севера им. В.П. Ларионова СО РАН, 677980, Якутск, ул. Октябрьская, 1, Россия, <https://orcid.org/0000-0003-4176-4711>, uranhai@rambler.ru;

ВИНОКУРОВ Геннадий Георгиевич, кандидат технических наук, ведущий научный сотрудник, Институт физико-технических проблем Севера им. В.П. Ларионова СО РАН, 677980, Якутск, ул. Октяб́рская, 1, Россия,
<https://orcid.org/0000-0003-1454-6293>, g.g.vinokurov@iptpn.ysn.ru.

Информация для цитирования

Лебедев Д.И., Винокуров Г.Г. Исследование трения скольжения модифицированных износостойких порошковых покрытий с металлическими контртелами // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2021, Т. 26, № 2. С. 170–178. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-12>

DOI 10.31242/2618-9712-2021-26-2-12

Study of the sliding friction of modified wear resistant powder coatings with metal counterbodies

D.I. Lebedev*, G.G. Vinokurov

V.P. Larionov Institute of the Physical-Technical Problems of the North, SB RAS, Yakutsk, Russia
 *uranhai@rambler.ru

Abstract. Currently, high-energy technologies for applying wear-resistant powder coatings are widely used to strengthen and restore parts of equipment in repair production. Physical-mechanical properties and the structure of coatings significantly affect their performance in friction with the metal surfaces of metal counterbodies – parts of machines and mechanisms. Therefore, to assess the wear resistance of a friction pair, it is necessary to establish the effect of the structure and properties of powder coatings on the frictional interaction with the material of the counterbody. It is necessary to identify how the features of the properties and structure of the coating will manifest themselves in the processes of wear of both contact surfaces of friction. In this work, the method of metallographic analysis and profilometry was used to study the contact surfaces during sliding friction of wear-resistant coatings with modifying additives of corundum Al_2O_3 , ultrafine spinels $CoAl_2O_4$ and $CuAl_2O_4$ with counterbodies made of various materials – hard VK6 alloy, ShKh15 and St6 steel. The main mechanisms of damage to the contact surfaces of friction have been established. It is shown that wear and the formation of the profiles of the contact surfaces depends on the ratio of the wear resistance of the coating and the counterbody. To describe the friction of a powder coating with a metal counterbody during steady-state wear, a statistical model has been developed on the basis of the binomial distribution of the removed wear particles of both contact surfaces.

Key words: coating, counterbody, sliding friction, wear, profile, statistical modeling, binomial distribution.

References

1. Kudinov V.V., Pekshev P.YU., Belashchenko V.Ye., Solonenko O.P., Safiullin V.A. Nanoseniye pokrytiy plazmoy. M.: Nauka, 1990. 408 p.
2. Boronenkov V.N., Korobov Yu.S. Osnovy dugovoy metallizatsii. Fiziko-khimicheskiye zakonomernosti. Yekaterinburg.: Izdatel'stvo Ural'skogo uni-versiteta, 2012. 268 p.
3. Arkhipov V.Ye. Gazodinamicheskoye napyleniye. Struktura i svoystva po-krytiy. M.: Krasand, 2017. 239 p.
4. Patent 93019989/02 Rossiyskaya Federatsiya, Poroshkovaya provoloka dlya polucheniya pokrytiy; zayavl. 14.04.1993; opubl.20.11.1995, Byul. № 32. 3 p.
5. Patent 2040570 Rossiyskaya Federatsiya, MPK C22C19/05, C23C4/06. Poroshkovyy material dlya gazotermicheskogo napyleniya / Bolotina N.P., Milokhin S.Ye., Larionov V.P., Vinogradov A.V., Stafetskiy L.P., Tsiyelen U.A., Smilga A.A., Lobzov S.N. // zayavitel' i patentoobladatel' In-t fiziko-tekhn. problem Severa SO RAN; zayavl. 06.07.92; opubl. 25.07.95.
6. Patent 2042728 Rossiyskaya Federatsiya, MPK C22C19/05, C23C4/06. Poroshkovyy material dlya ga-

zotermicheskogo napyleniya / Bolotina N.P., Milokhin S.Ye., Larionov V.P., Vinogradov A.V., Stafetskiy L.P., Tsiyelen U.A., Smilga A.A., Lobzov S.N. // *zayavitel' i patentoobladatel' In-t fiziko-tekhn. problem Severa SO RAN*; zayavl. 06.05.93; opubl. 27.08.95.

7. *Kragel'skiy I.V., Dobychin M.N., Kombalov V.S. Osnovy raschetov na treniye i iznos. M.: Mashinostroyeniye, 1977. 526 p.*

8. *Spravochnik po tribotekhnike / pod red. M. Kheb-dy, A.V. Chichinadze. M.: Mashinostroyeniye, 1989. Vol. 1. 400 p.*

9. *Popov V.L. Mekhanika kontaktnogo vzaimodeystviya i fizika treniya. Ot nanotribologii do dinamiki zemletryaseny. M.: Izdatel'skaya firma "Fiziko-matematicheskaya literatura", 2013. 352 p.*

10. *Kombalov V.S. Vliyaniye sherokhovatosti tverdykh tel na treniye i iznos. M.: Nauka, 1974. 112 p.*

11. *Kordonskiy Kh.B., Kharach G.M., Artamonovskiy V.P., Nepomnyashchiy Ye.F. Veroyatnostnyy analiz protsessa iznashivaniya. M.: Nauka, 1968. 56 p.*

12. *Linin'sh O.A., Rudzit Ya.A. Raschet intensivnosti iznashivaniya par treniya skol'zheniya s primeneni-
em sluchaynykh poley k opisaniyu sherokhovato-sti // Treniye i iznos. 1991. Vol. 12, No. 4. P. 581–587.*

13. *Kholodilov O.V., Kalmykova T.F. Veroyatnostnyy podkhod k postroyeniyu kolichestvennykh kriteriyev otsenki sostoyaniy friktsionnogo kontakta // Treniye i iznos. 1990. Vol. 11, No. 5. P. 921–925.*

14. *Goritskiy Yu.A., Glavatskikh S.B., Brazhnikova Yu.S. Markovskaya model' vzaimodeystviya sherokhovatykh poverkhnostey // Treniye i smazka v mashinakh i mekhanizмах. 2014. No. 2. P. 11–20.*

15. *Ventsel' Ye.S. Teoriya veroyatnostey. M.: Nauka, 1964. 576 p.*

16. *Smirnov N.V., Dunin-Barkovskiy I.V. Kurs teorii veroyatnostey i matematicheskoy statistiki dlya tekhnicheskikh prilozheniy. M.: Nauka, 1965. 512 p.*

17. *Vinokurov G., Popov O. Statistical approaches to describe the macrostructure formation and wear of powder coatings and materials obtained by high-energy methods. Moscow: Academia Publishers, 2013. 160 p.*

About the authors

LEBEDEV Dmitriy Iosifovich, Cand. Sci. (Engineering), researcher, V.P. Larionov Institute of Physical-Technical Problems of the North SB RAS, 1 Oktyabrskaya st., Yakutsk 677980, Russia, <https://orcid.org/0000-0003-4176-4711>, uranhai@rambler.ru;

VINOKUROV Gennady Georgievich, Cand. Sci. (Engineering), leading researcher, V.P. Larionov Institute of Physical-Technical Problems of the North SB RAS, 1 Oktyabrskaya st., Yakutsk 677980, Russia, <https://orcid.org/0000-0003-1454-6293>, g.g.vinokurov@iptpn.ysn.ru.

Citation

Фамилия И.О. Study of the sliding friction of modified wear resistant powder coatings with metal counterbodies // *Arctic and Subarctic Natural Resources*. 2021, Vol. 26, No. 2. P. 170–178. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2021-26-2-12>

XI Всероссийская научно-практическая конференция «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России»

XI All-Russian Scientific and Practical Conference «Geology and Mineral Resources of the North-East of Russia»

С 5 по 7 апреля 2021 года в Якутске на площадке пространства коллективной работы «Точка кипения – Якутск» Северо-Восточного федерального университета состоялась XI Всероссийская научно-практическая конференция «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России». Организаторами конференции выступили Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Сибирское отделение РАН и Академия наук Республики Саха (Якутия). На конференции в очно-заочном формате приняли участие около 200 представителей из 11 городов России из 35 научно-исследовательских, образовательных и производственных организаций. Ведущими учеными в области наук о Земле обсуждены вопросы геологии, геоэкологии, экологии, добычи полезных ископаемых на территории Северо-Востока РФ и намечены направления для будущих исследований и разработок.

На пленарной сессии академик РАН Николай Похиленко представил доклад о перспективах выявления коренных месторождений алмазов и благородных металлов в арктических районах Сибирской платформы. Валентин Афанасьев пред-

ставил доклад о новой парадигме алмазоносности Сибирской платформы, в которой осветил проблемы докембрийских и нетрадиционных источников алмазов. Яна Легостаева рассказала о геоэкологических исследованиях при освоении месторождений полезных ископаемых и отметила важность процессов рекультивации объектов после их разработки. Главный геолог АО «Якутск-геология» К.А. Воробьев доложил о перспективах расширения минерально-сырьевой базы Республики Саха (Якутия).

Доклады секции «Геология и минералогия месторождений полезных ископаемых Северо-Востока России» были посвящены условиям формирования, минералого-геохимическим особенностям и возрастным характеристикам месторождений благородных металлов и алмазов, а также углеводородному потенциалу восточной части Сибирской платформы. Большое внимание было уделено современным методикам обработки геолого-геофизической информации. На секции «Тектоника, геодинамика и эволюция литосферы Северо-Востока России» были представлены новые данные о возрасте и составе пород Омолонского террейна, Уяндино-Ясачненской магматической дуги и гранитоидов главного пояса (Северо-Восток Азии). Часть докладов была посвящена биостратиграфическим и петрографическим исследованиям. В докладах секции «Гидрогеология, геоэкология и мерзловедение» большое внимание было уделено эколого-геохимической ситуации вод и почв в зонах влияния горнодобывающих и перерабатывающих предприятий. На секции «Техника и технология разведки и добычи полезных ископаемых» обсуждались современные технологии разведки и разработки месторождений, затронуты проблемы эффективности их применения в условиях криолитозоны и влияния на окружающую среду.

На конференции был представлен богатый фактический материал, полученный как непосредственно в экспедициях, так и с использованием самых современных методов анализа, в том числе палеомагнитных, рентгеноструктурных, рентгеноспектральных, изотопных, терми-



На открытии конференции

Академик РАН Н.П. Похиленко, д.г.-м.н. В.П. Афанасьев, директор ИГАБМ СО РАН В.Ю. Фридовский

At the opening of the conference

Academician N.P. Pokhilenko, Dr.Sci. V.P. Afanasyev, Director of IGABM SB RAS V.Yu. Fridovsky



На секции «Геология и минералогия месторождений полезных ископаемых Северо-Востока России»

At the section «Geology and Mineralogy of Deposits in the North-East of Russia».

ческих, геофизических, дистанционных и др. При обсуждении заслушанных на конференции докладов были подняты дискуссионные вопросы, показана необходимость комплексного, междисциплинарного подхода к проводимым исследованиям.

В заключении конференции отмечено, что геологическая отрасль обеспечивает минерально-сырьевую безопасность Российской Федерации. В настоящее время как в России, так и за рубежом большое внимание уделяется разработке фундаментальных научных основ современных технологий прогнозирования перспективных территорий, усовершенствованию и разработке современных методик оценки месторождений стратегически важных видов минерального сырья, а также моделированию методов воспро-

изводства минерально-сырьевой базы. В рамках научно-практической конференции рассмотрен большой круг фундаментальных и прикладных вопросов, связанных с решением этих основных задач современной геологии.

В выступлениях отмечалось, что конференция стала традиционным научным мероприятием все-российского масштаба. Ее ежегодное проведение способствует установлению новых научных контактов и дальнейшему укреплению сотрудничества научных и производственных коллективов, интеграции науки, образования и сектора реальной экономики различных регионов России.

По результатам конференции подготовлен сборник материалов, электронная версия которого размещена на сайте конференции <https://engeo.ysn.ru/>.

*Л. Полуфунтикова,
зам. декана геолого-разведочного
фак-та СВФУ им. М.К. Аммосова*

Редактор *Н.А. Ливищ*
Корректурa *Н.В. Счастнева*
Компьютерная верстка *И.В. Мелехов*
Обложка *Б.В. Яковлев*

Дата выхода в свет 20.07.2021. Формат 60×84 1/8. Печать цифровая
Усл. п.л. 17. Тираж 100 экз. Заказ № 7. Цена свободная.

Адрес редакции:

677007, г. Якутск, пр. Ленина, 33, тел. 8(4112) 39-06-64, <http://nras.asrsya.ru>

Адрес издателя:

677007, г. Якутск, пр. Ленина, 33, ГБУ «Академия наук Республики Саха (Якутия)»,
тел. 8(4112) 33-57-11, e-mail: anrsya@mail.ru

Адрес издательства:

Издательство СО РАН
630090, Новосибирск, Морской просп., 2
E-mail: psb@sibran.ru
тел. (383) 330-80-50
Отпечатано в Издательстве СО РАН
Интернет-магазин Издательства СО РАН
<http://www.sibran.ru>

