

ВЕСТНИК СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФЕДЕРАЛЬНОГО УНИВЕРСИТЕТА
ИМЕНИ М.К. АММОСОВА.
VESTNIK OF NORTH-EASTERN FEDERAL UNIVERSITY.
СЕРИЯ “НАУКИ О ЗЕМЛЕ. EARTH SCIENCES”

Сетевое научное периодическое издание
Издается с 2016 года
Издание выходит 4 раза в год

Учредитель и издатель: Федеральное государственное автономное образовательное учреждение
высшего образования «Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова»

№ 3 (43) 2026

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ СЕРИИ

Главный редактор
А.Н. Николаев, д. б. н.

Заместитель главного редактора
Е.Э. Соловьев, к. г. – м. н.
Выпускающий редактор
С.Н. Левина, к.г.н.

Члены редакционной коллегии:

Витченко А. Н., доктор географических наук; *Власов Б. П.*, доктор географических наук; *Ганзей К. С.*, доктор географических наук; *Железняк М. Н.*, доктор геолого-минералогических наук; *Лопух П. С.*, доктор географических наук; *Пестрякова Л. А.*, доктор географических наук; *Полуфунтикова Л. И.*, кандидат геолого-минералогических наук; *Семенов Ю. М.*, доктор географических наук; *Субетто Д. А.*, доктор географических наук; *Тананаев Н. И.*, кандидат географических наук; *Тесленок С. А.*, кандидат географических наук; *Толстов А. В.*, доктор геолого-минералогических наук; *Федоров А. Н.*, доктор географических наук; *Федотов А. П.*, доктор геолого-минералогических наук; *Фридовский В. Ю.*, доктор геолого-минералогических наук; *Черных Д. В.*, доктор географических наук; *Basseka Charles Antoine*, PhD; *Cao Xianyong*, PhD; *Dai Changlei*, PhD; *Mvondo Owono François*, PhD; *Yanhui You*, PhD; *Zhang Ze*, PhD.

Адрес учредителя и издателя: 677000, г. Якутск, ул. Белинского, 58

Адрес редакции: 677013, г. Якутск, ул. Ойунского ул., 27
Тел./факс: +7 (4112) 36-15-18. e-mail: vestnik_geo@mail.ru. <https://vfuzeml.elpub.ru/jour/index>
Северо-Восточный федеральный университет
<http://s-vfu.ru/universitet/rukovodstvo-i-struktura/strukturnye-podrazdeleniya/unir/vestnik-svfu/>

VESTNIK OF NORTH-EASTERN FEDERAL UNIVERSITY.
«EARTH SCIENCES»

Network scientific periodical

Published since 2016

The frequency of publication is 4 times a year

The founder and publisher is Federal State Autonomous Educational Institution of Higher Education
“The M. K. Ammosov North-Eastern Federal University”

№ 3 (43) 2026

EDITORIAL BOARD OF THE SERIES

Editor-in-Chief

A. N. Nikovaev, Doctor of Biological Sciences

Deputy Editor-in-Chief

E. E. Solovyov, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences

S.N. Levina, Candidate of Geographical Sciences

Members of the Editorial Board of the Series:

A. N. Vitchenko, Doctor of Geographical Sciences; *B. P. Vlasov*, Doctor of Geographical Sciences; *K. S. Ganzey*, Doctor of Geographical Sciences; *M. N. Zheleznyak*, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences; *P. S. Lopukh*, Doctor of Geographical Sciences; *L. A. Pestryakova*, Doctor of Geographical Sciences; *L. I. Polufuntikova*, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences; *Y. M. Semenov*, Doctor of Geographical Sciences; *D. A. Subetto*, Doctor of Geographical Sciences; *N. I. Tananaev*, Candidate of Geographical Sciences; *S. A. Teslenok*, Candidate of Geographical Sciences; *A. V. Tolstov*, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences; *A. N. Fedorov*, Doctor of Geographical Sciences; *A. P. Fedotov*, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences; *V. Y. Fridovsky*, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences; *D. V. Chernykh*, Doctor of Geographical Sciences; *Basseka Charles Antoine*, PhD; *Cao Xianyong*, PhD; *Dai Changlei*, PhD; *Mvondo Owono François*, PhD; *Yanhui You*, PhD; *Zhang Ze*, PhD.

Founder and publisher address: The North-Eastern Federal University, Belinsky str, 58, Yakutsk, 677000.

Editors Office address: The North-Eastern Federal University, Oyunsky st, 27, Yakutsk, 677013

Telephone/Fax: +7 (4112) 36-15-18. e-mail: vestnik_geo@mail.ru. <https://vfuzeml.elpub.ru/jour/index>

<http://s-vfu.ru/universitet/rukovodstvo-i-struktura/strukturnye-podrazdeleniya/unir/vestnik-svfu/>

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОЛОГИЯ

- Иванов А. И., Иванов, М. С. Журавлев А. И., Лоскутов Е. Е.* Типоморфизм породообразующих минералов андезитов Карабуранского комплекса Половинкинской впадины (Алдано-Становой щит)..... 5
- Третьякова О.Г., Третьяков М.Ф., Третьяков К.М.* Анализ геолого-структурных условий локализации Хохсолахской золото-сурьмяной зоны и новые перспективы ее рудоносности (Северный склон Сетте-Дабана, Юго-Восточная Якутия) 34

ГЕОГРАФИЯ

- Евсеева Н.С., Квасникова З.Н., Каширо М.А., Зайцева В.Ю.* Суффозионно-просадочные процессы и их влияние на микрорельеф и развитие талой эрозии почв пашни юго-востока Томской области 45
- Курбанова Л.В.* Сезонная динамика фитопланктона поверхностного и придонного слоев Авачинской губы (Юго-Восточная Камчатка) в весенне-летний период 2025 года..... 57
- Новоприезжая В.А.* Прогнозное тепловое состояние пород Южной Якутии при нарушении растительного покрова и потеплении климата 69
- Тананаев Н.И., Игнатьева Ю.И., Захаров М.И.* Пространственно-временные вариации циклонической активности летнего периода над территорией Республики Саха (Якутия) в период с 1950 по 2022 г..... 82
- Шепелев А.Г., Черепанова А.М., Максимов Т.Т.* Ландшафтно-генетическая обусловленность валового и гранулометрического состава почвообразующих пород мерзлотных экосистем Якутии 99

CONTENT

GEOLOGY

Ivanov A.I., Ivanov M.S., Zhuravlev A.I., Loskutov E.E. Typomorphism of rock-forming minerals of andesites from the Karaburan Complex of the Polovinkinskaya Depression (Aldan-Stanovoy shield) 5

Tretiakova O.G., Tretiakov M.F., Tretiakov K.M. An analysis of geological and structural conditions of localization of the Khokhsolakh gold-antimony zone and new prospects for its ore content (Northern slope of Sette-Daban, Southeastern Yakutia) 34

GEOGRAPHY

Evseeva N.S., Kvasnikova Z.N., Kashiro M.A., Zaitseva V.Yu. Suffosion-subsidence processes and their influence on the microrelief and development of thaw soil erosion of arable lands in the southeast of Tomsk region 45

Kurbanova L.V. Seasonal dynamics of phytoplankton in the surface and bottom layers of Avacha Bay (Southeastern Kamchatka) during spring–summer period of 2025 57

Novopriezzhaia V.A. Predicted thermal state of ground in South Yakutia under vegetation cover disturbance and climate warming 69

Tananaev N.I., Ignatyeva Yu.I., Zakharov M.I. Spatio-temporal variability of cyclonic activity during summer season over the Sakha Republic (Yakutia) in 1950 – 2022 82

Shepelev A.G., Cherepanova A.M., Maximov T. Kh. Landscape-genetic determination of the gross and granulometric composition of soil-forming rocks of permafrost ecosystems of Yakutia 99

ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.93+551.24+550.4+552.2

<https://doi.org/10.25587/2587-8751-2026-1-5-33>

Научная оригинальная статья

**ТИПОМОРФИЗМ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ
АНДЕЗИТОВ КАРАБУРАНСКОГО КОМПЛЕКСА
ПОЛОВИНКИНСКОЙ ВПАДИНЫ (АЛДАНО-СТАНОВОЙ ШИТ)***А. И. Иванов*, М. С. Иванов, А. И. Журавлев, Е. Е. Лоскутов*

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,

г. Якутск, Российская Федерация

e-mail: leps_2002@mail.ru

Аннотация. Впервые рассмотрены химические составы породообразующих минералов из андезитов Половинкинской впадины, локализованной в центральной части Алдано-Станового щита, на границе Тындинского и Нимнырского террейнов. Полученные в ходе микрозондовых исследований данные по составам минералов рассчитывались по программам MagMin PT, WinPytox и COMAGMAT, с целью систематики и определения термодинамических параметров кристаллизации минералов вкрапленников, а также возможной металлогенической специализации андезитов. В результате чего, были установлены: плагиоклаз (олигоклаз, андезин первой и второй генераций), а также андезин микролитов основной массы, пироксен (авгит, диопсид), Са-амфибол (эденит, паргасит) и Mg-биотит. Показано, что кристаллизация олигоклаза и андезина двух генераций проходила в условиях, близких таковым для плагиоклазов андезитов островных дуг и активных континентальных окраин: при высокой активности кислорода ($\log fO_2 = -5,04 \dots -6,86$) и росте температур от 1090°C до 1124°C при снижении давления от 12 кбар до 4,5 кбар. Состав и условия кристаллизации плагиоклазов и пироксенов подтверждают мнение предшественников об участии субдуцированной океанической коры Монголо-Охотского бассейна в формировании материнских магматических очагов мезозойского алданского комплекса. На основе выделенных интервалов зависимости P-T условий кристаллизации минералов от глубины: (I) 36-24 км, (II) 24-12 км, (III) 12-6 км и (IV) 6-2 км, высказана точка зрения о существовании в мезозое промежуточных магматических камер. В соответствии с результатами анализа типоморфных характеристик амфиболов и биотитов (фугитивности кислорода и активность воды), а также геологических предпосылок эволюции андезитов, было высказано мнение о возможности обнаружения в пределах Половинкинской впадины золоторудных систем эпитермального типа.

Ключевые слова: андезиты, Половинкинская впадина, условия кристаллизации, геобарометр, геотермометр, фугитивность кислорода, потенциал воды, плагиоклаз, пироксен, амфибол, биотит.

Финансирование. Работа выполнена в рамках проекта НИР FUG-2024-0005 ИГАБМ СО РАН.

Для цитирования: Иванов А. И., Иванов, М. С. Журавлев А. И., Лоскутов Е. Е. Типоморфизм породообразующих минералов андезитов Карабуранского комплекса Половинкинской впадины (Алдано-Становой щит). *Вестник СВФУ.* 2026;(3): 5-33. DOI: 10.25587/2587-8751-2026-1-5-33

TYPOMORPHISM OF ROCK-FORMING MINERALS OF ANDESITES FROM THE KARABURAN COMPLEX OF THE POLOVINKINSKAYA DEPRESSION (ALDANO-STANOVVOY SHIELD)

Aleksey I. Ivanov, Michil S. Ivanov, Anatoly I. Zhuravlev, Evgeny E. Loskutov*

Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS,

Yakutsk, Russian Federation

*leps_2002@mail.ru

Abstract. This study presents an inaugural analysis of rock-forming mineral chemistry within andesites from the Polovinkinskaya Depression, situated at the junction of the Tynda and Nimnyr terranes in the central Aldan-Stanovoy Shield. Utilizing microprobe data processed through MagMin PT, WinPyrox, and COMAGMAT, we evaluated the systematics, thermodynamic crystallization conditions, and potential metallogenic significance of these rocks. The mineral assemblage includes plagioclase (oligoclase and two generations of andesine), groundmass andesine microlites, pyroxenes (augite and diopside), Ca-amphiboles (edenite and pargasite), and Mg-biotite. Our findings indicate that plagioclase crystallization occurred under conditions analogous to those found in island arcs and active continental margins, characterized by high oxygen fugacity ($\log f_{O_2} = -5.04$ to -6.86), temperatures ranging from 1090°C to 1124°C , and pressures decreasing from 12 to 4.5 kbar. These data support the hypothesis that subducted oceanic crust from the Mongol-Okhotsk Basin contributed to the Mesozoic Aldan magmatic sources. Furthermore, the identified P-T depth intervals (36–24, 24–12, 12–6, and 6–2 km) suggest the presence of intermediate Mesozoic magma chambers. Finally, an assessment of amphibole and biotite typomorphism, combined with the geological evolution of the andesites, indicates a high potential for epithermal gold mineralization in the region.

Keywords: andesites, Polovinkinskaya depression, crystallization conditions, geobarometer, geothermometer, oxygen fugacity, water potential, plagioclase, pyroxene, amphibole, biotite

Funding. The article was prepared within the framework of the research project FUG-2024-0005 IGABM SB RAS.

For citation: Ivanov A.I., Ivanov M.S., Zhuravlev A.I., Loskutov E.E. Typomorphism of rock-forming minerals of andesites from the Karaburan Complex of the Polovinkinskaya Depression (Aldan-Stanovoy shield). *Vestnik of North-Eastern Federal University. Earth Sciences*. 2026;(3): 5-33. DOI: 10.25587/2587-8751-2026-1-5-33

Введение

Половинкинская впадина локализована в центральной части Алдано-Станового щита, на границе Тындинского и Нимнырского террейнов [1] (рис. 1). Территория сложена докембрийскими метаморфическими комплексами и терригенно-осадочными породами платформенного чехла [1]. Здесь выделяются древние структуры кристаллического фундамента (южная часть Алданского щита, северное окончание Становой складчатой области), осложненные структурами этапа глыбовых деформаций среднего протерозоя (?) и мезозоя, и платформенный чехол. Территория является частью обширной области, превратившейся в платформу уже к началу нижнего протерозоя. В связи с орогенезом на сопредельных с юга территориях в протерозойскую и мезозойскую эпохи в пределах района проявились процессы тектонической активизации.

Геология мезозойского периода активизации рассматриваемой территории характеризуется развитием обширного интрузивного магматизма, представленного штоками, силлами и дайками диоритов, монцодиоритов, гранитов и пород основного состава. В данный этап, также образовались покровы андезитов, которые впервые были выделены при геологоразведочных работах в Половинкинской впадине (рис. 2) и до нынешнего времени не были изучены. Проблемы генезиса андезитов привлекают внимание многих исследователей [2, 3, 4 и др.]. Несмотря на

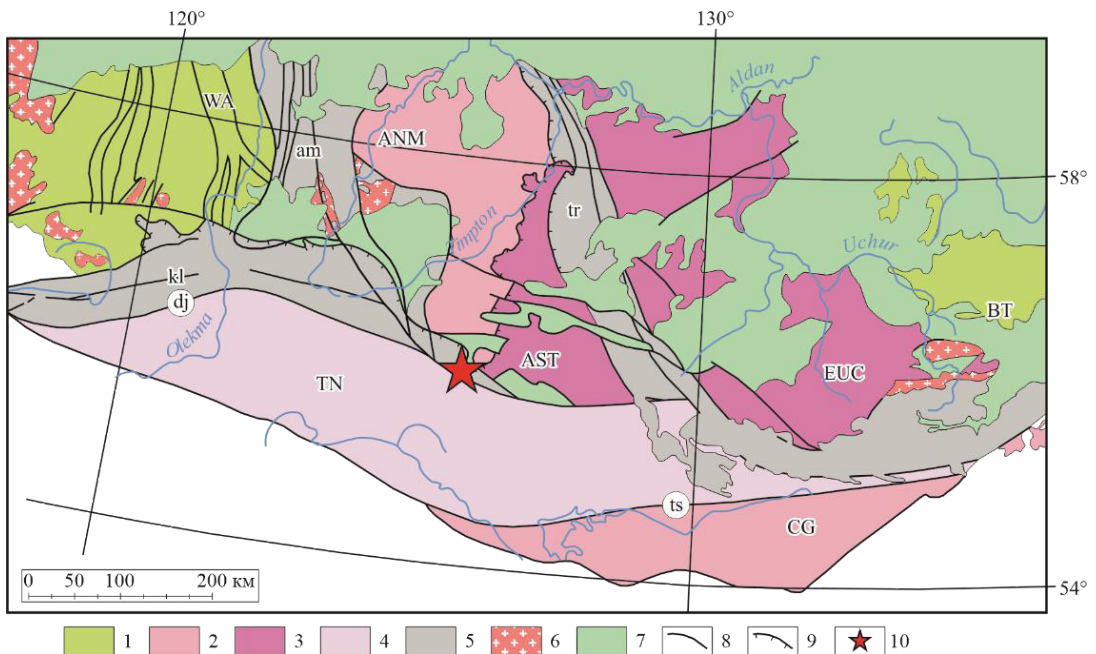


Рис. 1. Тектоническая схема Алдано-Станового щита [1].

Условные обозначения: 1 – гранит-зеленокаменные террейны (WA – Западно-Алданский, BT – Батомгский); 2 – гранулит-ортогнейсовые террейны (ANM – Нимнырский, CG – Чогарский); 3 – гранулит-парагнейсовые террейны (AST – Сутамский, EUC – Учурский); 4 – Тоналит-тронджемит-гнейсовые террейны (TN – Тындинский); 5 – зоны тектонического меланжа (am – Амгинская, kl – Каларская, tr – Тыркандинская); 6 – сшивающие раннепротерозойские граниты; 7 – чехол Сибирской платформы; 8 – разломы (dj – Джелтулакский, ts – Таксакандинский); 9 – надвиги; 10 – район работ.

Fig. 1. Tectonic scheme of the Aldan-Stanovoy Shield [1].

Legend: 1 – granite-greenstone terranes (WA – West Aldan, VT – Batomga); 2 – granulite-ortogneiss terranes (ANM – Nimnyr, CG – Chogar); 3 – granulite-paragneiss terranes (AST – Sutam, EUC – Uchur); 4 – Tonalite-trondhjemite-gneiss terranes (TN – Tynda); 5 – zones of tectonic mélange (am – Amginsky, kl – Kalar, tr – Tyrkanda); 6 – sutured Early Proterozoic granites; 7 – cover of the Siberian platform; 8 – faults (dj – Dzhehtulakh, ts – Taksakanda); 9 – thrusts. 10 – work area.

длительный период изучения этих пород, вопрос об их происхождении остается дискуссионным, включающий два основных направления – формирование андезитов непосредственно в субдущированной мантии [5] или же в результате процессов в вышележащей коре [6, 7]. Присутствие их характерно для зрелых островных дуг и активных континентальных окраин [8, 9, 10 и др.], что не противоречит имеющимся представлениям о эволюции и строении рассматриваемого региона. Так, по мнению Л.М. Парфенова и А.И. Ханчука [1, 11, 12], тектоно-магматическая активизация в пределах Алдано-Станового щита обусловлена закрытием Монголо-Охотского палеоокеана и последующей коллизией Сибирского и Северо-Китайского кратонов. В раннемеловую эпоху этот процесс сменился режимом трансформного скольжения плит (калифорнийский тип), что способствовало формированию системы субширотных грабенов. В мезозое данные геодинамические условия предопределили специфику магматизма: на Становом поднятии проявился известково-щелочной магматизм, тогда как на Алданском щите – субщелочной и щелочной. Генезис этих процессов связывают с субдукцией в зонах активных континентальных окраин [1, 11-15] и влиянием мантийного плюма в ее континентальной части [16, 17].

Реконструкция термодинамических условий кристаллизации расплавов разных геодинамических обстановок является важной задачей петрологии. Одним из направлений для ее решения служит всестороннее изучение отдельных минералов как источников объективной первичной информации об условиях образования и возможной металлогенической специализации пород [8, 18, 19]. Для определения параметров кристаллизации, существовавших в период формирования андезитов Половинкинской впадины авторами использованы данные типоморфизма наиболее информативных минералов – плагиоклаза, пироксена, амфибола и биотита [18, 20–25 и др.].

Материалы и методика работ

Каменный материал, использованный в работе, предоставлен ООО «Юрский» в виде керна из скважины КЗ. Изучение вещественного состава и подсчет содержания основных породообразующих минералов пород осуществлялся с помощью поляризационного микроскопа МИН-8 (32 шлифа). Фотографии шлифов сделаны на микроскопе Olympus BX 50, оснащенном камерой Zeiss Axio CamICs 3. Исследование минералов (общим количеством 89 анализов плагиоклаза, пироксена, амфибола и биотита) выполнены в институте Геологии алмаза и благородных металлов СО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM6480LV с энергетическим спектрометром INCA-Energy 350 при напряжении на катоде 20 кВ и токе электронов 1 нА, диаметр пучка $d = 0,5$ мкм.

Микрозондовые исследования проводились по вкрапленникам породообразующих минералов разных генераций, микролиты плагиоклаза основной массы не изучались. Параметры кристаллизации минералов рассчитаны по программам MagMin PT [26], WinPyrox [27] и SOMAGMAT [28]. Для оценки PT условий кристаллизации минералов были использованы геотермобарометры и геотермометры [29–35]: для плагиоклазов [29], пироксенов [30, 31], амфиболов [32]. Температуры кристаллизации биотитов рассчитывались по [33], давление – [34]. Определение содержания воды в расплаве и потенциала кислорода при образовании плагиоклазов выполнено по [28], амфиболов – [32]. Потенциал воды и кислорода при кристаллизации биотита рассчитаны по [25, 35].

Геологическое строение района работ

В геологическом строении территории принимают участие стратифицированные образования широкого возрастного диапазона (рис. 2). В различном объеме представлены метаморфические докембрийские комплексы пород, слагающие складчатый фундамент, а также терригенно-осадочные мезозойские и кайнозойские комплексы [1]. Образования метаморфических комплексов претерпели прогрессивный и регрессивный метаморфизм гранулитовой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Породы регрессивного метаморфизма эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций выделены в отдельный комплекс и образуют на площади работ мощные зоны диафтореза. Вопросы, касающиеся возраста и генезиса диафторитов, в настоящее время не имеют однозначных решений и остаются дискуссионными [36].

В тектоническом плане [36] исследуемая территория попадает под влияние Становой зоны разломов, разделяющей такие крупные структуры, как Алданский щит и Становая складчатая область (рис. 1). Сложное тектоническое строение района обусловлено длительностью и многоэтапностью его эволюции, сопровождавшейся многостадийными процессами метаморфизма, магматизма и деформации [37]. Представления о тектоническом строении района развивались по мере изучения территории и появления новых концепций и моделей. Еще в 60-е годы в пределах Алданского щита выделялись крупные участки, различающиеся по составу слагающих их метаморфических и магматических комплексов, характеру и степени метаморфизма и структурному стилю [1]. Эти участки различными авторами назывались блоками, мегаблоками, структурно-фациальными зонами, складчатыми зонами или системами, литоплитами [38, 39, 40].

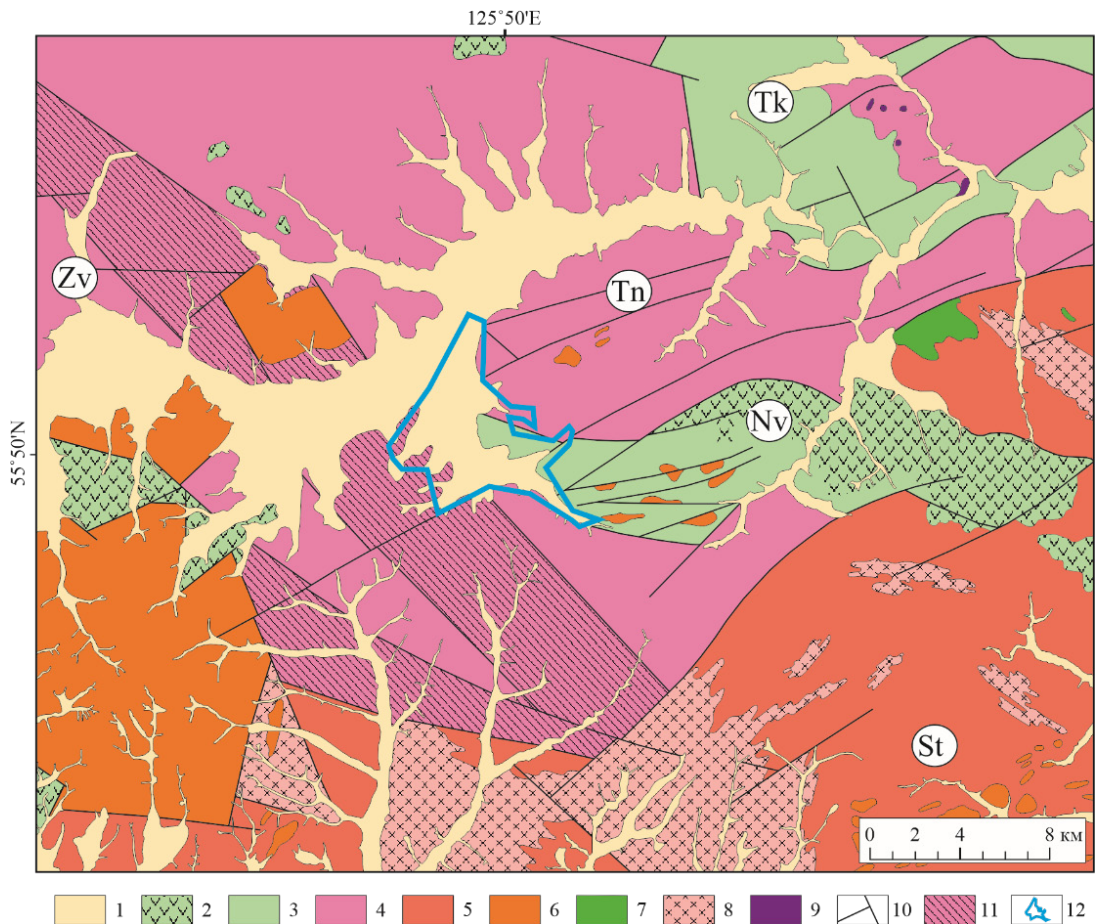


Рис. 2. Геологическая схема верхнего течения р. Гонам.

По материалам (Гиммельфарб, 1971ф), с изменениями и дополнениями авторов.

Условные обозначения: 1 – кайнозойские отложения; 2 – мезозойские вулканические образования;

3 – мезозойские терригенно-осадочные породы, слагающие впадины (Tk – Токариканская, Nv – Невачинская); 4 – мезозойские щелочные массивы; 5 – протерозойские граниты; 6 – протерозойские основные породы; 7 – стратифицированные метаморфические комплексы Становой (St) области (протерозой); 8 – архейские ультраосновные породы; 9 – стратифицированные метаморфические комплексы Южно-Алданской области (архей) (Tn – Тангракский блок, Zv – Зверевский блок); 10 – разрывные нарушения; 11 – диафториты; 12 – площадь работ.

Fig. 2. Geological map of the upper reaches of the Gonam River.

Based on (Gimmelfarb, 1971 archive), with modifications and additions by the authors.

Legend: 1 – Cenozoic deposits; 2 – Mesozoic volcanic formations; 3 – Mesozoic terrigenous-sedimentary rocks composing the depressions (Tk – Tokarikanskaya, Nv – Nevachinskaya); 4 – Mesozoic alkaline massifs; 5 – Proterozoic granites; 6 – Proterozoic basic rocks; 7 – stratified metamorphic complexes of the Stanovaya (St) region (Proterozoic); 8 – Archean ultrabasic rocks; 9 – stratified metamorphic complexes of the South Aldan region (Archean) (Tn – Tangrak block, Zv – Zverevsky block); 10 – faults; 11 – diaphthorites; 12 – work area.

Мезозойские магматические образования широко распространены на площади в виде даек на западе и отдельных массивов на востоке. Возраст их определяется как позднеюрский – раннемеловой, по аналогии с соседним участком, расположенным севернее района работ, где подобные образования прорывают юрские отложения, а сингенетичные эффузивные породы имеют нижнемеловой возраст (Ветлужских, 1969 ф). По вещественному составу среди этих

образований выделяются диориты, диоритовые порфиры, монцодиориты, граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры. По возрасту выделены позднеюрская и раннемеловая группы, породы которых объединены, соответственно, в мукудинский, карабуранский комплексы [41].

Петрографические исследования пород

Согласно петро-геохимическим данным [42], андезиты Половинкинской впадины относятся к породам высококальциевой известково-щелочной серии. По отношению к толще раннемеловых песчано-конгломератовых пород [41], андезиты являются секущими, что позволяет предположить их геологический раннемеловой возраст и отношение к карабуранскому комплексу (рис. 3 а, б).

Структура пород порфировая с пилотакситовой основной массой, текстура массивная. Около 60 % породы составляют вкрапленники, представленные: плагиоклазом (An_{28-48}) – 45 %, амфиболом (роговая обманка) – 10 %, пироксеном (авгит) – 3 %. Основная масса 30-35 % сложена лейстами плагиоклаза, редкими зернами пироксена, биотита, и вулканическим стеклом (около 5 %) и рудным минералом (не более 2 %).

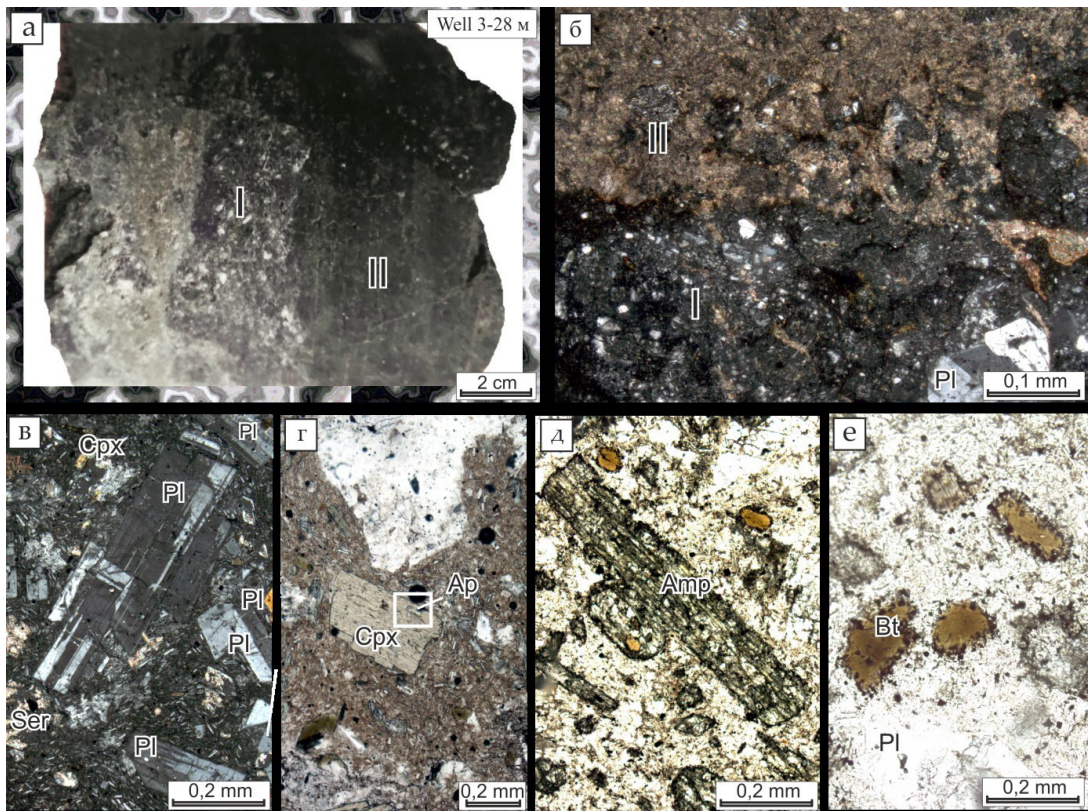


Рис. 3. Фото шлифов андезитов из Половинкинской впадины.

Условные обозначения: а – скв. 3-128 м, контакт андезитов (I) с алевролитами (II); б – шлиф K3128/1, контакт андезита с вмещающими алевролитами, николи +; шлиф K3117/1: в – вкрапленники плагиоклаза, пилотакситовая структура основной массы, николи +; шлиф K3115/1: г – пироксен с включением апатита, николи -, д – измененный амфибол, николи -, е – опацификация по биотиту, николи -.

Fig. 3. Photographs of thin sections of andesites from the Polovinkinskaya Depression.

Legend: a – well 3-128m, contact of andesites (I) with siltstones (II); b – thin section K3128/1, contact of andesite with host siltstones, nicol +; thin section K3117/1: c – plagioclase phenocrysts, pilotaxite texture of the groundmass, nicol +; thin section K3115/1: d – pyroxene with apatite inclusions, nicol -, d – altered amphibole, nicol -, e – opacification after biotite, nicol -.

Первая генерация *плаггиоклаза* представлена идиоморфными кристаллами полисинтетически sdвойникового олигоклаза (An_{28-29}), размером до 0,8 мм, призматического и таблитчатого габитусов (рис. 3 в). Вкрапленники частично серицитизированы как в периферийных, так и в ядерных частях кристаллов. Вкрапленники андезина первой генерации (An_{32-35}) представлены идиоморфными призматическими и таблитчатыми кристаллами размером до 0,6 мм, для которых типично наличие полисинтетических двойников и частичная серицитизация. В отличие от них, кристаллы второй генерации (An_{37-48}) имеют меньшие размеры (до 0,4 мм), обладают призматическим или таблитчатым габитусом и характеризуются простым двойникованием (рис. 3 в). Структура основной массы определяется сосюритизированными микролитами плаггиоклаза, которые, располагаются в различных направлениях и окаймляют вкрапленники породообразующих минералов разных генераций (рис. 3 в, г). Наиболее ранними из темноцветных породообразующих минералов рассматриваемых андезитов является *пироксен*, представленный авгитом и редким диопсидом, который выявлен при микрозондовых исследованиях. Короткостолбчатые кристаллы вкрапленников авгита ($En_{44,25-61,91}$) часто с неровными краями (до 0,3 мм), светлого или бледного травяно-зеленого цвета, в единичных случаях содержащие мелкие включения апатита (рис. 3 г). В группе *амфиболов* кристаллооптически диагностируется только паргасит, редкий эденит выявлен при микрозондовых исследованиях. Наиболее распространенный паргасит, образует призматические и, редко, таблитчатые кристаллы без конечных граней размером до 0,6 мм, с плеохроизмом от желтовато-коричневого до коричневого (рис. 3 д). Он кристаллизовался после пироксена и плаггиоклаза, но ранее биотита. Таблички *биотита* ($f'=31-44,62$, $mg'=55,38-69$) развиваются по амфиболу и/или пироксену, вплоть до образования полных псевдоморфоз по ним. Биотит опацититизирован и нередко почти полностью замещен хлоритом (рис. 3 е).

Микрозондовые исследования минералов

Вкрапленники *плаггиоклаза*, представлены олигоклазом (An_{28-29}), андезином (An_{32-35}) первой и андезином (An_{37-48}) – второй генераций (таблица 1, рис. 4 а). Рассчитанный интервал температур кристаллизации (MagMin P-T [26, 29]) вкрапленников олигоклаза 1104–1092°C, при давлении 12–11,3 кбар. Кристаллизация их происходила в относительно стабильных условиях при высоком потенциале кислорода ($\log fO_2 = -6,03 \dots -6,86$) и содержании H_2O в расплаве 3,6–3,9 % (табл. 1). Для андезина первой и второй генераций, установлена четкая обратная зависимость между температурой и давлением при кристаллизации: первая генерация 1108–1090°C, вторая – 1124–1106°C; соответственно 8,3–9,8 кбар и 4,5–7,8 кбар. При падении давления, растет температура кристаллизации с одновременным падением содержания воды в расплаве (3,43–3,05 %, 2,82–1,92 %) и росте потенциала кислорода ($\log fO_2 = -5,78 \dots -6,67$, $\log fO_2 = -5,04 \dots -5,67$,) (таблица 1, рис. 4 б, в, г) (COMAGMAT, [28]).

Таблица 1

Химические составы плагиоклазов из андезитов Половинкинской впадины

Table 1

Chemical compositions of plagioclases from andesites of the Polovinkinskaya Depression

№ Pl	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{int}	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	An	Ab	Or	TpC	Ркбap	H ₂ O	logfO ₂
28	60,35	25,76	0	0	5,86	7,8	1,1	100,87	27,53	66,32	6,15	1100,37	12,04	3,83	-6,35
28	63,18	24,14	0,82	0	5,04	6,97	0,54	99,37	27,55	68,94	3,51	1092,25	11,57	3,88	-6,57
28	61,77	24,24	0	0	5,2	7,03	0,63	98,58	27,85	68,13	4,02	1094,23	11,52	3,84	-6,32
28	62,53	23,91	0	0	5,21	6,86	0,87	99,58	27,92	66,53	5,55	1099,04	11,75	3,8	-6,42
28	62,37	23,98	0	0	6,15	8,01	0,8	100,37	28,48	67,11	4,41	1096,3	11,3	3,75	-6,85
29	62,79	23,86	0	0	6,1	7,84	0,92	100,01	28,53	66,35	5,12	1098,54	11,4	3,73	-6,86
29	60,52	24,55	0	0	5,2	6,27	1,03	100,45	29,26	63,84	6,9	1104,82	11,37	3,61	-6,03
32	62,05	25,05	0	0	6,3	7,21	0,5	101,08	31,59	65,42	2,99	1096,4	9,75	3,43	-6,18
32	59,12	25,79	0	0	6,32	7,11	0,54	100,43	31,87	64,89	3,24	1097,58	9,68	3,39	-5,88
32	59,56	26,18	0	0	6,68	7,33	0,8	101,69	31,97	63,48	4,56	1101,58	9,86	3,36	-5,96
33	60,93	22,88	0	0	6,79	7,24	0,59	98,37	32,97	63,62	3,41	1099,66	9,29	3,27	-6,67
34	57,99	26,75	0	0	7,32	7,89	0,3	100,24	33,89	66,11	0	1090,98	8,4	3,25	-5,78
34	56,86	27,2	0,81	0	7,53	7,62	0,67	100,69	34,05	62,35	3,61	1101,78	8,93	3,16	-5,87
34	59,21	24,6	0,95	0	7,03	7,12	0,49	99,55	34,3	62,86	2,85	1099,96	8,72	3,15	-6,31
35	61,69	24,6	0	0	6,74	6,65	0,45	98,31	34,9	62,32	2,77	1100,65	8,49	3,09	-6,05
35	59,11	26,54	0,9	0	6,81	6,6	0,62	99,75	34,94	61,27	3,79	1103,58	8,64	3,06	-5,78
35	62,88	24,68	0	0	6,37	6,19	0,39	98,99	35,32	62,11	2,57	1100,69	8,32	3,05	-5,92
37	60,27	26,21	0	0	6,75	5,83	0,64	99,01	37,37	58,41	4,22	1108,21	7,89	2,82	-5,47
38	58,64	25,24	0	0	7,33	6,26	0,49	98,25	38,09	58,87	3,03	1106,02	7,49	2,77	-5,67
39	57,82	26,85	0	0	7,68	6,29	0,6	98,98	38,83	57,55	3,61	1108,63	7,34	2,69	-5,37
40	58,97	25,06	0	0	7,92	6,11	0,62	99,71	40,17	56,08	3,74	1110,86	6,96	2,57	-5,7
40	59,49	25,63	0	0	7,8	6,16	0,31	100,22	40,38	57,71	1,91	1106,31	6,63	2,59	-5,56
42	57,18	25,64	0	0,41	7,96	5,77	0,54	100,86	41,8	54,83	3,38	1112,15	6,45	2,43	-5,53
42	55,15	26,06	1,32	0	8,58	6,16	0,52	100,79	42,17	54,79	3,04	1111,81	6,3	2,41	-5,56
43	58,24	25,46	0,48	0	7,9	5,47	0,55	98,29	42,81	53,64	3,55	1113,97	6,2	2,34	-5,48
43	59,39	26,88	0,74	0	8,05	5,69	0,36	100,21	42,88	54,84	2,28	1110,86	6	2,36	-5,37
43	59,17	25,87	0,52	0	7,88	5,58	0,32	99,52	42,92	55	2,08	1110,39	5,96	2,36	-5,45
43	57,86	25,58	0	0	8,89	6,24	0,31	101,98	43,26	54,95	1,8	1110,15	5,83	2,34	-5,52
44	59,08	26,05	0	0	7,89	5,4	0,37	99,25	43,59	53,98	2,43	1112,23	5,83	2,3	-5,28
44	58,97	26,12	0	0	9,31	5,78	1,1	101,29	44,17	49,62	6,21	1122,19	6,21	2,17	-5,51
44	58	25,32	1,14	0	8,43	5,54	0,46	98,7	44,36	52,76	2,88	1114,42	5,7	2,22	-5,61
45	57,91	26,88	0	0	9,15	5,72	0,69	99,4	45,02	50,93	4,04	1118,12	5,69	2,14	-5,23
46	57,17	28,35	0	0	9,88	6,48	0	101,88	45,73	54,27	0	1109,14	4,95	2,17	-5,04
47	60,53	25,61	1,15	0,41	8,09	4,9	0,29	100,15	46,76	51,25	2	1115,49	4,98	2,05	-5,63
47	58,51	25,24	0,57	0	8,2	5,06	0	101,18	47,24	52,76	0	1111,31	4,59	2,05	-5,39
48	56,36	25,84	1,69	0	8,82	4,83	0,84	98,93	47,52	47,09	5,39	1124,33	5,26	1,92	-5,42

Примечание: Pl₂₈₋₂₉ олигоклаз, Pl₃₂₋₄₈ андезин. Образцы K3189/1 и K3119/1.

Note: Pl₂₈₋₂₉ oligoclase, Pl₃₂₋₄₈ andesine. Particles K3189/1 and K3119/1.

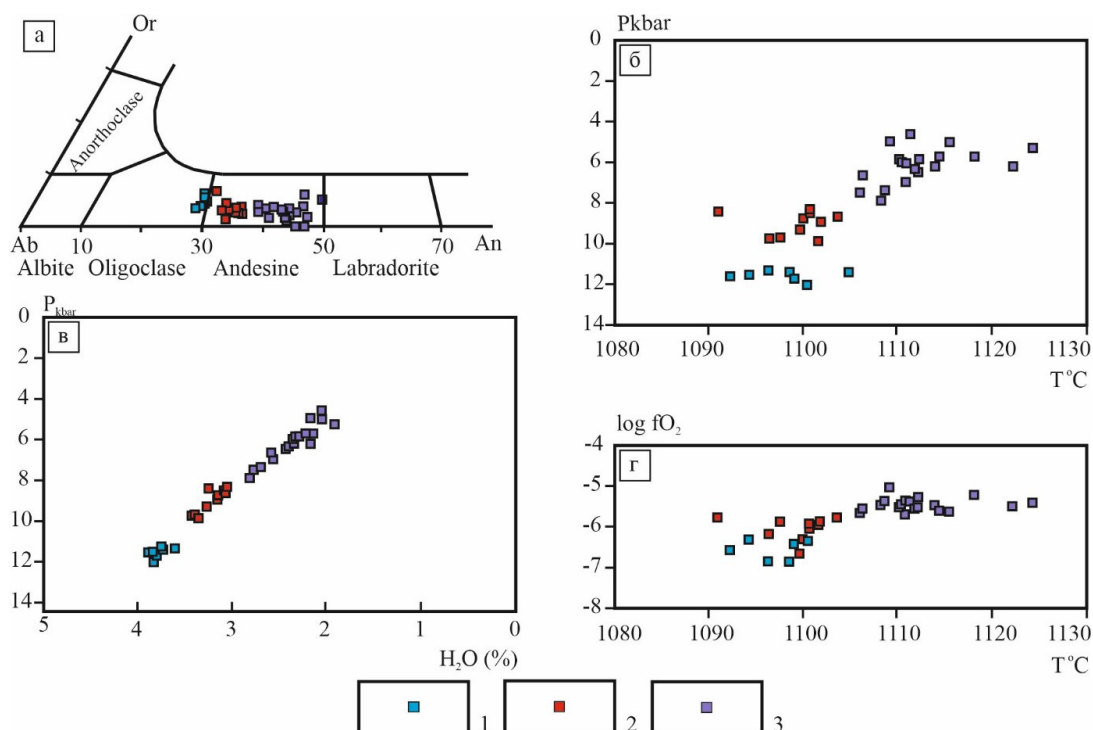


Рис. 4. Классификация и параметры кристаллизации плагиоклазов из андезитов Половинкинской впадины. а – типизация плагиоклазов по [43]; диаграммы параметров кристаллизации плагиоклазов, зависимости распределения: б – температуры от давления; в – содержания воды в расплаве от давления; г – фугитивности кислорода от температуры. Условные обозначения: 1 – олигоклаз, 2 – андезин.

Fig. 4. Classification and crystallization parameters of plagioclases from andesites of the Polovinkinskaya Depression.

а – plagioclase typification according to [43]; diagrams of plagioclase crystallization parameters, dependences of the distribution: б – temperature on pressure; в – water on pressure; д – oxygen fugacity on temperature.

Legend: 1 – oligoclase, 2 – andesine.

На основе результатов микрозондовых анализов (расчет по программе MagMin PT [26, 44]) в рассматриваемых андезитах установлены две разновидности Ca-Mg-Fe *моноклинных пироксенов*: диопсид ($Wo_{45,19-45,69}$, $En_{48,73-48,84}$, $Fs_{5,47-6,08}$) и преобладающий авгит ($Wo_{39,63-44,52}$, $En_{50-53,45}$, $Fs_{6,81-8,23}$) (Таблица 2, Рисунок 5 а). Температурный интервал кристаллизации авгита определен в 1240–1080°C, диопсида – 1086–1078°C (расчеты по [27, 30] при давлении, соответственно 12,3–7,7 кбар и 10,7–10,3 кбар [31] (табл. 2, рис. 5 б).

Таблица 2

Химический состав пироксенов из андезитов Половинкинской впадины

Table 2

Chemical composition of pyroxenes from andesites of the Polovinkinskaya Depression

SiO ₂	54,1	51,34	54,08	50,85	53,04	53,53	53,73	53,57
TiO ₂	0,74		0,49	0,54	0,06	0,19		0,55
Al ₂ O ₃	1,06	2,83	1,82	1,84	2,3	1,31	1,33	2,08
Cr ₂ O ₃	0,6	0,84	1,2	1,28	1,14	0,76	1,08	0,36
FeO _{tot}	4,33	5,3	4,07	4,72	4,84	3,98	3,82	3,5
MgO	18,91	18,21	16,94	17,37	17,84	19,46	17,19	17,54
CaO	19,92	20,77	21,46	21,13	21,04	21,83	22,18	22,83
Na ₂ O	0,18	1,04	0,91	0,57	0,42	0,33	0,67	0,83
Сумма	99,84	100,33	100,97	98,3	100,68	101,39	100	101,26
Wo	40,15	41,34	44,52	43,14	42,38	41,97	45,19	45,69
En	53,04	50,43	48,89	49,34	50	52,06	48,73	48,84
Fs	6,81	8,23	6,59	7,52	7,61	5,97	6,08	5,47
T°C	1282	1240	1188	1080	1176	1154	1078	1086
Pkbar	12,22	12,35	9,68	10,74	11,37	11,78	10,31	10,74
	1	2	3	4	5	6	7	8

Примечание: 1-2 диопсид, 3-8 – авгит. Образец K3119/1.

Note: 1-2 diopside, 3-8 – augite. Particle K3119/1.

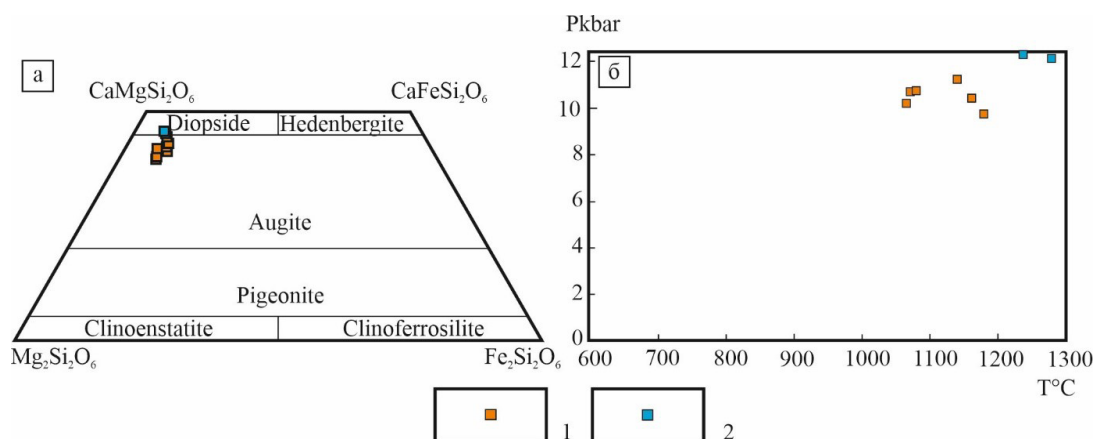


Рис. 5. Классификация и параметры кристаллизации пироксенов из андезитов Половинкинской впадины.
а – типизация пироксенов по [44]; б – РТ условия кристаллизации пироксенов.
Условные обозначения: 1 – авгит, 2 – диопсид.

Fig. 5. Classification and crystallization parameters of pyroxenes from andesites of the Polovinkinskaya depression.

a – pyroxene typification according to [44]; b – PT conditions of pyroxene crystallization.
Legend: 1 – augite, 2 – diopside.

Согласно расчетам [45, 46], амфиболы андезитов относятся к группе кальциевых минералов, для которых характерны следующие параметры: $(\text{Ca}+\text{Na})_{\text{B}} > 1,50$, $\text{Na}_{\text{B}} < 0,50$ и $\text{Ca}_{\text{B}} \geq 1,50$ (таблица 3). По содержанию $\text{Na}_2\text{O} > 2\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 5\%$, $\text{TiO}_2 > 1\%$ они относятся к обычным магматическим амфиболам и по значениям $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} \geq 0,50$ являются субщелочными разновидностями [45], представленными в основном паргаситами, реже – эденитами (таблица 3, рис. 6 а). Преобладающие паргаситы отличаются от эденитов более низкими содержаниями SiO_2 (42,7–45,78 %) и MgO (18,96–20 %), но более высокими – Al_2O_3 (11,29–1,14 %), и $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (9,55–13,09 %) (таблица 3). Кристаллизация паргаситов протекала при неравномерном снижении давления (от 4,3 до 0,57 кбар) и температуры (от 915°C до 735°C [32]) (таблица 3, рис. 6 б), на фоне падения потенциала кислорода от окислительного режима до восстановительного (буфер $\text{NiNiO}+3$, $\log f\text{O}_2 = -4,67 \dots -12,75$) и содержания воды в расплаве (9,3–5,6 %) [32] (таблица 3, рис. 6 в, г). Эдениты кристаллизовались в условиях понижения давления (3,1–1,1 кбар) и температуры (914–831°C) (таблица 3, рис. 6 б), в более окислительных условиях, при уменьшении потенциала кислорода ($\log f\text{O}_2 = -6,43 \dots -8,89$) и содержания воды в расплаве (7,5–4 %) (таблица 3, рис. 6 в, г).

Таблица 3

Химический состав амфиболов из андезитов Половинкинской впадины

Table 3

Chemical composition of amphiboles from andesites of the Polovinkinskaya Depression

SiO_2	49,68	51,38	54,99	42,7	43,12	43,53	43,15	45,07	45,78	45,27	43,97
TiO_2	2,14	1,41		2,55	1,58	1,9	1,54	2,11	2,04	1,61	1,48
Al_2O_3	8,56	5,92	3,56	13,14	10,88	13,27	12,39	11,75	11,29	11,6	11,51
FeO_{tot}	8,11	8,74	8,75	13,09	9,73	13,78	11,16	11,18	9,55	9,94	12,14
MgO	18,96	19,24	20	14,17	18,14	12,9	14,78	16,36	17,95	17,06	14,7
CaO	10,7	9,65	11,1	11,67	12,03	11,86	11,28	10,86	11,27	11,25	11,23
Na_2O	2,82	2,7	2	2,05	2,11	2,11	2,72	2,2	2,18	2,24	2,12
K_2O	0,83	0,96		1,09	0,78	1,18	1,39	0,99	1,01	0,89	0,95
Total	101,8	100	100,4	100,5	98,37	100,5	98,41	100,5	101,1	99,87	98,11
$(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}$	0,77	0,62	0,92	0,73	0,76	0,75	0,81	0,77	0,78	0,77	0,32
$(\text{Ca}+\text{Na})_{\text{B}}$	1,7	1,71	1,86	1,87	1,77	1,72	1,84	1,71	1,65	1,81	1,85
Ca_{A}	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na_{B}	0	0,28	0,1	0	0,01	0,14	0	0	0	0	0,21
Ca_{B}	1,7	1,44	1,76	1,87	1,76	1,58	1,84	1,71	1,65	1,81	1,63
Ti	0,22	0,14	0	0,27	0,17	0,2	0,17	0,22	0,21	0,17	0,16
Si ф.е.	6,7	7	7,62	6,02	6,07	6,19	6,21	6,22	6,24	6,27	6,3
$\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$	0,98	0,8	0,96	0,83	1,06	0,72	0,82	0,99	1,04	1	0,86
Ркбар	3,11	1,09	3,844	2,78	3,019	1,77	3,942	3,23	3,515	4,317	0,57
T°C	914,2	830,7	892,8	912,8	865,4	887,2	866,8	900,1	912	915,1	735,4
$\log f\text{O}_2$	-6,76	-8,89	-6,43	-4,67	-8,54	-8,58	-9,08	-7,24	-7,7	-8,09	-12,75
$\text{H}_2\text{O}_{\text{melt}}$ (%)	5,19	4,01	7,49	7,65	7,62	4,03	9,29	6,23	5,58	6,9	5,61
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

Примечание: 1-3 – эденит, 3-11 – паргасит. Образец K3119/1.

Note: 1-3 – edenite, 3-11 – pargasite. Particle K3119/1.

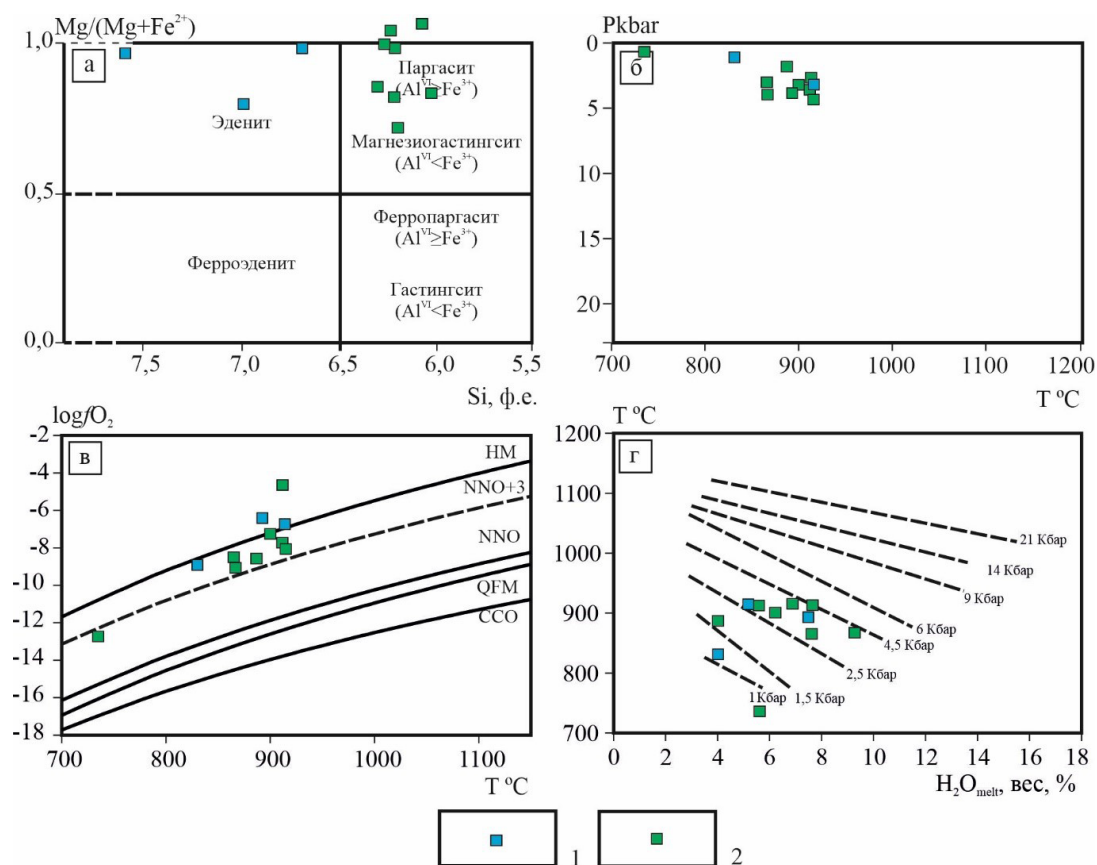


Рис. 6. Классификация и параметры кристаллизации амфиболов из андезитов Половинкинской впадины. а – типизация амфиболов по [45]; диаграммы параметров кристаллизации амфиболов [32], зависимости распределения: б – температур от давления; в – фугитивности кислорода от температур; г – распределения воды от РТ условий. Условные обозначения: 1 – эденит, 2 – паргасит.

Fig. 6. Classification and crystallization parameters of amphiboles from andesites of the Polovinkinskaya Depression.

а – typification of amphiboles according to [45]; diagrams of amphibole crystallization parameters [32], dependences of distribution: б – temperature on pressure; в – oxygen fugacity on temperature; г – water distribution on PT conditions. Legend: 1 – edenite, 2 – pargasite.

Установленные при петрографических исследованиях слюды, по отношению $Mg:Fe < 2:1$ и классификационным данным (таблица 4, рис. 7 а), отвечают *Mg-биотиту* [47] с железистостью $f' = 31-44,62$ и глиноземистостью $al' = 17,47-21,48$ % (таблица 4). Кристаллизация его протекала в восстановительных условиях (буфер Ni-NiO), с понижением потенциала кислорода ($\log fO_2 = -15,02 \dots -18,38$) [25] (рис. 7 в, г) и воды ($\log fH_2O = 2,53-1,62$) [35], по мере понижения температуры (758–654°C) [33] (рис. 7 б), на фоне неравномерного распределения давления ($P = 2,21-0,61$ кбар) [34] (таблица 4).

Таблица 4

Химический состав биотитов из андезитов Половинкинской впадины

Table 4

Chemical composition of biotites from andesites of the Polovinkinskaya Depression

SiO ₂	38,38	40,61	38,47	39,33	39,07	39,71	39,58	38,63	39,18	39,02	40,35	40,31
TiO ₂	3,21	3,34	2,47	3,01	3,24	3,25	3,11	4,26	3,77	3,66	3,17	3,01
Al ₂ O ₃	14,88	15,85	16,22	15	14,9	13,95	16,07	14,35	15,74	15,2	15,21	14,68
FeO	12,26	15,14	15,51	13,43	14,32	11,48	12,04	17,11	14,66	15,08	13,44	13,99
Fe ₂ O ₃	2,83	1,45	1,6	2,52	2,78	2,58	1,86	2,15	2,09	1,39	2,24	2,57
FeO _{tot}	15,09	16,59	17,11	15,95	17,1	14,06	13,9	19,26	16,75	16,47	15,68	16,56
MgO	16,46	16,09	15,54	16,65	14,7	17,56	16,62	13,41	15,48	14,87	16,1	13,7
Na ₂ O	1,04			0,57	0,85	0,84	0,9	0,38	0,78		0,73	0,82
K ₂ O	8,75	8,52	9,33	8,55	8,7	8,99	9,3	8,94	8,93	8,85	8,97	9
Сумма	98,21	101	99,14	99,06	98,56	98,36	99,67	99,23	100,63	98,07	100,2	98,08
<i>f'</i>	33,96	36,65	38,18	34,96	39,49	31	31,94	44,62	37,77	38,32	35,33	40,41
<i>mg'</i>	66,04	63,35	61,82	65,04	60,51	69	68,06	55,38	62,23	61,68	64,67	59,59
<i>al'</i>	18,84	19,23	20,11	18,58	18,91	17,47	19,95	18,46	19,57	19,29	18,79	18,83
T°C	721,69	709,73	654,01	696,82	697,59	741,67	733,54	730,76	734,99	731,89	710,61	689,85
Ркбар	1,16	1,37	1,81	1,13	1,17	0,61	1,58	0,93	1,43	1,33	1,13	1,06
logfO ₂	-16,11	-16,49	-18,38	-16,91	-16,88	-15,5	-15,74	-15,83	-15,7	-15,79	-16,46	-17,14
logfH ₂ O	1,97	2,12	1,67	1,85	2,01	2,02	2,07	2,52	2,31	2,36	2	1,98
SiO ₂	36,97	37,42	36,77	40,13	37,97	41,29	38,89	39	38,92	38,35	38,66	
TiO ₂	4,29	3,54	3,71	3,88	3,5	2,9	3,47	2,86	3,65	3,18	3,96	
Al ₂ O ₃	16,14	15,6	15,76	14,24	15,29	16,13	15,55	14,35	17,49	15,42	15,73	
FeO	15	14,44	14,59	13,92	16,12	13,05	14,43	14,51	15,54	13,53	13,73	
Fe ₂ O ₃	2,47	2,33	2,66	1,98	1,62	2,21	2,17	3,13	1,31	2,28	2,52	
FeO _{tot}	17,47	16,77	17,25	15,9	17,74	15,26	16,6	17,64	16,85	15,81	16,25	
MgO	14,83	15,26	14,21	15,63	15,5	15,15	15,25	16,23	15	15,66	15,58	
Na ₂ O	1,26	0,77	1,18	0,48		1,21	0,91	0,86	0,63	0,68	1,16	
K ₂ O	9	8,96	9,12	8,9	9,16	9,51	9,52	9,15	9,26	8,89	8,63	
Сумма	99,96	98,32	98	99,16	99,16	101,5	100,19	100,1	101,8	97,99	99,97	
<i>f'</i>	39,79	38,14	40,51	36,33	39,1	36,11	37,91	37,88	38,66	36,16	36,91	
<i>mg'</i>	60,21	61,86	59,49	63,67	60,9	63,89	62,09	62,12	61,34	63,84	63,09	
<i>al'</i>	20,52	19,86	20,42	17,95	19,18	19,88	19,53	17,83	21,48	19,52	19,72	
T°C	757,85	719,96	724,2	756,1	705,57	698,16	717,79	670,7	725,85	709,54	755,72	
Ркбар	1,78	1,59	1,75	0,73	1,37	1,49	1,4	0,82	2,21	1,46	1,47	
logfO ₂	-15,02	-16,16	-16,03	-15,07	-16,62	-16,86	-16,23	-17,79	-15,98	-16,49	-15,08	
logfH ₂ O	2,53	2,18	2,28	2,43	2,17	1,92	2,17	1,69	2,34	2,02	2,4	

SiO ₂	38,36	39,07	37,76	38,43	38,67	37,39	37,91	37,73	38,99	37,79	39,69	
TiO ₂	3,4	3,41	3,3	3,48	3,68	3,04	2,81	2,7	3,83	2,89	3,78	
Al ₂ O ₃	14,7	14,36	14,74	14,67	14,84	15,11	14,67	14,45	14,72	14,57	16,05	
FeO	14,8	15,5	14,006	15,16	14,77	14,1	14,93	15,23	14,55	14,12	15,89	
Fe ₂ O ₃	3,2	1,86	3,45	2,78	1,26	1,64	3,04	2,87	1,93	3,03	1,95	
FeO _{tot}	18	17,36	17,51	17,94	16,03	15,74	17,97	18,1	16,48	17,15	17,84	
MgO	16,28	15,36	15,11	14,49	15,88	17,36	16,51	16,55	15,59	15,65	15,16	
Na ₂ O	0,8		1,2	1,01			0,65	0,48	0,74	0,89	0,57	
K ₂ O	8,21	9	8,52	9,43	9,44	9,34	8,96	9,27	9,83	9,2	8,74	
Сумма	99,75	98,56	98,14	99,45	98,54	97,98	99,48	99,28	100,2	98,14	101,8	
f'	38,28	38,8	39,4	40,99	36,16	33,72	37,91	38,02	37,23	38,07	39,77	
mg'	61,72	61,2	60,6	59,01	63,84	66,28	62,09	61,98	62,77	61,93	60,23	
al'	18,24	18,12	18,82	18,73	18,76	18,9	18,23	18,01	18,58	18,54	19,68	
T°C	697	704,68	696,57	702,17	739,92	701,31	665,22	658,47	743,05	676,84	720,8	
Ркбар	1,01	0,9	1,17	1,07	1,13	1,33	1,05	0,98	0,99	1,1	1,5	
logfO ₂	-16,9	-16,65	-16,92	-16,73	-15,55	-16,76	-17,98	-18,22	-15,46	-17,58	-16,14	
logH ₂ O	1,94	2,13	1,94	2,11	2,36	1,92	1,66	1,62	2,37	1,76	2,29	

Примечание: при расчетах железистости $f' = (100 \cdot \text{Fe}^{2+} / \text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, магнезиальности $mg' = (100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}))$ и глиноземистости $al' = (100 \cdot \text{Al} / (\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mg}))$, использованы ф.е. Образец K3189/1.

Note: when calculating iron content $f' = (100 \cdot \text{Fe}^{2+} / \text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, magnesia content $mg' = (100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}))$ and alumina content $al' = (100 \cdot \text{Al} / (\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mg}))$, formula units were used. Particle K3189/1.

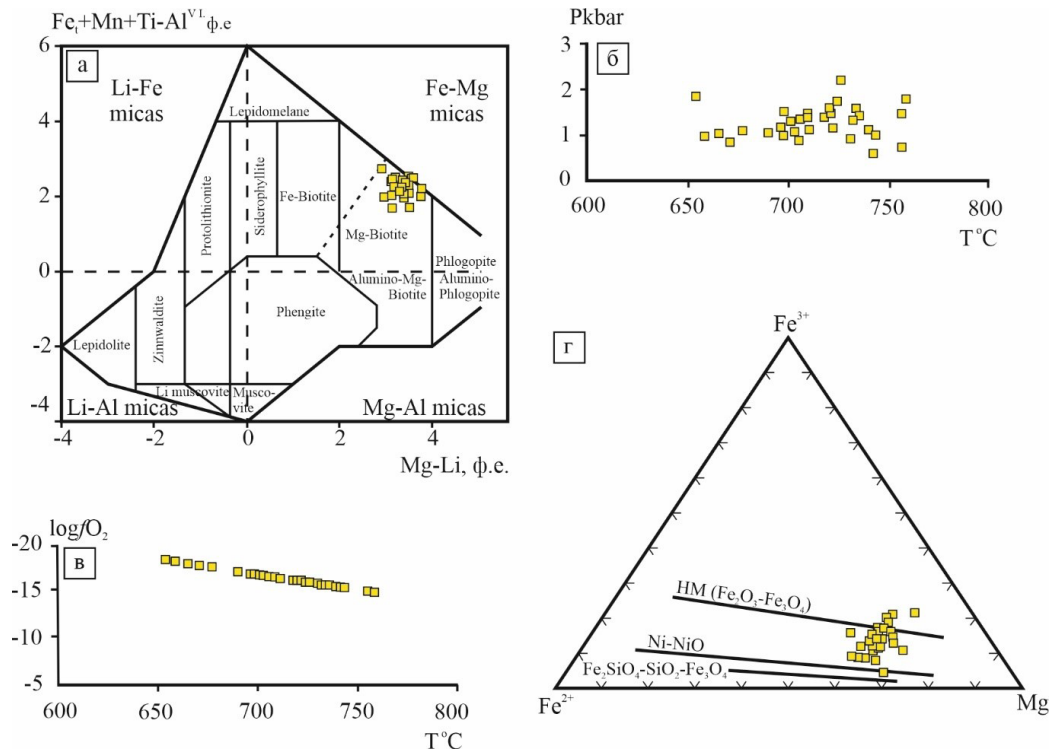


Рис. 7. Классификация и параметры кристаллизации биотитов из андезитов Половинкинской впадины. а – типизация биотитов по [47]; диаграммы параметров кристаллизации биотитов, зависимости распределения: б – температур от давления, в – фугитивности кислорода от температур; г – окислительно-восстановительный режим биотитов [25].

Fig. 7. Classification and crystallization parameters of biotites from andesites of the Polovinkinskaya Depression.

a – typification of biotites according to [47]; diagrams of biotite crystallization parameters, dependences of the distribution of: b – temperature on pressure, c – oxygen fugacity on temperature; d – oxidation-reduction regime of biotites [25].

Обсуждение

В результате исследований, выявлено, что в составе андезитов Половинкинской впадины выделяются три генерации плагиоклазов. Первая – вкрапленники олигоклаза (An_{28-29}), андезина (An_{32-35}), вторая – андезина (An_{37-48}) и третья микролиты основной массы. Расчетные интервалы температур кристаллизации вкрапленников олигоклаза $T=1104-1092^{\circ}C$ и андезина первой и второй генераций $T=1124-1091^{\circ}C$, в целом согласуются с показателями этих параметров для таковых плагиоклаза из базальтов и андезитов $T=1430-1100^{\circ}C$ [48–53]. При расчетах давления, существовавшего на период кристаллизации плагиоклазов, авторами выделено два интервала значений: для олигоклаза $P=11,3-12$ кбар и для андезина в целом – $4,6-9,9$ кбар. То есть, при давлении >10 кбар наблюдается повышенная стабильность натриевых плагиоклазов [54]. Это связано с тем, что структура альбита более плотная и лучше адаптируется к условиям высокого давления [55]. Выявленная авторами обратная зависимость между давлением и температурой при кристаллизации андезина, может объясняться тем, что в зонах субдукции океаническая кора, погружаясь в мантию, создает уникальные термодинамические условия: высокие давления и относительно низкие температуры [56, 57]. Погружение океанической плиты на большие глубины приводит к быстрому увеличению давления, однако сама плита остается холодной из-за медленного теплопереноса в литосфере. В результате в зонах субдукции температура увеличивается значительно медленнее, чем давление [58].

Важным фактором, влияющим на кристаллизацию минералов в зонах субдукции, является фугитивность кислорода [59, 60], показатели которой незначительно падают при образовании олигоклаза ($\log fO_2 = -6,03 \dots -6,86$) и повышаются при образовании андезина ($\log fO_2 = -5,04 \dots -6,67$) на фоне роста содержания воды в расплаве в первом случае и падения – во втором (3,61–3,88 % и 1,92–3,43 %).

При определении термодинамических условий кристаллизации вкрапленников моноклиновых пироксенов – авгита и диопсида, выявлена «нормальная» зависимость температуры от давления: при понижении температуры от $1240^{\circ}C$ до $1080^{\circ}C$ отмечается понижение давления от 12,4 кбар до 9,7 кбар. На дискриминационных диаграммах $Ti+Cr-Ca$ [61] и TiO_2-FeO [62, 63] точки составов рассматриваемых пироксенов (использованы анализы в которых определен TiO_2) практически целиком ложатся в поля океанических базальтов (рис. 8 а, б), что подтверждает мнение предшественников об участии субдупцированной океанической коры Монголо-Охотского бассейна в формировании материнских мезозойских магматических очагов алданского комплекса [1, 64, 65 и др.].

На основе расчетов [32], кристаллизация эденита и паргасита проходила в широком P-T диапазоне. Наиболее глубинные условия начала их кристаллизации характеризуются давлением 4,3–2,8 кбар и температурой $915-865^{\circ}C$, тогда как амфиболы близ поверхностных условий ($P=1,77-0,57$ кбар), кристаллизовались при более низкой температуре – $887-735^{\circ}C$ (таблица 3, рис. 6 б). Окислительно-восстановительный режим, существовавший на период кристаллизации амфиболов [32], характеризуется понижением активности кислорода ($\log fO_2 = -4,67 \dots -12,75$) на фоне неравномерного распределения воды в расплаве (9,3–4 %) (таблица 3, рис. 6 в, г).

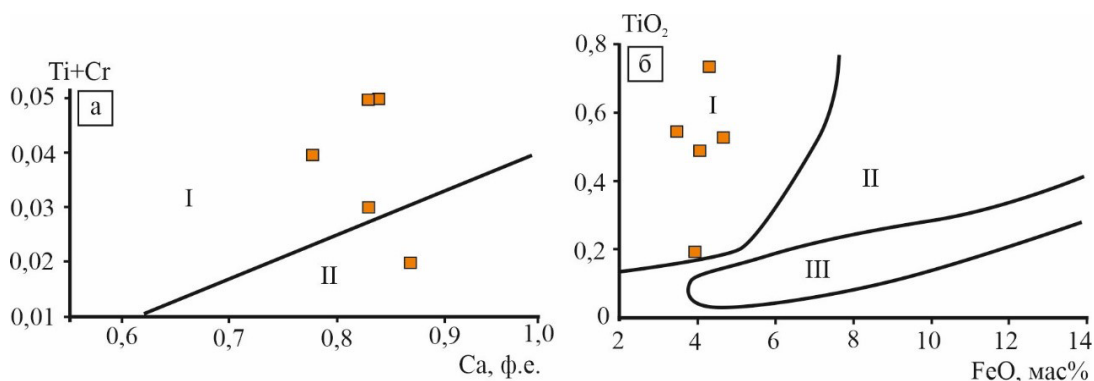


Рис. 8. Дискриминационные диаграммы Ti+Cr-Ca и TiO₂-FeO для пироксенов из андезитов Половинкинской впадины

a – области пироксенов из базальтов по [61]: из I – океанических (D), II – островодужных базальтов. б – поля пироксенов эффузивных пород [62, 63]: I – океанических, II – островодужных, III – бонинитов.

Fig. 8. Discrimination diagrams of Ti+Cr-Ca and TiO₂-FeO for pyroxenes from andesites of the Polovinkinskaya Depression

a – fields of pyroxenes from basalts according to [61]: from I – oceanic (D), II – island-arc basalts. b – fields of pyroxenes from effusive rocks [62, 63]: I – oceanic, II – island-arc, III – boninites.

Глиноземистость биотитов является показателем щелочности расплава, из которого они образуются. На диаграмме Si/Al–(Mg+Fe)/Al [24] точки их составов (рис. 9 а) локализуются в III, IV полях, т.е. характеризуют как нормальную, так и в большей мере щелочную специфику расплава мезобиссального уровня глубинности при кристаллизации биотитов (рис. 9 а, б).

Как показали исследования современных и древних зон субдукции, подъем глубинных первичных расплавов при образовании андезитов сопровождается формированием ряда промежуточных надсубдукционных магматических камер [67–71].

Одна из гипотез формирования андезитов путем внедрения значительных объемов базальтовых расплавов в средние и верхние горизонты коры на примере Центральных Анд (вулканическая система Альтиплано-Пуна) была предложена С. де Сильвой в 1989 году [72]. Согласно этой модели, возникший магматический очаг выступал в роли термомеханического барьера, который не только блокировал подъем магмы, но и стимулировал процессы плавления, способствуя генерации больших объемов андезитов [73, 74]. Наличие такого магматического очага подтвердилось современными геофизическими исследованиями [75, 76], которые зафиксировали мощную низкоскоростную аномалию на глубинах 25–4 км, интерпретированную как магматическое тело Альтиплано-Пуна [77, 78]. На основе геохимических моделей [79] и результатов геофизических исследований [75, 76], было выдвинуто предположение о том, что поднимающиеся базальты аккумулировались на глубине 35–25 км при интенсивном взаимодействии с нижними горизонтами континентальной коры, с образованием промежуточных андезитовых магм, концентрирующихся на глубине 20–17 км [79, 80]. Этот промежуточный резервуар выступал в роли «материнского» источника для верхнекоровых камер, питающих вулканизм [81]. Данная модель существенно дополняет классические представления о формировании андезитов исключительно в нижней коре.

Также, в результате исследований расплавных включений из клинопироксенов базальтов Валенторского (Северный Урал) и Кызыл-Таштыгского (Южная Сибирь) месторождений выявили близость их физико-химических условий формирования. Моделирование процессов кристаллизации вкрапленников указывает на функционирование трех разноглубинных магматических камер для обоих объектов, параметры которых сопоставимы с характеристиками

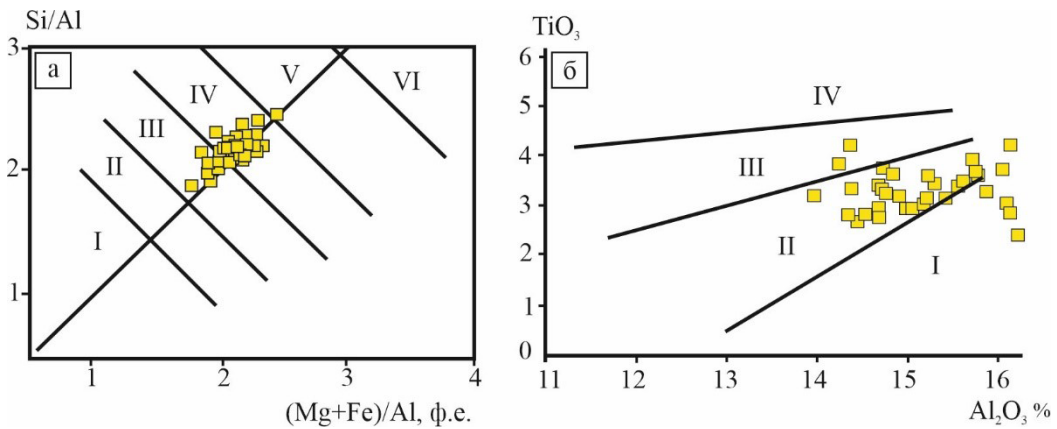


Рис. 9. Условия кристаллизации биотитов из андезитов Половинкинской впадины.

а – положение биотитов магматических пород на диаграмме щелочности-глиноземистости [24], группы щелочности: низкой (I), пониженной (II), нормальной (III), повышенной (IV-VI); Содержание TiO_2 и Al_2O_3 в биотитах магматических пород. Поля фации глубинности по [66]: I – абиссальные (10–15 до 3–5 км); II – мезобиссальные; III – гипабиссальные (3–5 до 1,5 км); IV – приповерхностные.

Fig. 9. Crystallization conditions of biotites from andesites of the Polovinkinskaya Depression.

а – position of biotites of igneous rocks on the alkalinity-alumina diagram [24], alkalinity groups: low (I), reduced (II), normal (III), high (IV-VI); Content of TiO_2 and Al_2O_3 in biotites of igneous rocks. Depth facies fields according to [66]: I – abyssal (10–15 to 3–5 km); II – mesobyssal; III – hypabyssal (3–5 to 1.5 km); IV – near-surface.

современных надсубдукционных систем. Так, для Валенторского месторождения глубины очагов составили 33–27 км, 23–13 км и 10–3 км при температурах 1185–1090 °С, для Кызыл-Таштыгского – 27–20 км, 15–6,7 км и 5–1,7 км при 1215–1105 °С. [82]. Схожие закономерности наблюдаются в эффузивах Идзу-Бонинской дуги (субдукционный магматизм), где кристаллизация пироксенов проходила в двух уровнях 20–12 км и 10–3 км [83]. Аналогичная модель кристаллизации на глубинах 27,6–14,6 км и 11,3–7,2 км установлена и для андезитов о. Сулавеси сформировавшихся из толеитовых известково-щелочных магм островодужного типа [8].

На основе выполненных расчетов, авторами выделено 4 предполагаемых уровня глубин кристаллизации породообразующих минералов из андезитов Половинкинской впадины (рис. 10 а), которые в целом, согласуются с результатами приведенных выше исследователей. Первый, отвечает кристаллизации пироксенов и плагиоклазов ранней генерации на глубине 36–24 км, при давлении 8–12 кбар, что скорее всего определяет уровень зарождения промежуточных андезитовых магм. Последующие интервалы (II) 24–12 км, (III) 12–6 км и (IV) 6–2 км (рис. 10 а), могут отражать дальнейший ход кристаллизации магмы – где формирование минералов проходило в камерах, в которых они накапливались, частично разделяясь на фракции, и на каждом таком «этапе» в зависимости от температуры (от высокотемпературных, к более низкотемпературным разностям) и состава остаточного расплава, образовывали свои индивиды, т.е. вкрапленники: плагиоклазов второй генерации, амфиболов, лейсты плагиоклаза основной массы и на заключительной стадии биотит.

Важный момент, который связывает петрологию с сейсмикой. На атрибутивном сейсмическом разрезе (профиль 3-ДВ) основной частоты локальных волновых пакетов (рис. 10) [84], выделенные нами уровни кристаллизации минералов выражены понижением основной частоты сейсмических волн до минимальных значений 14–18 Гц (рис. 10 б).

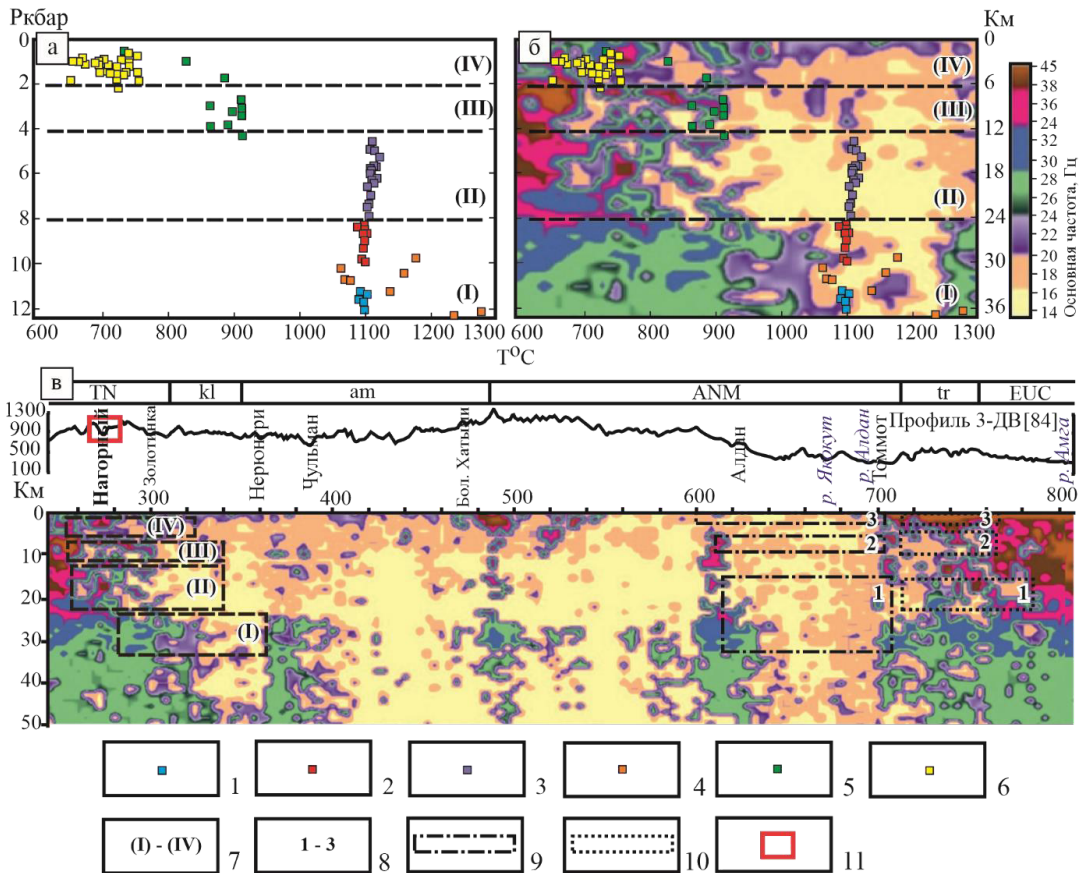


Рис. 10. Параметры кристаллизации породообразующих минералов из андезитов Половинкинской впадины. а – РТ параметры кристаллизации породообразующих минералов, вкрапленники первой генерации: 1 – олигоклаза, 2 – андезина, 3 – андезина второй генерации, 4 – пироксена, 5 – амфибола, 6 – биотита; 7 – (I), (II), (III), (IV) – предполагаемые уровни кристаллизации минералов; б – фрагмент атрибутивного сейсмического разреза основных частот локальных волновых пакетов [84]; в – профиль 3-ДВ [84]: 8 – уровни промежуточных магматических очагов 1, 2, 3 порядков: 9 – Центрально-Алданского [85], 10 – Тыркандинского [86] рудных районов; 11 – район работ. Латинские буквенные обозначения геологических структур [1], террейны: TN – Тындинский, ANM – Нимнырский, EUC – Учурский; зоны тектонического меланжа: kl – Каларская, am – Амгинская, tr – Тыркандинская.

Fig. 10. Crystallization parameters of rock-forming minerals from andesites of the Polovinkinskaya Depression. а – РТ parameters of crystallization of rock-forming minerals, first generation phenocrysts: 1 – oligoclase, 2 – andesine, 3 – second generation andesine, 4 – pyroxene, 5 – amphibole, 6 – biotite; 7 – (I), (II), (III), (IV) – inferred levels of mineral crystallization; б – fragment of attributive seismic section of main frequencies of local wave packets [84]; в – 3-DV profile [84]: 8 – levels of intermediate magmatic foci of 1st, 2nd, 3rd orders: 9 – Central Aldan [85], 10 – Tyrkandinsky [86] ore regions; 11 – work area. Latin letter designations of geological structures [1], terrains: TN – Tynda, ANM – Nimnyr, EUC – Uchur; zones of tectonic melange: kl – Kalar, am – Amga, tr – Tyrkanda.

При накоплении магмы в камере меняются физические свойства среды, в том числе плотность и скорость распространения сейсмических волн [75, 76]. Именно эти локальные минимумы частоты на разрезе скорее всего и «подсветили» места, где могли формироваться такие очаги [77, 78]. Подобные аномалии встречаются и на уровнях промежуточных магматических очагов 1, 2, 3-го порядков в интервале глубин 32-15 км, 10-6 км, 3-0 км выделенных для мезо-

зойских щелочных и субщелочных интрузий Центрально-Алданского [85] и 22–14 км, 10–4 км, 3–0 км Тыркандинского [86] рудных районов (рис. 10 в), а также на уровнях, соответствующих РТ параметрам кристаллизации ксенолитов докембрийских пород из мезозойских интрузий Центрально-Алданского рудного района [87]. Такие образом, выделенные уровни минералообразования, с выделенными предшественниками геофизическими аномалиями [84], вероятно, отражают существовавшие в мезозое промежуточные магматические камеры (рис. 10).

Типоморфные характеристики амфиболов и биотитов служат индикаторами эволюции магматического расплава и термодинамических параметров кристаллизации [88]. Установленная динамика изменения фугитивности кислорода (от амфиболов $\log fO_2 = -4,67 \dots -12,75$ к биотитам $-15,02 \dots -18,38$) и активности воды (в биотитах $\log fH_2O = 2,53 - 1,62$) свидетельствует о формировании пород в восстановительных условиях, отвечающих буферам $NNO+3$, частично НМ для амфиболов и $NiNiO$ и НМ – биотитов (Рис. 6 в, 7 в, г). Подобный флюидный режим характерен для рудоносных (продуктивных) магматических систем [88]. Что в совокупности с проведенными в целом исследованиями, позволяет предположить эпитермальную природу рассматриваемого объекта. Генезис подобных месторождений нередко связан с металлогеническими поясами и зонами надсубдукционных магматических дуг окраинно-континентальной природы, ассоциирующих с известково-щелочным андезитовым магматизмом, кристаллизация которого проходила в восстановительных условиях [89, 90].-

Заключение

Проведенные впервые исследования породообразующих минералов андезитов Половинкинской впадины позволяют сделать следующие выводы:

На основании изучения петрографического и химического составов выделены следующие группы породообразующих минералов вкрапленников: моноклинных пироксенов – авгит и диопсид, плагиоклазов – андезин и олигоклаз первой генерации, андезин второй генерации, Са-амфиболов – эденит и паргасит; микролиты андезина поздней генераций, слюда – Mg-биотит.

Выявленный рост значений давления при падении температуры, высокая фугитивность кислорода и содержание воды в расплаве при кристаллизации андезина отвечают таковым андезитов островных дуг и активных континентальных окраин.

Состав и параметры термодинамических условий кристаллизации плагиоклазов и пироксенов в целом подтверждают мнение предшественников об участии субдущированной океанической коры Монголо-Охотского бассейна в формировании материнских мезозойских магматических очагов алданского комплекса.

Выявленные интервалы (I) 36–24 км, (II) 24–12 км, (III) 12–6 км и (IV) 6–2 км зависимости Р–Т условий кристаллизации породообразующих минералов от глубины, вероятно, отражают существовавшие в мезозое промежуточные магматические камеры.

Типоморфные характеристики амфиболов и биотитов, а также геологические предпосылки, в целом, являются благоприятными факторами обнаружения в пределах Половинкинской впадины продуктивных золоторудных систем эпитермального типа.

Литература

1. Парфенов Л.М., Кузмина М.И. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)*. Москва, МАИК «Наука/Интерпериодика». 2001:571.
2. Кадик А.А., Максимов А.П., Иванов Б.В. *Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов (на примере Ключевской группы вулканов)*. Москва, Наука. 1986:157.
3. Wood B.J., Turner S.P. Origin of primitive high-Mg andesite: Constraints from natural examples and experiments. *Earth and Planetary Science Letters*. 2009;283:59–66. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.03.032>.
4. Mitchell A.L., Grove T.L. Erratum to: Melting the hydrous, subarc mantle: the origin of primitive andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2015;170:50. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1161-4>.

5. Straub S. M., Gómez, -Tuena A., Stuart F. M., Zellmer G. F., Espinasa-Perena R., Cai Y., et al. Formation of hybrid arc andesites beneath thick continental crust. *Earth Planet Sci. Lett.* 2011;303:337–347. doi:10.1016/j.epsl.2011.01.013.
6. Eichelberger, J.C. Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature.* 1978;275: 21–27. doi:10.1038/275021a0.
7. Hildreth W., and Moorbath S. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988;98:455–489. doi:10.1007/bf00372365.
8. Дмитриева Н.В., Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Котляров А.В., Карманов Н.С., Низаметдинов И.Р. Условия формирования андезитов острова Сулавеси (Индонезия). *Литосфера.* 2023;23(3):386–409. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-386-409>.
9. Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In Heinrich D. Holland and Karl K. Turekian (ed) *Treatise on Geochemistry.* Elsevier Science Publishing Company. 2003:593–659.
10. Reubi O., Blundy J. A dearth of intermediate melts at subduction zone volcanoes and the petrogenesis of arc andesites. *Nature.* 2009;461:1269–1273. <https://doi.org/10.1038/nature08510>.
11. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии. *Тихоокеанская геология.* 2003; 22(6):7–41.
12. Ханчук А.И. *Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России.* Владивосток, Дальнаука. 2006:981.
13. Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. Центральнo-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия). *Тихоокеанская геология.* 2010; 29(2):3–26.
14. Полин В.Ф., Ханчук А.И., Мицук В.В., Сандимиров И.В., Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А. Источники мезозойского полиформационного магматизма Кеткарско-Юнской магматической провинции Алдана: изотопные данные. *Доклады Академии наук.* 2013; 448(2):181–187.
15. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Природа позднемезозойских рудномагматических систем Алданского щита. *Литосфера.* 2016;(2):70–90.
16. Соловьев С.Г. *Металлогения шпононитового магматизма.* М.: Науч. Мир. 2014;2:472.
17. Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшов Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования. *Геотектоника.* 2014;(4):60–77. <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019360-77>
18. Перчук Л.Л. *Термодинамический режим глубинного петрогенеза.* Москва, Наука. 1973:318.
19. Ползунов Г.О. Оценка P-T и fO₂ условий кристаллизации монцититоидов Велиткенского гранит-мигматитового массива (арктическая Чукотка) по данным минеральной термобаро- и оксидометрии. *Тихоокеанская геология.* 2018;37(5):97–111. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2018-37-5-97-111>.
20. Wang X., Hou T., Wang M., Zhang C., Zhang Z., Pan R., Marxer F., Zhang H. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems. *European Journal of Mineralogy.* 2021;33:621–637. <https://doi.org/10.5194/ejm-33-621-2021>.
21. Архангельская В.В. Типоморфизм щелочных амфиболов различных рудоносных пород. *Новые данные о типоморфизме минералов.* 1980:225–227.
22. Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist.* 1987;72(3–4):231–239.
23. Коренбаум С.А. *Типоморфизм слюд магматических пород.* Москва, Наука. 1987:144.
24. Маркушев А.А., Татарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. *Изв. АН СССР. Сер. Геол.* 1965;3:20–37.
25. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application. *American Mineralogist.* 1965;50(9):1228–1272.
26. Gündüz M., Asan K. MagMin_PT: An Excel-based mineral classification and geothermobarometry program for magmatic rocks. *Mineralogical Magazine.* 2023;87:1–9. <https://doi.org/10.1180/mgm.2022.113>.
27. Yavuz F. PYROX: A computer program for the IMA pyroxene classification and calculation scheme. *Computers & Geosciences.* 2001;27:97–107. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(00\)00059-5](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(00)00059-5).
28. Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrological applications. *Geochemistry International.* 2004;42:1–157.

29. Putirka K.D. Thermometers and Barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2008;69:61–120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>.
30. Bertrand P., Mercier J.-C.C. The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system. *Earth and Planetary Science Letters*. 1985;76(1–2):109–122. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90152-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90152-9).
31. Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999;135:62–74. <https://doi.org/10.1007/s004100050498>.
32. Ridolfi F. Amp-TB2: An updated model for calcic amphibole thermobarometry. *Minerals*. 2021;11(3):324. <https://doi.org/10.3390/min11030324>.
33. Luhr J.F., Carmichael I.S.E., Varekamp, J.C. The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1984;23(1–2):69–108. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(84\)90057-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(84)90057-X).
34. Uchida E., Endo S., Makino M. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*. 2007;57(1):47–56. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2006.00004.x>.
35. Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*. 2005;90(2–3):316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>.
36. Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Петров О.В., Кукушкин К.А., Козлов Д.С., Шатова Н.В. Золоторудные районы и узлы Алдано-Становой металлогенической провинции. *Региональная геология и металлогения*. 2017;71:93–111.
37. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Санкт-Петербург. 2003:79.
38. Максимов Е.П., Угрюмов А.Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита. *Геология и петрология докембрия Алданского щита*. 1966:51–58.
39. Дзевановский Ю.К., МIRONЮК Е.П., Лагздина Г.Ю. История геологического развития Алданского щита. *Тектоника Сибири. Том 3. Тектоника Сибирской платформы*. 1970:132–141.
40. Кицул В.И., Богомолова Л.М., Дук В.Л. Отражение тектонической структуры фундамента Алданского щита в метаморфических и минеральных фациях. *Метаморфизм горных пород Урала*. 1979:41–46.
41. Радьков А.В., Молчанов А.В., Беленко Е.В., Козлов Д.С. *Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-52 – Томмот. Объяснительная записка*. Санкт-Петербург, СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2016:280.
42. Иванов А.И., Лоскутов Е.Е., Журавлев А.И., Иванов М.С., Кравченко А.А. Петрографический и петрогеохимический составы мезозойских (?) магматических пород Половинкинской впадины (Алдано-Становой щит). *Вестник СВФУ. Серия «Науки о Земле»*. 2024;№ 4:11–32. DOI: 10.25587/2587-8751-2024-4-11-32.
43. Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. *Introduction to the Rock forming Minerals*. London, Longman. 1992:506. <https://doi.org/10.1180/DHZ>.
44. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*. 1988;73:1123–1133. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>.
45. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*. 1997;35(1):219–246.
46. Yavuz F. A revised program for microprobe-derived amphibole analyses using the IMA rules. *Computer & Geosciences*. 1999;25(8):909–927. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(99\)00055-2](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(99)00055-2).
47. Tischendorf G., Gottesmann B., Förster H.-J., Trumbull R.B. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*. 1997;61:809–834. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.409.05>.
48. Волюнец О.Н., Колосков А.В. *Плагноклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки*. Москва, Наука. 1976:135.

49. Бакуменко И.Т. Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах. *Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. II*. 1970:259-272.
50. Гриб Е.Н. *Бюллетень вулканологических станций АН СССР*. 1974;50.
51. Селянгин О.Б., *Бюллетень вулканологических станций АН СССР*. 1975;51.
52. Котляров А.В., Дмитриева Н.В., Симонов В.А. Сафонова И.Ю., Карманов Н.С. Условия кристаллизации плагиоклазов в эффузивных комплексах острова Сулавеси, Тихий океан. *Минералогия*. 2023;9(1)60-78. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2023-9-1-4>
53. Johannes W., Holtz, F. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Berlin, Springer, 1996:335. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-61049-3>
54. Deer W.A., Howie R. A., Zussman J. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. – 3rd ed. – *Mineralogical Society of Great Britain and Ireland*. London; 2013:498.
55. Best M. G. *Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd edition*. New York, John Wiley & Sons. 2003:729.
56. Winter J.D. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd edition*. Harlow, Pearson Education Limited. 2010:745.
57. Gill J.B. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Berlin, Springer. 1981:390. <http://doi.org/10.1007/978-3-642-68012-0>
58. Tatsumi Y. The Subduction Factory: How It Operates in the Evolving Earth. *GSA Today*. 2005;15(7):4–10. [http://doi.org/10.1130/1052-5173\(2005\)015\[4:TSFHIO\]2.0.CO;2](http://doi.org/10.1130/1052-5173(2005)015[4:TSFHIO]2.0.CO;2).
59. Carmichael I.S.E. The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions? *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1991;106(2):129–141. <http://doi.org/10.1007/BF00306429>.
60. Frost B.R., Ballhaus C. Constraints on the origin of the oxidation state of mantle overlying subduction zones: an experimental study. *Journal of Geophysical Research*. 1998;103(B2):2677–2692.
61. Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M. Clinopyroxene Composition as a Method of Identification of the Magmatic Affinities of Paleo-Volcanic Series. *Earth and Planetary Science Letters*. 1982;59:139-154. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](http://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4).
62. Frenzel G., Muhe R., Stoffers P. Petrology of the volcanic rocks from the Lau basin, Southwest Pacific. *Geologisches Jahrbuch Reihe D*. 1990;D92:395–479.
63. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. *Геодинамика палеоспрединга*. Москва, ГЕОС. 2002:249.
64. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Беляевский Н.А., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. U-Pb-возраст Федоровской толщи Алданского гранулит-гнейсового мегакомплекса (Алданский щит). Докл. РАН. 2003;393(1):91–96.
65. Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. Центральнo-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия). Тихоокеанская геология. 2010;29(2):3-26.
66. Бородинa Н.С., Ферштатер Г.Б. *Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала)*. Москва, Наука. 1975:288.
67. Кулаков И.Ю., Кукарина Е.В., Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Верниковский В. А. Магматические источники в мантийном клине под вулканами Ключевской группы и Кизимен (Камчатка) по данным сейсмической томографии. *Геология и геофизика*. 2016;57. № 1:109–124.
68. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Кулаков Р.Ю., Карманов Н.С. Физикохимические параметры кристаллизации расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка). *Геология и геофизика*. 2016;57. № 7:1265–1291.
69. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В. Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии. *Геология и геофизика*. 2017;58. № 5:701–722.
70. Симонов В.А., Котляров А.В., Сафонова И.Ю. Геодинамика магматических систем в древних зонах субдукции. *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2017;15:246–248.
71. Симонов В.А., Котляров А.В., Ступаков С.И. Условия формирования бонинитов в палео-островодужных комплексах Горного Алтая *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2016;14:265–267.
72. de Silva S.L. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*. 1989;17:1102–1106. doi:10.1130/0091-7613(1989)017.

73. de Silva S.L., and Gosnold W.D. Episodic construction of batholiths: Insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite flare-up. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 2007;167:320–335. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.07.015.
74. de Silva S.L., and Gregg P.M. Thermomechanical feedbacks in magmatic systems: Implications for growth, longevity, and evolution of large caldera-forming magma reservoirs and their supereruptions. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 2014;282:77–91. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.06.001.
75. Ward K.M., Zandt G., Beck S.L., Christensen D.H., and McFarlin H. Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions. *Earth Planet S. C. Lett.* 2014;404:43–53. doi:10.1016/j.epsl.2014.07.022.
76. Ward K.M., Delph J.R., Zandt G., Beck S.L., and Ducea M.N. Magmatic evolution of a Cordilleran flare-up and its role in the creation of silicic crust. *Sci. Rep-uk* 7. 2017:9047. doi:10.1038/s41598-017-09015-5.
77. Chmielowski J., Zandt G., and Haberland C. The central andean altiplanopuna magma body. *Geophys Res. Lett.* 1999;26:783–786. doi:10.1029/1999gl900078.
78. Zandt G., Leidig M., Chmielowski J., Baumont D., and Yuan X. Seismic detection and characterization of the altiplano-puna magma body, central Andes. *Pure Appl. Geophys.* 2003;160:789–807. doi:10.1007/pl00012557.
79. Burns D.H. and de Silva S.L. Andesites and evolution of the continental crust: Perspectives from the Central Volcanic Zone of the Andes. *Front. Earth Sci.* 2023;10:961130. doi: 10.3389/feart.2022.961130.
80. Burns D.H., de Silva S.L., Tepley F.T., Schmitt A.K., and Loewen M.L. Recording the transition from flare-up to steady-state arc magmatism at the PuricoChascon volcanic complex, northern Chile. *Earth Planet Sci. Lett.* 2015;422:75–86. doi:10.1016/j.epsl.2015.04.002.
81. de Silva S.L., Zandt G., Trumbull R., Viramonte J.G., Salas G., and Jiménez N. “Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the central Andes: A thermomechanical perspective,”. *Editors C. Troise, G. De Natale, and C. R. J. Kilburn (London: Geological Society)*. Mech. Activity Unrest A. T. Large Calderas. 2006;269:47–63.
82. Симонов, В.А., Масленников В.В. Физико-химические условия кристаллизации минералов-вкрапленников в базальтовых комплексах, вмещающих колчеданные месторождения Урала и Сибири. *Минералогия.* 2020;6.№ 4: 82-102. Doi 10.35597/2313-545X-2020-6-4-6.
83. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития. *Геология и геофизика.* 2005;46.№ 9:962–967.
84. Goshko E.Yu., Efimov A.S., Sal’nikov A.S. The recent structure and the assumed history of formation of the crust in the south-eastern segment of the North Asian craton along Reference Profile 3-DV. *Geodynamics & Tectonophysics.* 2014;5(3):785–798. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0155.
85. Абрамов В.А. Глубинное строение Центрально-Алданского района. *Владивосток: Дальнаука.* 1995:180.
86. Иванов А.И., Кравченко А.А., Зайцев А.И., Лоскутов Е.Е., Журавлев А.И., Прокопьев И.Р. Особенности химического состава темноцветных минералов Желтулинского массива как отражение условий его формирования и глубинного строения (Южная Якутия). *Природные ресурсы Арктики и Субарктики.* 2017;22(4):17–21.
87. Kravchenko A.A., Smelov A.P., Popov N.V., Zaitsev A.I., Beryozkin V.I., Dobretsov V.N. First data on the composition and age of the lower crust of the central part of the Aldan-Stanovoy Shield: results of study of xenoliths from Mesozoic plutons. *Craton Formation and Destruction with special emphasis on BRICS cratons University of Johannesburg, South Africa. Workshop Abstract Volume.* 2012:62–63.
88. Foerster H.J. Halogen fugacities (HF, HCl) in melts and fluids. *A survey of published data. Zeitschrift für geologische Wissenschaften.* 1990;18(3):255-266.
89. Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits. *Economic Geology.* 2003:315-343.
90. Simmons S.F., White N.C., John D.A. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits. *Economic Geology.* 2005:485–522.

References

1. Parfenov L.M., Kuzmina M.I. *Tectonics, geodynamics and metallogeny of the territory of the Republic of Sakha (Yakutia)*. Moscow: Nauka/Interperiodika; 2001:571 (in Russian).
2. Kadik A.A., Maksimov A.P., Ivanov B.V. *Physicochemical conditions of crystallization and genesis of andesites (using the Klyuchevskaya group of volcanoes as an example)*. Moscow: Nauka; 1986:157 (in Russian).
3. Wood B.J., Turner S.P. Origin of primitive high-Mg andesite: Constraints from natural examples and experiments. *Earth and Planetary Science Letters*. 2009;283:59–66. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.03.032>
4. Mitchell A.L., Grove T.L. Erratum to: Melting the hydrous, subarc mantle: the origin of primitive andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2015;170:50. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1161-4>
5. Straub S. M., Gómez, -Tuena A., Stuart F. M., et al. Formation of hybrid arc andesites beneath thick continental crust. *Earth Planet Sci. Lett.* 2011;303:337–347. doi:10.1016/j.epsl.2011.01.013.
6. Eichelberger, J.C. Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature*. 1978;275: 21–27. doi:10.1038/275021a0.
7. Hildreth W., Moorbath S. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988;98:455–489. doi:10.1007/bf00372365.
8. Dmitrieva N.V., Safonova I.Yu., Simonov V.A., et al. Conditions for the formation of andesites on the island of Sulawesi (Indonesia). *Lithosphere*. 2023;23(3):386–409 (in Russian). <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-386-409>.
9. Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In Heinrich D. Holland and Karl K. Turekian (ed) *Treatise on Geochemistry*. 2003:593–659.
10. Reubi O., Blundy J. A dearth of intermediate melts at subduction zone volcanoes and the petrogenesis of arc andesites. *Nature*. 2009;461:1269–1273. <https://doi.org/10.1038/nature08510>.
11. Parfenov L.M., Berzin N.A., Khanchuk A.I. Model of the formation of orogenic belts in Central and Northeast Asia. *Pacific Geology*. 2003; 22(6):7–41 (in Russian).
12. Khanchuk A.I. *Geodynamics, magmatism and metallogeny of the Russian East*. Vladivostok: Dalnauka; 2006:981 (in Russian).
13. Maksimov E.P., Uyutov V.I., Nikitin V.M. Central Aldan gold-uranium magmatic system (Aldan-Stanovoy shield, Russia). *Pacific Geology*. 2010; 29(2):3–26 (in Russian).
14. Polin V.F., Khanchuk A.I., Mitsuk V.V., et al. Sources of Mesozoic multifunctional magmatism in the Ketkap-Yun igneous province of Aldana: isotope data. *Reports of the Academy of Sciences*. 2013;448(2):181–187 (in Russian).
15. Khomich V.G., Boriskina N.G. The nature of the Late Mesozoic ore-magmatic systems of the Aldan Shield. *Lithosphere*. 2016;(2):70–90 (in Russian).
16. Soloviev S.G. Metallogeny of Shoshonitic magmatism. *Moscow: Scientific World*. 2014;2:472 (in Russian).
17. Yarmolyuk V.V., Nikiforov A.V., Kozlovsky A.M., Kudryashov E.A. Late Mesozoic igneous province of eastern Asia: structure, magmatism and formation conditions. *Geotectonics*. 2014;(4):60–77 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019360-77>.
18. Perchuk L.L. *Thermodynamic regime of deep petrogenesis*. Moscow: Nauka; 1973:318 (in Russian).
19. Polzunenkov G.O. Estimation of P-T and fO₂ conditions of crystallization of monzonitoids of the Velitkenay granite-migmatite massif (Arctic Chukotka) based on mineral thermobar- and oxybarometry data. *Russian Journal of Pacific Geology*. 2018;37(5):97–111 (in Russian). <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2018-37-5-97-111>.
20. Wang X., Hou T., Wang M., et al. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems. *European Journal of Mineralogy*. 2021;33:621–637. <https://doi.org/10.5194/ejm-33-621-2021>.
21. Arkhangelskaya V.V. Typomorphism of alkaline amphiboles from various ore-bearing rocks. *New data on mineral typomorphism*. 1980:225–227 (in Russian).
22. Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*. 1987;72(3–4):231–239.

23. Korenbaum S.A. *Typomorphism of micas in igneous rocks*. Moscow: Nauka; 1987:144 (in Russian).
24. Marakushev A.A., Tatarin I.A. On mineralogical criteria for the alkalinity of granitoids. *Izvestiya USSR Academy of Sciences. Ser. Geol.* 1965;3:20–37 (in Russian).
25. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application. *American Mineralogist*. 1965;50(9):1228–1272.
26. Gündüz M., Asan K. MagMin_PT: An Excel-based mineral classification and geothermobarometry program for magmatic rocks. *Mineralogical Magazine*. 2023;87:1–9. <https://doi.org/10.1180/mgm.2022.113>
27. Yavuz F. PYROX: A computer program for the IMA pyroxene classification and calculation scheme. *Computers & Geosciences*. 2001;27:97–107. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(00\)00059-5](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(00)00059-5)
28. Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrological applications. *Geochemistry International*. 2004;42:1–157.
29. Putirka K.D. Thermometers and Barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2008;69:61–120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
30. Bertrand P., Mercier J.-C.C. The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth and Planetary Science Letters*. 1985;76(1–2):109–122. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90152-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90152-9).
31. Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999;135:62–74. <https://doi.org/10.1007/s004100050498>
32. Ridolfi F. Amp-TB2: An updated model for calcic amphibole thermobarometry. *Minerals*. 2021;11(3):324. <https://doi.org/10.3390/min11030324>
33. Luhr J.F., Carmichael I.S.E. Varekamp, J.C. The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1984;23(1–2):69–108. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(84\)90057-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(84)90057-X)
34. Uchida E., Endo S., Makino M. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*. 2007;57(1):47–56. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2006.00004.x>
35. Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*. 2005;90(2–3):316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>.
36. Molchanov A.V., Terekhov A.V., Shatov V.V., et al. Gold ore districts and nodes of the Aldan-Stanovoy metallogenic province. *Regional Geology and Metallogeny*. 2017;71:93–111 (in Russian).
37. Kotov A.B. Boundary conditions of geodynamic models for the formation of the Aldan Shield continental crust. Abstract of a dissertation for the degree of Doctor of Geological and Mineralogical Sciences. St. Petersburg. 2003:79 (in Russian).
38. Maksimov E.P., Ugryumov A.N. Geological structure of the central part of the Aldan Shield. *Precambrian Geology and Petrology of the Aldan Shield*. 1966:51–58 (in Russian).
39. Dzevanovsky Yu.K., Mironyuk E.P., Lagzdina G.Yu. History of the geological development of the Aldan Shield. *Tectonics of Siberia. Volume 3. Tectonics of the Siberian Platform*. 1970:132–141 (in Russian).
40. Kitsul V.I., Bogomolova L.M., Duk V.L. Reflection of the tectonic structure of the Aldan Shield basement in metamorphic and mineral facies. *Metamorphism of Ural Rocks*. 1979:41–46 (in Russian).
41. Radkov A.V., Molchanov A.V., Belenko E.V., Kozlov D.S. *State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Aldan-Transbaikalian Series. Sheet O-52 – Tommot. Explanatory Note*. St. Petersburg, St. Petersburg Map Factory VSEGEI. 2016:280 (in Russian).
42. Ivanov A.I., Loskutov E.E., Zhuravlev A.I., et al. Petrographic and petrogeochemical compositions of Mesozoic (?) igneous rocks of the Polovinkinskaya depression (Aldan-Stanovoy shield). *Vestnik of NEFU. Earth Sciences*. 2024;4:11–32 (in Russian). doi: 10.25587/2587-8751-2024-4-11-32.
43. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. *Introduction to the Rock-forming Minerals*. London, Longman. 1992:506. <https://doi.org/10.1180/DHZ>
44. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., et al. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*. 1988;73:1123–1133. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>
45. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*. 1997;35(1):219–246.

46. Yavuz F. A revised program for microprobe-derived amphibole analyses using the IMA rules. *Computer & Geosciences*. 1999;25(8):909–927. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(99\)00055-2](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(99)00055-2)
47. Tischendorf G., Gottesmann B., Förster H.-J., Trumbull R.B. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*. 1997;61:809–834. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.409.05>
48. Volynets O. N., Koloskov A. V. *Plagioclases of Quaternary effusives and shallow intrusions of Kamchatka*. Moscow: Nauka; 1976:135 (in Russian).
49. Bakumenko I. T. Study of glassy and decrystallized inclusions in igneous minerals. *Problems of Petrology and Genetic Mineralogy, Vol. II*. 1970:259–272 (in Russian).
50. Grib E. N. *Bulletin of Volcanological Stations of the USSR Academy of Sciences*. 1974;50 (in Russian).
51. Selyangin O. B. *Bulletin of Volcanological Stations of the USSR Academy of Sciences*. 1975;51. (in Russian).
52. Kotlyarov A.V., Dmitrieva N.V., Simonov V.A., et al. Crystallization conditions of plagioclases in effusive complexes of Sulawesi Island, Pacific Ocean. *Mineralogy*. 2023;9(1)60–78 (in Russian). <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2023-9-1-4>.
53. Johannes W., Holtz, F. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Berlin, Springer, 1996:335. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-61049-3>
54. Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. 3rd ed. London: Mineralogical Society of Great Britain and Ireland; 2013:498.
55. Best M. G. *Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd edition*. New York, John Wiley & Sons. 2003:729.
56. Winter J.D. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd edition*. Harlow, Pearson Education Limited, 2010:745.
57. Gill J.B. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Berlin, Springer. 1981:390. <http://doi.org/10.1007/978-3-642-68012-0>
58. Tatsumi Y. The Subduction Factory: How It Operates in the Evolving Earth. *GSA Today*. 2005;15(7)4–10. [http://doi.org/10.1130/1052-5173\(2005\)015\[4:TSFHIO\]2.0.CO;2](http://doi.org/10.1130/1052-5173(2005)015[4:TSFHIO]2.0.CO;2)
59. Carmichael I.S.E. The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions? *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1991;106(2)129–141. <http://doi.org/10.1007/BF00306429>
60. Frost B.R., Ballhaus C. Constraints on the origin of the oxidation state of mantle overlying subduction zones: an experimental study. *Journal of Geophysical Research*. 1998;103(B2)2677–2692.
61. Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., et al. Clinopyroxene Composition as a Method of Identification of the Magmatic Affinities of Paleo-Volcanic Series. *Earth and Planetary Science Letters*. 1982;59:139–154. [http://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](http://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4).
62. Frenzel G., Muhe R., Stoffers P. Petrology of the volcanic rocks from the Lau basin, Southwest Pacific. *Geologisches Jahrbuch Reihe D*. 1990;D92:395–479.
63. Kurenkov S.A., Didenko A.N., Simonov V.A. *Geodynamics of paleospreading*. Moscow: GEOS; 2002:249 (in Russian).
64. Velikoslavinsky S.D., Kotov A.B., Salnikova E.B., et al. U-Pb age of the Fedorovskaya sequence of the Aldan granulite-gneiss megacomplex (Aldan shield). *Doklady Earth Sciences*. 2003;393(1):91–96 (in Russian).
65. Maksimov E.P., Uyutov V.I., Nikitin V.M. Central Aldan gold-uranium ore magmatic system (Aldan-Stanovoy Shield, Russia). *Russian Journal of Pacific Geology*. 2010;29(2):3–26 (in Russian).
66. Borodina N.S., Fershtater G.B. *Petrology of igneous granitoids (using the Urals as an example)*. Moscow: Nauka; 1975:288 (in Russian).
67. Kulakov I.Yu., Kukarina E.V., Gordeev E.I., et al. Magmatic sources in the mantle wedge beneath the Klyuchevskoy and Kizimen volcanoes (Kamchatka) based on seismic tomography data. *Geology and Geophysics*. 2016;(57)1:109–124 (in Russian).
68. Dobretsov N.L., Simonov V.A., Kotlyarov A.V., et al. Physicochemical parameters of melt crystallization in intermediate suprasubduction chambers (using the Tolbachik and Ichinsky volcanoes, Kamchatka as an example). *Geology and Geophysics*. 2016;57, No. 7:1265–1291 (in Russian).
69. Dobretsov N.L., Simonov V.A., Kulakov I.Yu., Kotlyarov A.V. Problems of fluid and melt filtration in subduction zones and general issues of thermophysical modeling in geology. *Geology and Geophysics*. 2017;(58)5:701–722 (in Russian).

70. Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Safonova I.Yu. Geodynamics of magmatic systems in ancient subduction zones. *Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent)*. Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS. 2017;15:246–248 (in Russian).
71. Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Stupakov S.I. Conditions of boninite formation in paleoisland-arc complexes of the Altai Mountains. *Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent)*. Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS. 2016;14:265–267 (in Russian).
72. de Silva S.L. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*. 1989;17:1102–1106. doi:10.1130/0091-7613(1989)017.
73. de Silva S.L., Gosnold W.D. Episodic construction of batholiths: Insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite flare-up. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 2007;167:320–335. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.07.015.
74. de Silva S.L., Gregg P.M. Thermomechanical feedbacks in magmatic systems: Implications for growth, longevity, and evolution of large caldera-forming magma reservoirs and their supereruptions. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 2014;282:77–91. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.06.001.
75. Ward K.M., Zandt G., Beck S.L., et al. Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions. *Earth Planet S. C. Lett.* 2014;404:43–53. doi:10.1016/j.epsl.2014.07.022.
76. Ward K.M., Delph J.R., Zandt G., et al. Magmatic evolution of a Cordilleran flare-up and its role in the creation of silicic crust. *Sci. Rep-uk* 7. 2017:9047. doi:10.1038/s41598-017-09015-5.
77. Chmielowski J., Zandt G., Haberland C. The central andean altiplanopuna magma body. *Geophys. Res. Lett.* 1999;26:783–786. doi:10.1029/1999gl900078.
78. Zandt G., Leidig M., Chmielowski J., et al. Seismic detection and characterization of the altiplano-puna magma body, central Andes. *Pure Appl. Geophys.* 2003;160:789–807. doi:10.1007/pl00012557.
79. Burns D.H., de Silva S.L. Andesites and evolution of the continental crust: Perspectives from the Central Volcanic Zone of the Andes. *Front. Earth Sci.* 2023;10:961130. doi:10.3389/feart.2022.961130.
80. Burns D.H., de Silva S.L., Tepley F.T., Schmitt A.K., Loewen M.L. Recording the transition from flare-up to steady-state arc magmatism at the PuricoChascon volcanic complex, northern Chile. *Earth Planet Sci. Lett.* 2015;422:75–86. doi:10.1016/j.epsl.2015.04.002.
81. de Silva S.L., Zandt G., Trumbull R., et al. “Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the central Andes: A thermomechanical perspective,”. In: C. Troise, G. De Natale, and C. R. J. Kilburn (eds). (London: Geological Society). *Mech. Activity Unrest A. T. Large Calderas*. 2006;269:47–63.
82. Simonov, V.A., Maslennikov V.V. Physicochemical conditions of crystallization of phenocryst minerals in basalt complexes hosting massive sulfide deposits of the Urals and Siberia. *Mineralogy*. 2020;6(4):82–102 (in Russian). Doi 10.35597/2313-545X-2020-6-4-6.
83. Dobretsov N.L., Simonov V.A., Buslov M.M., Kotlyarov A.V. Magmatism and geodynamics of the Paleoasian Ocean at the Vendian-Cambrian stage of its development. *Geology and Geophysics*. 2005;46(9):962–967 (in Russian).
84. Goshko E.Yu., Efimov A.S., Sal'nikov A.S. The recent structure and the assumed history of crust formation in the southeastern segment of the North Asian craton along Reference Profile 3-DV. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014;5(3):785–798 (in Russian). doi:10.5800/GT-2014-5-3-0155.
85. Abramov, V.A. Deep structure of the Central Aldan region. *Vladivostok: Dal'nauka*. 1995:180 (in Russian).
86. Ivanov A.I., Kravchenko A.A., Zaitsev A.I., et al. Chemical composition of dark-colored minerals in the Dzheltulinsky massif as a reflection of its formation conditions and deep structure (Southern Yakutia). *Natural resources of the Arctic and Subarctic*. 2017;22(4):17–21 (in Russian).
87. Kravchenko A.A., Smelov A.P., Popov N.V., et al. First data on the composition and age of the lower crust of the central part of the Aldan-Stanovoy Shield: results of study of xenoliths from Mesozoic plutons. *Craton Formation and Destruction with special emphasis on BRICS cratons University of Johannesburg, South Africa*. Workshop Abstract Volume. 2012:62–63.
88. Foerster H.J. Halogen fugacities (HF, HCl) in melts and fluids. *A survey of published data. Zeitschrift für geologische Wissenschaften*. 1990;18(3):255–266.
89. Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits. *Economic Geology*. 2003:315–343.
90. Simmons S.F., White N.C., John D.A. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits. *Economic Geology*. 2005:485–522.

Сведения об авторах

ИВАНОВ Алексей Иванович – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5485-3127>, ResearcherID: JBR-7954-2023, Scopus Author ID: 57674640500, SPIN: 7715-0867, e-mail: leps_2002@mail.ru

ИВАНОВ Мичил Спартакovich – младший научный сотрудник, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-0204-1653>, ResearcherID: AAL-7447-2021, Scopus Author ID: 57212410522, SPIN: 6254-7142, e-mail: ivanov.michil@bk.ru

ЖУРАВЛЕВ Анатолий Иванович – ведущий инженер, ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-0115-5146>, ResearcherID: AAC-6095-2019, Scopus Author ID: 57200217371, SPIN: 1793-5956, e-mail: ai.zhuravlevgeo@gmail.com

ЛОСКУТОВ Евгений Евгеньевич – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-7491-1067>, ResearcherID: AAO-4823-2021, Scopus Author ID: 57205150102, SPIN: 3030-3370, e-mail: loskutov@diamond.ysn.ru

About the authors

Alexey I. IVANOV – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), senior researcher, Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, Yakutsk, Russian Federation, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5485-3127>, Researcher ID: JBR-7954-2023, Scopus Author ID: 57674640500, SPIN: 7715-0867. E-mail: leps_2002@mail.ru

Michil S. IVANOV – junior researcher, Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, Yakutsk, Russian Federation, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-0204-1653>, ResearcherID: AAL-7447-2021, Scopus Author ID: 57212410522, SPIN: 6254-7142. E-mail: ivanov.michil@bk.ru

Anatolii I. ZHURAVLEV – leading engineer, Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, Yakutsk, Russian Federation, ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-0115-5146>, ResearcherID: AAC-6095-2019, Scopus Author ID: 57200217371, SPIN: 1793-5956. E-mail: ai.zhuravlevgeo@gmail.com

Evgeniy E. LOSKUTOV – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), senior researcher, Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, Yakutsk, Russian Federation, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-7491-1067>, ResearcherID: AAO-4823-2021, Scopus Author ID: 57205150102, SPIN: 3030-3370. E-mail: loskutov@diamond.ysn.ru

Вклад авторов

Иванов А.И. – разработка концепции, методология, верификация и анализ литературных и архивных данных по лабораторно-аналитическим исследованиям, проведение исследования, администрирование данных, создание черновика рукописи, редактирование рукописи, визуализация, руководство исследованием, администрирование проекта;

Иванов М.С. – разработка концепции, методология, верификация и анализ литературных и архивных данных по лабораторно-аналитическим исследованиям, проведение исследования, администрирование данных, создание черновика рукописи, редактирование рукописи, визуализация, руководство исследованием, администрирование проекта;

Журавлев А.И. – разработка концепции, методология, верификация и анализ литературных и архивных данных по лабораторно-аналитическим исследованиям, проведение исследования, администрирование данных, создание черновика рукописи, редактирование рукописи, визуализация, руководство исследованием, администрирование проекта;

Лоскутов Е.Е. – разработка концепции, методология, верификация и анализ литературных и архивных данных по лабораторно-аналитическим исследованиям, проведение исследования, администрирование данных, создание черновика рукописи, редактирование рукописи, визуализация, руководство исследованием, администрирование проекта.

Authors' contributions

Alexey I. Ivanov – concept development, methodology, verification and analysis of literary and archival data on laboratory analytical studies, conducting research, data administration, creating a draft manuscript, editing the manuscript, visualization, research management, project administration;

Michil S. Ivanov – concept development, methodology, verification and analysis of literary and archival data on laboratory analytical studies, conducting research, data administration, creating a draft manuscript, editing the manuscript, visualization, research management, project administration;

Anatolii I. Zhuravlev – concept development, methodology, verification and analysis of literary and archival data on laboratory analytical studies, conducting research, data administration, creating a draft manuscript, editing the manuscript, visualization, research management, project administration;

Evgeniy E. Loskutov – concept development, methodology, verification and analysis of literary and archival data on laboratory analytical studies, conducting research, data administration, creating a draft manuscript, editing the manuscript, visualization, research management, project administration.

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of Interest

The authors declare no conflict of interest.

Поступила в редакцию / Submitted 14.08.2026

Поступила после рецензирования / Revised 02.09.2026

Принята к публикации / Accepted 21.09.2026

АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ХОХСОЛАХСКОЙ ЗОЛОТО-СУРЬМЯНОЙ ЗОНЫ И НОВЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ЕЕ РУДОНОСНОСТИ (СЕВЕРНЫЙ СКЛОН СЕТТЕ-ДАБАНА, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

О. Г. Третьякова^{1*}, М. Ф. Третьяков¹, К. М. Третьяков²

¹ Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова,
г. Якутск, Российская Федерация

² Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе,
г. Москва, Российская Федерация

*og.tretiakova@s-vfu.ru

Аннотация. В статье представлены результаты систематизации и анализа фондовых геологических материалов по Хохсолахской золото-сурьмяной зоне (Сетте-Дабан, Якутия) с целью уточнения геолого-структурных условий локализации оруденения и оценки его минерогенического потенциала. Показано, что рудопоявление Хохсолах приурочено к зоне дробления в ядре пологой брахиформной антиклинали, сложенной терригенными отложениями нижнего карбона (хатыннахская C_{1h} и наталинская C_{1n} свиты), и пространственно тяготеет к зоне влияния регионального Тасканского разлома. На основе анализа фондовых материалов детализирована характеристика двух рудных тел, представленных кварц-антимонитовыми брекчиями с содержаниями золота до 42 г/т и сурьмы до 29 %. С использованием материалов Госгеолкарты-1000/3 приведена количественная оценка прогнозных ресурсов, подтверждающая наличие 10 т золота и 15 тыс. т сурьмы категории P_2 . Критический анализ методик поисковых работ прошлых лет (низкочувствительная геохимия, фрагментарная геофизика) выявил причины неполноты оценки потенциала зоны. С опорой на программу нового этапа геологического доизучения (ГДП-200, 2025–2027 гг.) обоснован современный прогнозно-поисковый комплекс, включающий ICP-MS анализ лито-геохимических проб, наземные геофизические работы и изотопно-геохронологические исследования. Сделан вывод о высоком промышленном потенциале Хохсолахской зоны и целесообразности её выделения в качестве первоочередного поискового участка.

Ключевые слова: золото-сурьмяное оруденение, Хохсолахское проявление, Сетте-Дабан, Тасканский разлом, структурный контроль, прогнозные ресурсы, структурная ловушка, минерализация, анализ минерогенеза, Республика Саха (Якутия).

Для цитирования: Третьякова О.Г., Третьяков М.Ф., Третьяков К.М. Анализ геолого-структурных условий локализации Хохсолахской золото-сурьмяной зоны и новые перспективы ее рудоносности (Северный склон Сетте-Дабана, Юго-Восточная Якутия). *Вестник СВФУ*. 2026;(3): 33-44. DOI: 10.25587/2587-8751-2026-1-33-44

AN ANALYSIS OF GEOLOGICAL AND STRUCTURAL CONDITIONS OF LOCALIZATION OF THE KHOKHSOLAKH GOLD-ANTIMONY ZONE AND NEW PROSPECTS FOR ITS ORE CONTENT (NORTHERN SLOPE OF SETTE-DABAN, SOUTHEASTERN YAKUTIA)

Olga G. Tretyakova¹, Maksim F. Tretyakov, Konstantin M. Tretyakov²*

¹ M. K. Ammosov North-Eastern Federal University,
Yakutsk, Russian Federation

² Ordzhonikidze Russian State Geological Exploration University, Moscow, Russian Federation

*og.tretyakova@s-vfu.ru

Abstract. The article presents the results of systematization and analysis of archival geological materials on the Khokhsolakh gold-antimony zone (Sette-Daban, Yakutia) in order to clarify the geological and structural conditions of ore localization and assess its metallogenic potential. It was established that the Khokhsolakh occurrence is confined to a crush zone in the core of a gently dipping brachyform anticline, composed of Lower Carboniferous terrigenous rocks (Khatynakh C_{1h} and Natalka C_{1n} formations), and is spatially confined to the zone of influence of the regional Taskan fault. Based on the analysis of archival materials, the characteristics of two ore bodies, represented by quartz-stibnite breccias with gold grades up to 42 g/t and antimony up to 29 %, were detailed. Using materials from the State Geological Map-1000/3, a quantitative assessment of forecast resources was carried out, confirming the presence of 10 tons of gold and 15 thousand tons of antimony of the P_2 category. A critical analysis of the prospecting methods of past years (low-sensitivity geochemistry, fragmentary geophysics) revealed the reasons for the incomplete assessment of the zone's potential. Based on the program of a new stage of geological re-study (GRD-200, 2025–2027), a modern predictive prospecting complex was substantiated, including ICP-MS lithochemistry, ground geophysical surveys, and isotope-geochronological studies. The conclusion was drawn about the high industrial potential of the Khokhsolakh zone and the feasibility of its designation as a priority prospecting area.

Keywords: gold-antimony mineralization, Khokhsolakh occurrence, Sette-Daban, Taskan fault, structural control, forecast resources, structural trap, mineralization, metallogenic analogies, Sakha Republic (Yakutia)

For citation: Tretyakova O.G., Tretyakov M.F., Tretyakov K.M. An analysis of geological and structural conditions of localization of the Khokhsolakh gold-antimony zone and new prospects for its ore content (Northern slope of Sette-Daban, Southeastern Yakutia). *Vestnik of North-Eastern Federal University. Earth Sciences*. 2026;(3): 33-44. DOI: 10.25587/2587-8751-2026-1-33-44

Введение

Северный склон Сетте-Дабанского горст-антиклинария в пределах Южного Верхоянья представляет собой классический район развития осадочно-вулканогенных формаций палеозоя, характеризующийся сложной складчато-блоковой тектоникой и разнообразной металлогенией [8, 9]. Одной из наиболее перспективных на благородные и цветные металлы участков является Менкюлинская площадь (листы Р-53-V, VI), где сосредоточены известные проявления меди, золота и сурьмы [1, 7]. Хохсолахская золото-сурьмяная зона, открытая в 1976-78 гг при производстве геолого-съёмочных работах масштаба 1:200000 [4], является центральным и наиболее значимым минерагеническим объектом в пределах изучаемой площади. Несмотря на проведённые в конце XX века оценочные работы [11, 12], детальные исследования геолого-структурных условий и масштабов локализации оруденения, связей с региональной тектоникой до настоящего времени отсутствовали. Актуальность таких исследований возросла в связи с началом в 2025 году нового этапа геологического доизучения (ГДП-200), направленного на создание цифровой основы Госгеолкарты-200/2 и переоценку минерально-сырьевого потенциала.

Целью данной работы является обобщение и критический анализ фондовых материалов для уточнения геолого-структурных условий локализации оруденения, оценки его минерагенического потенциала и обоснования оптимальной программы дальнейших исследований.

Материалы и методы

В основу работы положен анализ фондовых материалов, включая отчеты о геолого-съёмочных и поисковых работах [4, 11, 12], Регистрационную карту полезных ископаемых листа Р-53-V, а также материалы Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (III-е поколение) листа Р-53 (Хандыга) [6]. Используются методы структурно-вещественного анализа, сравнительной минерагении и количественной оценки прогнозных ресурсов.

Геологическое строение района

Менкюлинская площадь (листы Р-53-V, VI) расположена в пределах Томпонского района Республики Саха (Якутия) и входит в состав Южно-Верхоянской структурно-формационной зоны Верхояно-Колымской складчатой области в зоне сочленения юго-восточной окраины Главной цепи Верхоянского хребта и северной части хребта Сетте-Дабан (рис. 1).

В металлогеническом отношении площадь находится на стыке нескольких минерагенических зон, а именно, Сетте-Дабанской золото-редкометалльно-меднорудной, Менкюленской сурьмяно-золоторудной и Аллах-Юньской золоторудной [6, 9] (рис. 2). В геологическом строении территории участвуют осадочные и вулканогенные образования от ордовика до триаса, смятые в линейные складки северо-западного простирания и разбитые системой тектонических нарушений [1, 7].

Магматические образования района представлены дайками и силлами долеритов и габбро-долеритов, объединяемых в сетте-дабанский габбро-долеритовый субвулканический комплекс ($v\beta D_1 - C_1 sd$). Они имеют широкое распространение в пределах Сетте-Дабанского антиклинория, ориентированы субмеридионально и совпадают с простиранием основных складчатых структур. Мощность даек варьирует от долей метра до 10–15 м, протяженность достигает первых сотен метров. Вмещающие породы в контактах мраморизованы, хлоритизированы и пиритизированы [4, 7].

Кроме того, на северо-востоке площади зафиксирована единичная дайка лампрофиров, предположительно относящаяся к анчинскому комплексу ($\delta\pi K_1 a$), которая прорывает верхнепермские отложения и представлена желтовато-серой мелкозернистой породой керсантитового состава. Абсолютный возраст магматических образований современными методами не определялся, за исключением данных по изотопной геохронологии даек сопредельных территорий (982 ± 11 млн лет) [10].

В стратиграфическом разрезе фиксируется региональное угловое несогласие, отделяющее толщу ниже-среднекаменноугольной хатыннахской свиты ($C_1 h$) от подстилающих образований [1], что указывает на значительный период тектонической активности и денудации, предшествовавший накоплению осадков свиты $C_1 h$.

Хохсолахская зона сложена преимущественно терригенными образованиями нижнего карбона. В её разрезе снизу вверх представлены песчаники, алевролиты и аргиллиты хатыннахской свиты ($C_1 h$), которые согласно перекрываются аналогичными по составу породами наталинской свиты ($C_1 n$). Эта толща образует пологую брахиформную складку – Хохсолахскую антиклиналь. Свиты залегают согласно и отделены от подстилающих девонских вулканитов угловым несогласием. Региональным структурообразующим элементом является северо-западный Тасканский разлом (продольный, простирание $305-310^\circ$), к зоне влияния которого приурочена рассматриваемая минерализация (рис. 1, 2).

Характеристика Хохсолахского золото-сурьмяного проявления Хохсолахское рудопроявление было открыто М.С. Щербаковым и детально изучено в 1979–1982 гг. Лазовской поисковой партией [11, 12]. Оруденение локализовано в линейной (субмеридиональной) зоне дробления и смятия мощностью от первых метров до 10–15 м, секущей ядро антиклинали.

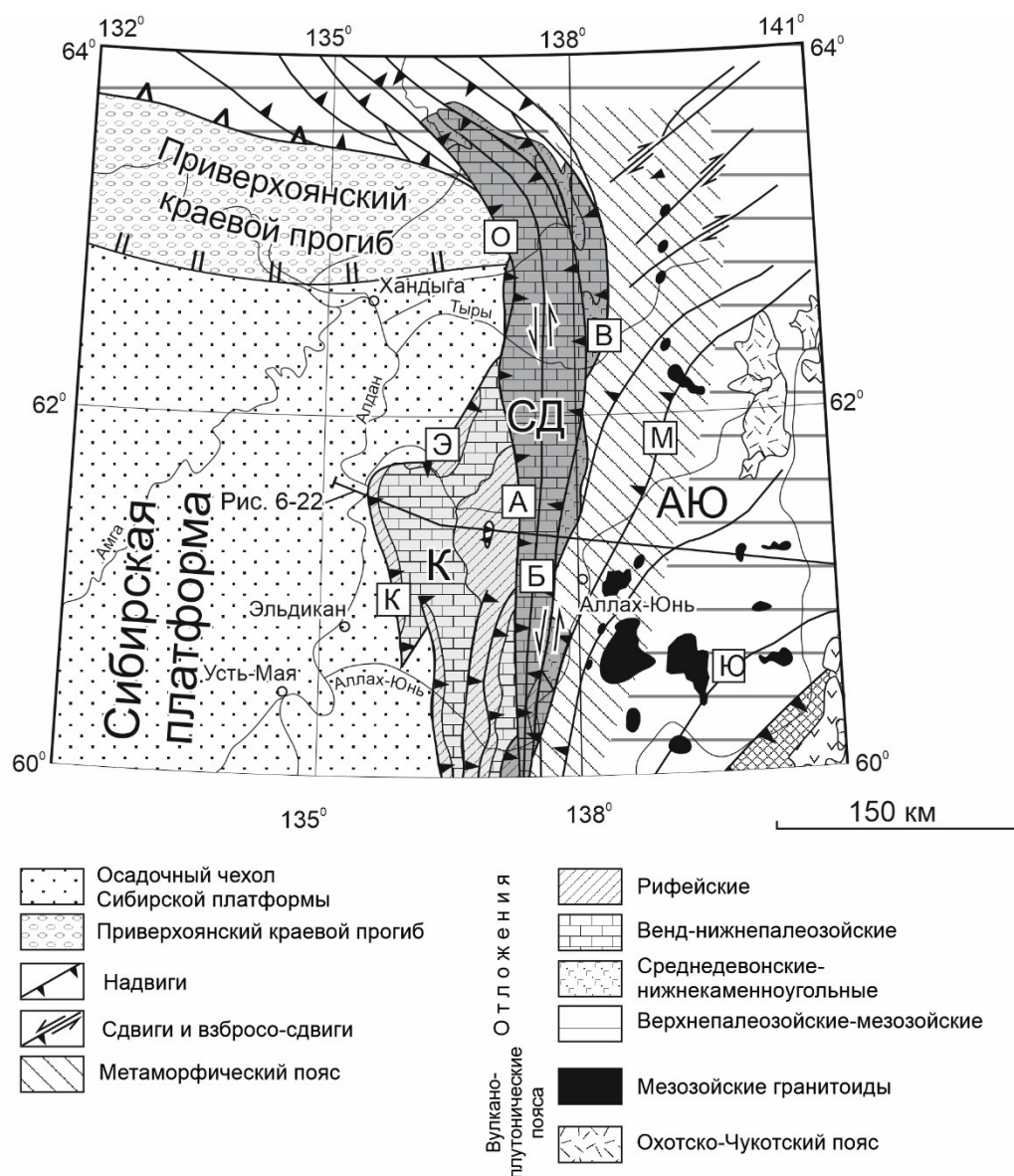


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема южной части Верхояно-Колымской складчатой области [9].

Тектонические зоны: К – Кыллахская, СД – Сетте-Дабанская, АЮ – Аллах-Юньская. Разломы:

О – Краинный, В – Восточно-Сетте-Дабанский, Э – Эбейке-Хаятинский, М – Минорский,

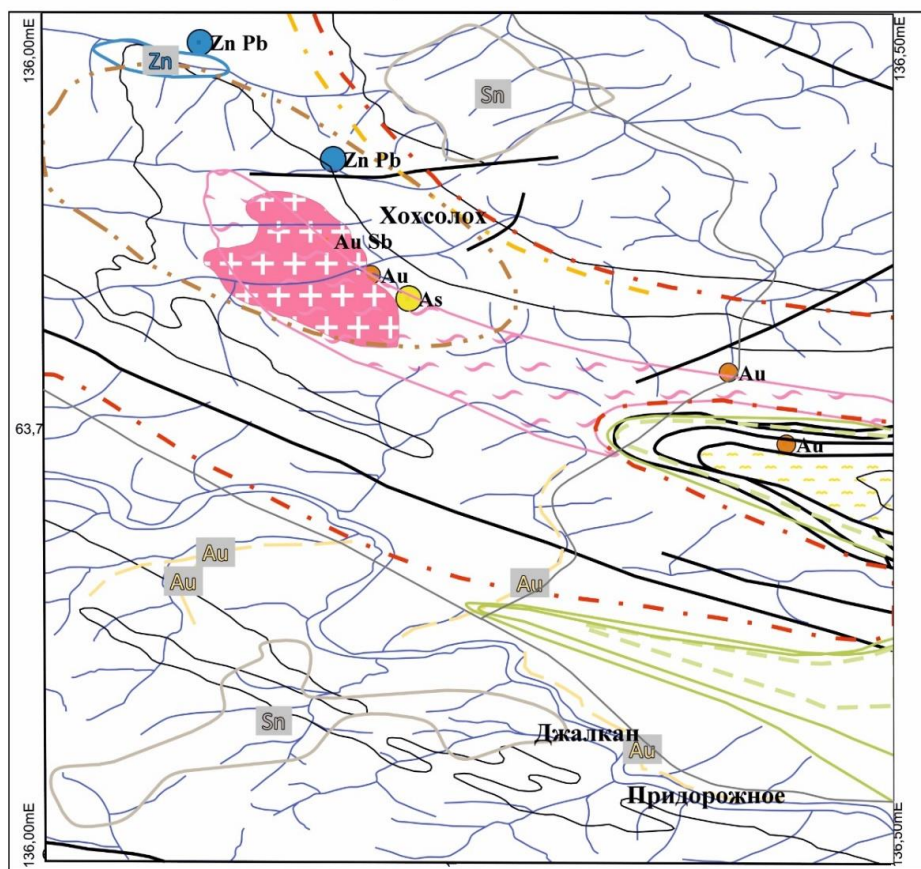
А – Акринский, Б – Бурхалинский, К – Кыллахский, Ю – Юдомский.

Fig. 1. Structural-tectonic scheme of the southern part of the Verkhoyansk-Kolyma fold region [9]. Tectonic

zones: K – Kylakh, СД – Sette-Daban, АЮ – Allakh-Yun. Faults: О – Okrainnyy, В – East Sette-Daban,

Э – Ebeike-Khayatinsky, М – Minorsky, А – Akrinsky, Б – Burkhalinsky, К – Kylakhsky, Ю – Yudomsky.

Минерагеническая схема



Минерагенические площади

- Аллах-Юньская золоторудная минерагеническая зона
- Томпо-Брюнгадинская редкометалльно-медно-серебро-золото-сурьмяно-ртутная минерагеническая зона
- Сетте-Дабанская золото-редкометалльно-редкоземельно-меднорудная минерагеническая зона
- Джалканский меднорудный узел
- Хохсолохский золотосурьмяный рудный узел
- Литохимические ореолы
- Литохимические ореолы
- Шлиховые потоки

Пункты минерализации

- Zn, Pb
- Au, Sb
- Au
- As

Стратифицированные формации

- Предполагаемая золотоматеринская толща. Вмещает золото-сурьмяную минерализацию в прехслах Хохсолохского рудного узла
- Зоны смятия, расщепления и дробления, благоприятные для размещения оруденения золото-кварцевой и золото-сурьмяной формации
- Фации метаморфизма, благоприятные для проявления оруденения золото-кварцевой малосульфидной зеленосланцевой формации
- Разрывные нарушения и разломы

Рис. 2. Минерагеническая схема района

Fig. 2. Metallogenic scheme of the study area

В пределах зоны выделены два рудных тела, разделенных мощным безрудным интервалом около 500 м (табл. 1).

Таблица 1

Морфологическая и вещественная характеристика рудных тел Хохсалахского проявления

Table 1

Morphological and material characteristics of ore bodies at the Khokhsolakh occurrence

Параметр	Рудное тело № 1 (основное)	Рудное тело № 2
Простираание, падение	СЗ 300-320°, крутое	Субмеридиональное
Длина по простиранию	~300 м (прослежено канавами на 250 м)	~150 м
Мощность	0.5 – 2.3 м (ср. 1.2 м)	0.5 – 1.5 м
Морфология	Пластообразная зона, линзовидная жила	Серия сближенных прожилков
Вмещающие породы	Дробленые и окварцованные алевролиты C_1h-C_1n	Аргиллиты и алевролиты C_1n
Рудная минерализация	Прожилки и вкрапленность антимонита, реже – пирита, арсенопирита. В кварцевом цементе брекчий – гнезда массивного антимонита (до 50-70 %). Золото тонкодисперсное, в сростании с антимонитом и кварцем.	Преимущественно вкрапленность антимонита и пирита в прожилковом кварце.
Содержания	Au: 4 – 42 г/т (ср. 8 г/т); Sb: до 29 %	Au: следы – 1.5 г/т; Sb: до 1-2 %
Вторичные изменения	Окварцевание, березитизация, охристые продукты окисления антимонита.	Локальное окварцевание, лимонитизация.

Рудные тела сложены тектоническими брекчиями, в которых обломки вмещающих алевролитов и аргиллитов сцементированы кварцем (10–40 %) и сульфидами. Характерной особенностью оруденения является наличие нескольких генераций кварца: раннего молочно-белого и более позднего прозрачного серого, непосредственно ассоциирующего с рудной минерализацией. Главный рудный минерал – антимонит (Sb_2S_3) – образует прожилки, вкрапленность и массивные гнезда. Золото в рудах тонкодисперсное (менее 0.1 мм), ассоциирует с антимонитом, а его содержание устанавливается только пробирным анализом. Минералогический анализ шлихов из аллювия руч. Хохсалах показал наличие знаков антимонита и золота [4].

Согласно данным М.С. Щербакова [12], в рудах и околорудных вмещающих породах Хохсалахского проявления выделяются четыре последовательные минеральные ассоциации, отражающие эволюцию гидротермального процесса:

1. Ранняя арсенопирит-пирит-кварцевая ассоциация, образующая вкрапленность в метасоматически измененных алевролитах. С ней связаны ранние генерации субмикроскопического золота.
2. Сфалерит-галенит-халькопирит-карбонатная ассоциация с тетраэдритом, развитая локально в зонах дробления.
3. Главная антимонит-кварцевая ассоциация, с которой связано основное количество тонкодисперсного золота. Антимонит образует прожилки, вкрапленность и массивные гнезда.
4. Поздняя диксит-гидрослюдистая ассоциация, завершающая гидротермальный процесс и развитая по периферии рудных зон.

Зональность и стадийность минералообразования свидетельствуют о сложной эволюции гидротермальной системы и могут служить важным поисковым критерием при оценке флангов и глубин рудного поля.

По данным апробации ФГУП «ЦНИГРИ», прогнозные ресурсы проявления категории P_2 оцениваются в 10 т золота при среднем содержании 8 г/т и 15 тыс. т сурьмы. Для общей оценки минерагенического потенциала района принципиальное значение имеют сводные данные Госгеолкарты-1000/3 (табл. 2) [7].

Приведенные данные количественно подтверждают, что Хохсалахский узел является единственным на Менкюлинской площади объектом с официально апробированными прогнозными ресурсами благородных металлов категории P_2 .

Таблица 2

Сводная оценка прогнозных ресурсов основных минерагенических подразделений Менкюлинской площади (по данным ГГК-1000/3, лист Р-53-Хандыга, 2021 г. [6])

Table 2

Summary assessment of forecast resources of the main metallogenic subdivisions of the Menkyulina area (according to the State Geological Map-1000/3, sheet R-53-Khandyga, 2021 [6])

Минерагеническое подразделение / Объект	Вид полезного ископаемого	Прогнозные ресурсы, тыс. т (для Au – т)	Примечание
Менкюленская сурьмяно-золоторудная зона			
<i>Хохсалахский прогнозируемый узел</i>	Au (коренное)	$P_2 = 10$	Центральный объект статьи
	Sb	$P_2 = 15$	
Сетте-Дабанская меднорудная зона			
<i>Джалканский прогнозируемый узел</i>	Cu	$P_1 + P_2 + P_3 = 1368$	Включает проявления Курпанджинское, Последнее и др.

Анализ структурного контроля и металлогенические аналогии

Согласно анализу фондовых материалов, локализация оруденения в Хохсалахской зоне определяется сочетанием региональных и локальных структурных факторов [4, 11, 12], которые определяют два основных иерархических уровня контроля.

Региональный структурный контроль связан с положением Хохсалахской зоны в системе крупных глубинных разломов. Зона приурочена к периферии Тасканского разлома, представляющего собой долгоживущую глубинную структуру, активизировавшуюся в мезозое в ходе коллизионных процессов. Как отмечает Горячев Н.А. [5], подобные разломы в Верхояно-Чукотской складчатой области играли роль основных флюидопроводящих каналов, обеспечивавших миграцию гидротермальных растворов. Важно отметить, что Тасканский разлом контролирует размещение не только Хохсалахского проявления, но и ряда других рудных объектов Сетте-Дабана. В частности, в пределах Широкинского рудно-россыпного узла, также тяготеющего к зоне влияния этого разлома, установлена специфическая золото-теллуридная минерализация [2], представленная находками сальванита и петцита в сульфидно-кварцевых рудах. С этим же разломом связаны обширные шлиховые ореолы золота и геохимические аномалии серебра в бассейне ручьев Сакчан – Эмтыканья [4]. По-видимому, зона разлома трассируется цепочкой слабopоложительных магнитных аномалий, связанных с внедрением даек основного состава и сопровождается повышенной трещиноватостью, что могло создавать благоприятные условия для циркуляции рудоносных гидротермальных растворов [4]. Это свидетельствует о развитии в регионе нетрадиционных типов золотого оруденения и расширяет его прогнозный потенциал.

Локальный структурный контроль реализуется на уровне конкретных рудных тел и определяется сочетанием литологических и структурных факторов. Рудные тела Хохсалахского

проявления приурочены к зоне дробления и смятия, локализованной в ядре пологой брахиформной антиклинальной складки. Подобные структурные ловушки широко известны как благоприятные для формирования гидротермальных месторождений. Роль благоприятной литологической ловушки, вероятно, выполняют породы хатыннахской и наталинской свит, обогащенные углистым веществом и пиритом, что могло способствовать химическому осаждению золота и сурьмы из гидротермальных растворов [5].

Сравнительный анализ Хохсолахского проявления с крупнейшим в регионе Нежданинским золоторудным месторождением (300 км к юго-востоку) выявляет не только ряд общих черт, но также и существенные различия [3, 13]. Оба объекта приурочены к терригенным отложениям верхнего палеозоя и контролируются зонами разломов. Более значимым сходством, по данным М.С. Щербакова, является характер околорудно-измененных пород, для обоих объектов типичны интенсивное окварцевание, березитизация и сульфидизация (пирит, арсенопирит), формирующие зональные ореолы вокруг рудных тел, что позволяет рассматривать их как проявления единого гидротермально-метасоматического процесса в сходных структурно-литологических условиях. Вместе с тем, геодинамическая обстановка формирования и возраст оруденения этих объектов, по-видимому, различны. Нежданинское месторождение связывается с мезозойским коллизийным магматизмом, тогда как для Хохсолахской зоны надежные возрастные данные отсутствуют.

В этой связи важное значение имеют работы по изотопной геохронологии магматических комплексов Сетте-Дабана [10]. Так, установленный возраст даек и силлов долеритов сеттедабанского комплекса (982 ± 11 , 977 ± 7 млн лет) свидетельствует о проявлении на территории позднепротерозойского магматизма, однако его связь с золото-сурьмяным оруденением остается неясной и требует дальнейшего изучения. Полученные данные указывают на длительную историю тектоно-магматической активизации региона, в рамках которой могли реализоваться несколько этапов рудообразования.

Направления дальнейших исследований

Анализ работ предшественников позволяет сформулировать первоочередные задачи для оценки промышленного потенциала Хохсолахской зоны. В связи с низкой чувствительностью геохимических методов прошлых лет и фрагментарностью геофизических исследований, необходима постановка современных комплексных поисковых работ, включающих высокоточную литохимическую съемку (ICP-MS), наземную геофизику, изотопно-геохронологические, минералогические и гидрогеохимические методы.

Литохимическая съемка по вторичным ореолам масштаба 1:25 000 с анализом проб методом ICP-MS (Au, Ag, As, Sb, Cu, Pb, Zn, W, Mo) позволит выявить слабоконтрастные ореолы тонкодисперсного золота, не фиксирувавшиеся ранее.

Ионно-сорбционный метод ориентирован на выявление скрытого оруденения под чехлом рыхлых отложений [6].

Шлихо-минералогические исследования направлены на изучение минералов-спутников (пирит, арсенопирит, шеелит) и их морфологических особенностей.

Электроразведка методом вызванной поляризации (ВП) обеспечит картирование зон сульфидизации – прямого поискового признака золото-сурьмяного оруденения.

Высокоточная магниторазведка позволит трассировать дайки основного состава и зоны дробления. Электропрофилирование (СГ-БИЭП) эффективно для выделения участков повышенной трещиноватости и окварцевания [4].

U-Pb датирование цирконов из даек необходимо для определения возраста магматизма и его корреляции с рудообразованием [10]. Кристалломорфологический анализ цирконов может служить индикатором потенциально рудоносных даек на закрытых участках [1].

Изотопия серы в сульфидах позволит оценить источник рудного вещества, а минераграфические исследования с электронной микроскопией – изучить формы нахождения тонкодисперсного золота.

Опробование природных вод на элементы-индикаторы (Au, Ag, As, Sb) в условиях многолетней мерзлоты может быть более информативным для выявления скрытого оруденения ниже местных базисов эрозии по сравнению с литохимическими методами [4, 5].

Предлагаемый комплекс методов базируется на анализе специфики геологического строения Хохсалахской зоны, особенностей вещественного состава руд и ландшафтно-геохимических условий района и может привести к реальным открытиям.

Заключение

Выполненный анализ фондовых материалов позволил систематизировать разрозненные данные по геологии и условиям локализации золото-сурьмяной минерализации Хохсалахской зоны. Уточнены структурные факторы контроля, показана приуроченность оруденения к зоне дробления в ядре Хохсалахской антиклинали и его пространственная связь с региональным Тасканским разломом. Проведены минерагенические аналогии с другими рудными объектами региона (Широкинский узел, Нежданинское месторождение), указывающие на потенциальное разнообразие типов оруденения. Анализ методик прошлых лет позволил определить пробелы предшествующих исследований и обосновать необходимость применения современного прогнозно-поискового комплекса. Предлагаемые направления учитывают специфику объекта и современные достижения в области поисковой геохимии, геофизики и изотопной геохронологии. Их реализация позволит перейти от качественной оценки потенциала к выявлению конкретных рудных тел и количественной оценке прогнозных ресурсов.

Литература

1. Абрамов Б.С. Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана. Москва: Наука; 1970. 248 с.
2. Anisimova G.S., Kondrat'eva L.A., Leskova N.V. Gold and silver tellurides in the Shirokinsky ore-and-placer cluster, the Sette-Daban Ridge, Yakutia. *Geology of Ore Deposits*. 2011;53(7):620-625. DOI: 10.1134/S1075701511070038.
3. Волков А.В., Сидоров А.А. Нежданинское золоторудное месторождение (Якутия): геология, генезис, модель формирования. *Геология рудных месторождений*. 2015;57(4):291-310.
4. Горбунов А.И. Отчет о геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1:200 000 на площади листов Р-53-V; Р-53-VI по работам Экачанской геологосъемочной партии в 1976-1979 г.г. Якутск; 1979. Фонды ЯТГФ, № 13515.
5. Горячев Н.А. Золото-сурьмяное оруденение Верхояно-Чукотской складчатой области. Новосибирск: Наука; 1998:184.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-53 (Хандыга). Объяснительная записка. Под ред. Г.Г. Казаковой. Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ; 2021: 200.
7. Ковалев Л.Н. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Майская. Лист Р-53-VI. Объяснительная записка. Ленинград: Недра; 1985.
8. Некрасов И.Я., Горячев Н.А. Золоторудные месторождения Верхоянья. Новосибирск: Наука; 1990: 240.
9. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Москва: Наука; 2001:571 .
10. Savelev A.D.; Khudoley A.K.; Malyshev S.V.; Chamberlain K.R.; Ernst R.E.; Pazukhina A.A.; Prokoviev A.V.; Söderlund U.; Lebedeva O.Yu.; Bilali H.El. et al. 980-970 Ma Sette-Daban event of the Siberian craton: new geochronological and geochemical data, relationship to LIP and potential connection with other LIPs. *International Geology Review*. 2024;66(20):3606-3629. DOI: 10.1080/00206814.2024.2349899.
11. Чернобровкин А.С. Отчет о поисках золото-сурьмяных и сурьмяных месторождений в районе рудопроявлений Баданга, Ненкан и Хохсалах на территории листов Р-54-26,27,28; Р-54-16; Р-53-9. (Лазовская поисковая партия, 1979-1982 г.г.). Якутск; 1982. Фонды ЯТГФ, № 14635.

12. Щербakov M.C. Отчет о геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1:200 000 на площади листа P-53-IV по работам Лосевой партии в 1979-1981 г.г. Уч. Хохсолох. Якутск; 1981. Фонды ЯТГФ, № 14258.

13. Gamyanin G.N., Bortnikov N.S., Alpatov V.V., et al. The Nezhdaninsky gold deposit (Yakutia): Geology, geochemistry, and genesis. *Geology of Ore Deposits*. 2017;59(5):363-394. DOI: 10.1134/S1075701517050046.

References

1. Abramov B.S. *Biostratigraphy of the Carboniferous deposits of the Sette-Daban Range*. Moscow: Nauka; 1970:248 (in Russian)

2. Anisimova G.S., Kondratieva L.A., Leskova N.V. Gold and silver tellurides in the Shirokinsky ore-placer node (Sette-Daban Range, Yakutia). *Geology of Ore Deposits*. 2011;53(7):620-625. DOI: 10.1134/S1075701511070038.

3. Volkov A.V., Sidorov A.A. The Nezhdaninka gold deposit (Yakutia): geology, genesis, and formation model. *Geology of Ore Deposits*. 2015;57(4):291-310 (in Russian).

4. Gorbunov A.I. Report on geological surveying and additional geological study at a scale of 1:200,000 on sheets P-53-V; P-53-VI based on the work of the Ekachan Geological Survey Party in 1976-1979. Yakutsk; 1979. Yakut Territorial Geological Fund, No. 13515 (in Russian)

5. Goryachev N.A. *Gold-antimony mineralization of the Verkhoyansk-Chukotka fold region*. Novosibirsk: Nauka; 1998:184 (in Russian)

6. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Verkhoyansk-Kolyma Series. Sheet P-53 (Khandyga). Explanatory Note. Kazakova G.G., editor. St. Petersburg: VSEGEI Cartographic Factory; 2021:200 (in Russian)

7. Kovalev L.N. State Geological Map of the USSR, scale 1:200,000. Mayskaya Series. Sheet R-53-VI. Explanatory Note. Leningrad: Nedra; 1985 (in Russian)

8. Nekrasov I.Ya., Goryachev N.A. *Gold deposits of the Verkhoyansk region*. Novosibirsk: Nauka; 1990:240 (in Russian)

9. Parfenov L.M., Kuzmin M.I. Tectonics, geodynamics and metallogeny of the territory of the Sakha Republic (Yakutia). Moscow: Nauka; 2001:571 (in Russian)

10. Savelyev A.D., Khudoley A.K., Malyshev S.V., et al. The 980-970 Ma Sette-Daban event in the Siberian Craton: new geochronological and geochemical data, relation to Large Igneous Provinces, and potential correlation with other LIPs. *International Geology Review*. 2024;66(20):3606-3629.

11. Chernobrovkin A.S. Report on prospecting for gold-antimony and antimony deposits in the area of the Badanga, Nenkan and Khokhsolakh occurrences on sheets P-54-26,27,28; P-54-16; P-53-9. (Lazovsky prospecting party, 1979-1982). Yakutsk; 1982. Yakut Territorial Geological Fund, No. 14635 (in Russian)

12. Shcherbakov M.S. Report on geological surveying and additional geological study at a scale of 1:200,000 on sheet P-53-IV based on the work of the Loseva party in 1979-1981. Khokhsolakh area. Yakutsk; 1981. Yakut Territorial Geological Fund, No. 14258 (in Russian)

13. Gamyanin G.N., Bortnikov N.S., Alpatov V.V., et al. The Nezhdaninsky gold deposit (Yakutia): Geology, geochemistry, and genesis. *Geology of Ore Deposits*. 2017;59(5):363-394. DOI: 10.1134/S1075701517050046

Сведения об авторах

ТРЕТЬЯКОВА Ольга Геннадьевна – старший преподаватель кафедры прикладной геологии геолого-разведочного факультета Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова, SPIN-код: 7433-6792, AuthorID: 1050538. E-mail.ru: og.tretiakova@s-vfu.ru

ТРЕТЬЯКОВ Максим Феликсович – кандидат геолого-минералогических наук, декан геологоразведочного факультета Северо-Восточного федерального университета им. М.К. Аммосова, к.г.-м.н., SPIN-код: 2675-8910, AuthorID: 717255. E-mail.ru: mf.tretiakov@s-vfu.ru

ТРЕТЬЯКОВ Константин Максимович – студент Российского государственного геологоразведочного университета имени Серго Орджоникидзе. E-mail.ru: gutsl@mail.ru

About the authors

Olga G. TRETYAKOVA – senior lecturer, Department of Applied Geology, Geological Prospecting Faculty, M. K. Ammosov North-Eastern Federal University, Yakutsk, Russian Federation, SPIN: 7433-6792, AuthorID: 1050538. E-mail.ru: og.tretiakova@s-vfu.ru

Maksim F. TRETYAKOV – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), dean, Geological Prospecting Faculty, M. K. Ammosov North-Eastern Federal University, Yakutsk, Russian Federation, Ph.D., SPIN 2675-8910, AuthorID: 717255. E-mail.ru: mf.tretiakov@s-vfu.ru

Konstantin M. TRETYAKOV – student, Sergo Ordzhonikidze Russian State Geological Exploration University, Moscow, Russian Federation. E-mail: gutsl@mail.ru

Вклад авторов

Третьякова О.Г. – разработка концепции, сбор и анализ фондовых материалов, интерпретация геологических данных, формулировка выводов, работа с литературными источниками.

Третьяков М.Ф. – научное редактирование текста, критический анализ содержания, верификация геологических данных, консультационная поддержка по вопросам стратиграфии и тектоники региона.

Третьяков К.М. – подготовка графических материалов (схем, рисунков, таблиц), техническое оформление рукописи, верстка, работа с библиографическими источниками.

Authors' contribution

Olga G. Tretyakova – development of the concept, collection and analysis of stock materials, interpretation of geological data, formulation of conclusions, work with literary sources.

Maksim F. Tretyakov – preparation of graphic materials (schemes, figures, tables), technical design of the manuscript, layout, work with bibliographic sources.

Konstantin M. Tretyakov – preparation of graphic materials (schemes, figures, tables), technical design of the manuscript, layout, work with bibliographic sources

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов. Корреспондент автор имеет право и полномочия выступать от имени всех авторов по этому исследованию

Conflict of interests

The authors declare that there is no conflict of interest. The corresponding author has the right and authority to speak on behalf of all authors on this study

Поступила в редакцию / Submitted 05.03.2026

Поступила после рецензирования / Revised 20.06.2026

Принята к публикации / Accepted 21.09.2026

ГЕОГРАФИЯ

УДК 631.459.2:551.435.84

<https://doi.org/10.25587/2587-8751-2026-1-45-56>

Научная оригинальная статья

**СУФФОЗИОННО-ПРОСАДОЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ВЛИЯНИЕ
НА МИКРОРЕЛЬЕФ И РАЗВИТИЕ ТАЛОЙ ЭРОЗИИ ПОЧВ ПАШНИ
ЮГО-ВОСТОКА ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ****Н. С. Евсеева, З. Н. Квасникова*, М. А. Каширо, В. Ю. Зайцева**

Национальный исследовательский Томский государственный университет,

г. Томск, Российская Федерация

*zjkw@rambler.ru

Аннотация. В статье представлены результаты многолетних исследований сопряженного воздействия суффозионных процессов на развитие эрозии почв агроландшафтов. Основной целью данной работы является анализ роли суффозионно-просадочных процессов в развитии эрозии почв от стока талых снеговых вод и трансформации микрорельефа пашни юго-востока Томской области. Материалами послужили результаты маршрутных обследований пашни южных районов региона в течение тридцати лет, а также полустационарные наблюдения на ключевых участках «10 км» (2003–2014 гг.) и «Лучаново» (1988–2026 гг.), где проводились ежегодные микромасштабные снегосъемки, замеры скорости струйчатых потоков и мутности воды, отбор проб делювия. При анализе использовались картографический, гранулометрический методы, дешифрирование космических снимков и географических информационных систем (ГИС). В результате установлено три вида влияния суффозионных процессов на талую эрозию: смыл почв со склонов депрессии на ее днище, перелив талых вод из одной депрессии в другую, расположенную гипсометрически ниже с перемещением литомасс, а также прорыв воды через борта котловин на прилегающие участки пашни. Кроме того, зафиксированы современные проявления внешней суффозии в виде просадок грунта на склонах агроландшафтов и возрождения погребенных оврагов. Полученные данные о масштабах перемещения твердого материала помогут скорректировать существующие методики расчета потерь почвы и разработать противоэрозионные мероприятия по защите пахотных угодий юго-востока Томской области, а выявленная роль депрессий как геохимических барьеров открывает перспективы для изучения локальных циклов миграции питательных элементов в агроландшафтах.

Ключевые слова: водная эрозия, суффозионно-просадочные процессы, пашня, микрорельеф, агроландшафты, Томская область, Западно-Сибирская равнина

Для цитирования: Евсеева Н.С., Квасникова З.Н., Каширо М.А., Зайцева В.Ю. Суффозионно-просадочные процессы и их влияние на микрорельеф и развитие талой эрозии почв пашни юго-востока Томской области. *Вестник СВФУ*. 2026;(3): 45-56. DOI: 10.25587/2587-8751-2026-1-45-56

SUFFOSSION-SUBSIDENCE PROCESSES AND THEIR INFLUENCE ON THE MICRORELIEF AND DEVELOPMENT OF THAW SOIL EROSION OF ARABLE LANDS IN THE SOUTHEAST OF TOMSK REGION

Nina S. Evseeva, Zoia N. Kvasnikova, Margarita A. Kashiro, Varvara Yu. Zaitseva*

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russian Federation

*zjkw@rambler.ru

Abstract. This article presents the results of a long-term study of the combined effects of suffusion processes on the development of soil erosion in agricultural landscapes. The primary objective of this study is to analyze the role of suffusion-subsidence processes in the development of soil erosion from snowmelt runoff and the transformation of the microrelief of arable land in the southeast of the Tomsk region. The materials used are the results of route surveys of arable land in the southern regions of the region over a period of thirty years, as well as semi-permanent observations at key sites “10 km” (2003–2014) and “Luchanovo” (1988–2026). Cartographic and granulometric methods, as well as the interpretation of satellite images and geographic information systems (GIS), were used in the analysis. As a result, three types of influence of suffusion processes on meltwater erosion were identified: soil loss from depression slopes to their bottoms, meltwater overflow from one depression to another located hypsometrically lower, transporting lithomas, and water breaking through the sides of basins into adjacent cropland. Modern manifestations of external suffusion were recorded, including soil subsidence on the slopes of agricultural landscapes and the reactivation of buried gullies. The obtained data on the scale of solid material movement will help refine existing methods for calculating soil loss and develop anti-erosion measures to protect cropland in the southeastern Tomsk region. The identified role of depressions as geochemical barriers opens up new opportunities for studying nutrient migration in agricultural landscapes.

Keywords: water erosion, suffusion-subsidence processes, arable land, microrelief, agricultural landscapes, Tomsk Oblast, West Siberian Plain

For citation: Evseeva N.S., Kvasnikova Z.N., Kashiro M.A., Zaitseva V.Yu. Suffusion-subsidence processes and their influence on the development of thawed soil erosion and microrelief of arable land in the southeast of Tomsk region. *Vestnik of North-Eastern Federal University. Earth Sciences*. 2026;(3): 45-56. DOI: 10.25587/2587-8751-2026-1-45-56

Введение

Деградация почвенного покрова является одной из глобальных экологических проблем, поскольку почвы играют важнейшую роль в выполнении основных геосферных функций, среди которых поддержание жизнедеятельности и биоразнообразия, регуляция гидросферы, климата и атмосферы, в том числе депонирование углерода; участие в биогеохимических циклах. Кроме того, почвы служат основой, обеспечивающей экосистемные услуги и ресурсы [1], используемые человеком. Эрозия почв, в том числе водная, играет значимую роль в снижении плодородия обрабатываемых земель многих стран мира, в том числе и в России. Вследствие этого проблема охраны почв от водной эрозии становится все более актуальной, а ученые изучают факторы, механизмы ее развития; разрабатывают методы оценки интенсивности проявления процесса как в нашей стране [2-5], так и за рубежом [6-9]. До настоящего времени недостаточно изучено сопряженное воздействие на почвы агроландшафтов многих процессов рельефообразования и их влияние на развитие водной эрозии в том числе и суффозионно-просадочных процессов. Многолетние полевые наблюдения авторов показали, что суффозия и просадки оказывают существенное влияние на развитие делювиальных процессов на пашне сельскохозяйственных ландшафтов южных районов Томской области и ее микрорельеф.

Цель данной работы – анализ роли суффозионно-просадочных процессов в развитии эрозии почв от стока талых снеговых вод и трансформации рельефа пашни на примере агроландшафтов юго-востока Томской области Западно-Сибирской равнины.

Объект, материал и методы исследования

В основу данной работы положены результаты маршрутных обследований пашни южных районов Томской области в течение тридцати лет, а также полустационарные наблюдения на двух ключевых участках Томского административного района – «10 км» (2003–2014 гг.) и «Лучаново» (1988–2026 гг.) (рис. 1). Ключевые участки расположены в бассейне р. Басандайка,

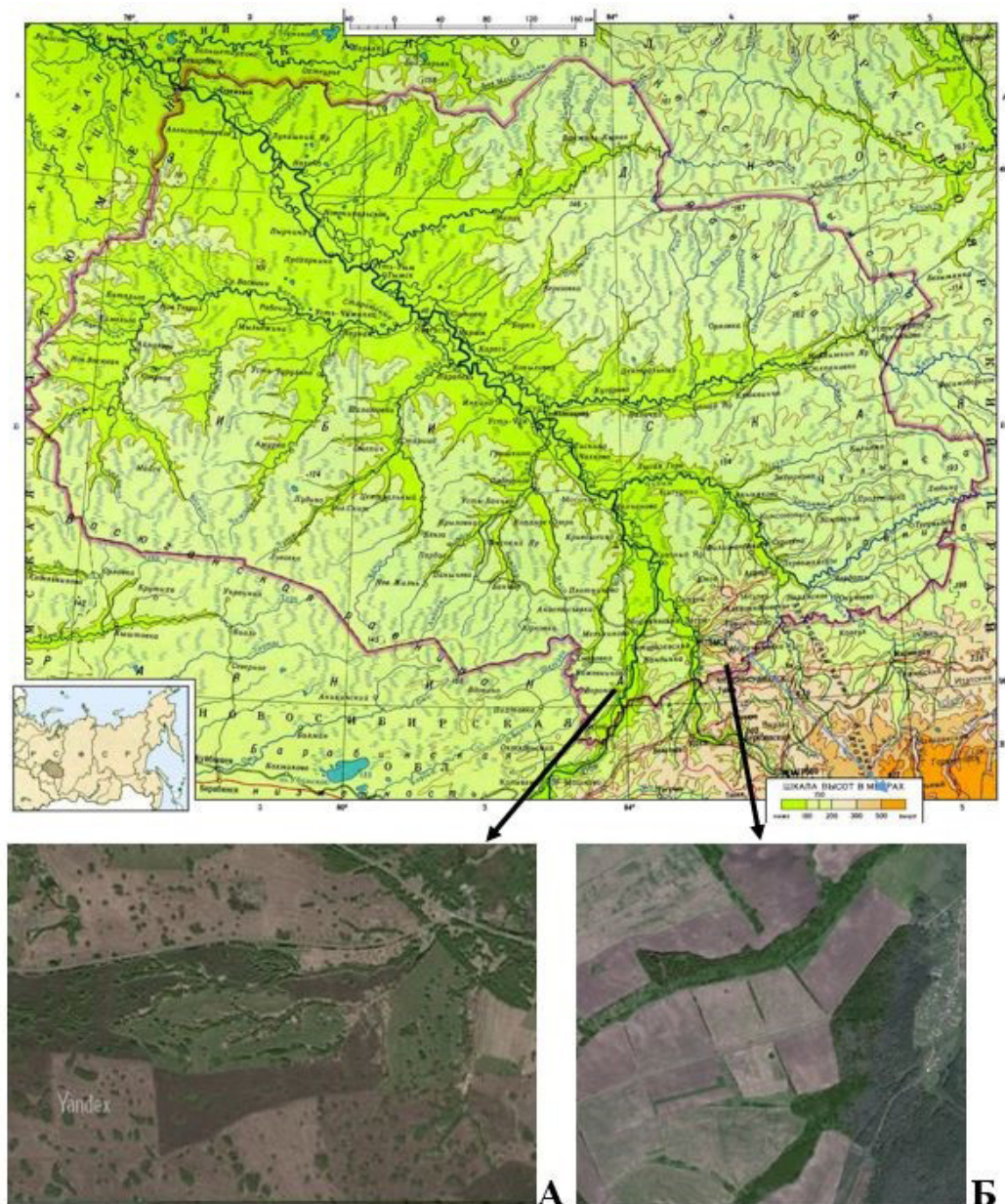


Рис. 1. Исследуемые районы на территории Томской области: А) заросшие суффозионные депрессии агроландшафтов Кожевниковского района; Б) Лучановский ключевой участок в пределах Томского района

Fig. 1. The studied areas in Tomsk region: A) overgrown suffusion depressions of agricultural landscapes of the Kozhevnikovskiy district; B) the Luchanovskiy key site within Tomsk region

где авторами проводятся ежегодные снегосъемки, определяются запасы воды в снеге, рассчитывается интенсивность снеготаяния, замеряются скорости воды в струйчатых потоках и ее мутность. После схода снежного покрова производится обмер струйчатых размывов через 1–10 м в зависимости от извилистости микрорусла, суффозионно-просадочных депрессий, отбираются пробы делювия в конусах выноса. При проведении исследований используются картографический, гранулометрический, аналитический методы, методы дешифрирования космических снимков и геоинформационных технологий.

Абсолютные высоты территории юго-восточной части Томской области, где расположены основные площади сельскохозяйственных угодий, колеблются от 100 до 270 м. Исследуемый район характеризуется достаточно расчлененным рельефом – от 0,3–0,6 км/км² до 0,6–1,25 км/км², относительные высоты в основном изменяются от 0–10 м до 20–40 м.

Наиболее возвышенным участком является Томь-Яйское междуречье, где относительные высоты достигают 60–80 м. Крутизна склонов пашни варьирует от 0–1° до 10–15°.

Климат территории умеренно-континентальный, средняя температура января изменяется от –17° до –20°, а июля – от 17° до 19°. Среднегодовое количество осадков по данным метеостанций южных районов колеблется по годам и по территории от 340 до 745 мм/год; до 70 % осадков за год выпадает в течение апреля-октября [10]. Толщина снежного покрова составляет 40–70 см, но в зависимости от микрорельефа пашни она изменчива: от 0–30 см на наветренных и возвышенных участках пашни до 1–2 м у лесополос и депрессиях рельефа [11]. Глубина промерзания почв варьирует от 23 до 108 см [12].

Характерной особенностью территории исследования является развитие сплошного покрова аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений четвертичного возраста, мощность которых достигает десятков метров. Верхнюю часть этой толщи слагают лессовые образования. Они являются рельефообразующим комплексом отложений в разрезах различных геоморфологических элементов. Генезис их элювиально-делювиальный с привнесом эолового материала, возраст пород различен и определяется как средненеоплейстоцен-поздненеоплейстоценовый [13]. Мощность покровных отложений изменяется от 0,5–1,0 м на поверхности первой надпойменной террасы до 5–10 м на междуречьях. По гранулометрическому составу породы представлены в основном лессовидными суглинками бурыми, желто-бурыми, неслоистыми с округлыми и овальными порами, достигающими в диаметре 3–5 мм. В отложениях преобладает пылеватая фракция: в песках – 2–66 %, в супесях – 40–80 %, в суглинках – 14–88 %, в глинах – 57–69 % [14]. Породы карбонатные (содержание CaCO₃ составляет 5–7 %) карбонаты встречаются как в рассеянном виде, так и в форме стяжений. Лессовые породы являются почвообразующими, на них сформировался почвенный покров, представленный в агроландшафтах в основном серыми лесными почвами и их подтипами, черноземами, дерново-подзолистыми почвами.

Юго-восточная и южная части территории Томской области относятся к Южной области развития лессовых пород Западной Сибири, в ее пределах широко развиты суффозионно-просадочные процессы [15]. Лессовые породы исследуемой территории размокают в воде в течение 2–120 минут, редко встречаются неразмокающие [14]. Под действием внешней нагрузки и собственного веса или только собственного веса при замачивании водой они претерпевают вертикальную деформацию (просадку). Распашка земель, слабая водостойкость покровных отложений, значительное увлажнение территории, рельеф – причины развития эрозионных процессов, суффозии и просадок. В пределах исследуемой территории развита внешняя суффозия, в процессе которой материал транспортируется вниз по склону или выносятся к его подножию [15].

Вследствие развития названных процессов на поверхности междуречий, высоких террас в пределах пашни развиты овальные, округлые депрессии. Полевые обследования и дешифрирование космических снимков показали, что в среднем их количество на 1 км² составляет 2–6; глубина депрессий достигает 3–5 м, но чаще 0,5–1,5 м. Длина склонов депрессий изменяется от первых метров до 40–70 м, а крутизна склонов варьирует от 1–2° до 10–15° [16]. В ходе полевых

наблюдений авторами выявлено влияние суффозионо-просадочных форм рельефа на развитие эрозии почв от стока талых снеговых вод и на трансформацию микрорельефа пашни, а также зафиксированы современные проявления суффозии.

Обсуждение результатов

Депрессии на пашне исследуемого района подразделяются на облесенные (береза, осина, ива, сосна) и необлесенные, подвергающиеся распашке. Маршрутные исследования пашни юга и юго-востока Томской области и полустационарные наблюдения на ключевых участках позволили выявить три вида влияния депрессий на развитие талой эрозии почв: смыв почв со склонов депрессии на ее днище; перелив талых вод из одной депрессии в другую; прорыв воды из депрессии на прилегающие участки пашни.

1. Смыв почв со склонов депрессии после снеготаяния фиксируется в виде струйчатых размывов, оплывания. Смытые со склонов депрессии почвенные частицы отлагаются на днище и кольматируют почвенные поры, что вызывает застаивание воды. Вода в таких депрессиях держится от 10–15 дней до 1–1,5 месяца. В результате в глубоких депрессиях на пашне местами образуются озерки (рис. 2).



Рис. 2. Депрессии, заполненные водой на пашне Лучановского ключевого участка
(фото Квасниковой З.Н., апрель 2026)

Fig. 2. Depressions filled with water on the arable land of the Luchanovsky key area
(photo by Z.N. Kvasnikova, April 2026)

Обмер русел водороев на склонах депрессии показал, что, смыв почвы в зависимости от площади депрессии, длины и крутизны ее склонов, интенсивности снеготаяния, как правило, невелик – от 0,1–0,5 м³ до 1 м³, но иногда может быть значительным. Так на склонах одной из депрессий на пашне Томского района в районе с. Белоусова нами выявлено 18 водороев с глубиной 20 см и длиной от 50 до 80 м. Площадь водосбора этой депрессии около 5000 м².

2. Более значительные перемещения объемов почвенных масс происходят при переливе талых вод из депрессии, расположенной гипсометрически выше в нижележащую. Результаты таких переливов авторы наблюдали неоднократно на пашне Яя-Кийского и Томь-Яйского междуречий. Объем перемещаемых литомасс изменяется в широком диапазоне – от 0,1–0,5 м³ до 35 м³.

Показателен в этом плане пример наблюдений на ключевом участке «Лучаново» за одной из депрессий на южном склоне пашни (см. рис. 2).

Наблюдения за поступлением делювия на днище этой депрессии в течение 1989–1994 гг. показали, что в зависимости от состояния агрофона и интенсивности снеготаяния с ее склонов крутизной от $2-3^{\circ}$ до $10-12^{\circ}$ на днище депрессии поступало от 1–3 до 12–14 м³ делювия.

В 2001 году в ходе интенсивного снеготаяния произошел прорыв вод из депрессии у дороги гипсометрически расположенной на 2–3,5 м выше. В результате образовался «канал стока», по которому ежегодно с 2001 г. происходит сток талых вод с образованием перед зарослями ивняка облесенной депрессии конусов выноса (рис. 3). Например, в 2015 году площадь конуса выноса составила 526 м², в 2019 году площадь конуса выноса была около 375 м², а толщина делювия достигала 17 см.

По данным наших наблюдений только по каналу стока в депрессию ежегодно поступает от 0,5 м³ до 34,5 м³ делювия (табл. 1). В результате таких переливов воды из одной депрессии в другую на пашне со временем образуются делли, ложбины стока, а местами овраги.



Рис. 3. Конус выноса делювия на пашне Лучановского ключевого участка
(фото Квасниковой З.Н., апрель 2012)

Fig. 3. Cone of deluvium alluvium on the arable land of the Luchanovsky key area
(photo by Z.N. Kvasnikova, April 2012)

Таблица 1

Примеры поступления делювия на днище облесенной депрессии в годы с разным агрофоном по каналу стока на Лучановском ключевом участке

Table 1

Examples of deluvium influx to the bottom of a forested depression in years with different agricultural backgrounds along the runoff channel at the Luchanovsky key site

Год наблюдения	Агрофон	Объем делювия, м³	Год наблюдения	Агрофон	Объем делювия, м³
2010	Зябь грубая	5–6	2016	Стерня	1–2
2011	Зябь боронованная	4–5	2017	Зябь грубая	0,1–0,5
2012	Зябь боронованная	4–5	2018	Стерня	Нет смыва
2013	Зябь боронованная	34,5	2022	Зябь грубая	0,5
2014	Стерня злаковых	0,5–1,0	2023	Зябь боронованная	4–5
2015	Зябь боронованная	24–25	2025	Стерня	0,5–1,0

3. Депрессии на пашне, переполняясь водой, особенно в годы интенсивного снеготаяния, способствуют перемещению почвенных масс на прилегающие участки пашни в результате прорыва воды через борта. Показателен пример вышеописанной депрессии: во время снеготаяния она переполняется водой и под напором вод, стекающих с ее склонов, происходит прорыв воды через южный склон котловины крутизной до 3–4°. Водный поток устремляется на прилегающий участок пашни с крутизной поверхности в 0,5–2°. Скорость водного потока уменьшается, часть содержащихся в нем твердых частиц осаждается на поверхность пашни с образованием локальных «полей аккумуляции» (рис. 4).



Рис. 4. Поле аккумуляции делювия на южном склоне исследуемого района (фото Квасниковой З.Н., апрель 2015)

Fig. 4. Field of colluvium accumulation on the southern slope of the study area (photo by Z.N. Kvasnikova, April 2015)

Площадь поля аккумуляции, образованного прорывом воды из описанной депрессии, за период наблюдений достигала 1450–1600 м², а толщина отложения делювия до 7–11 см. Таким образом, в годы интенсивного развития талой эрозии почв на этом поле может накапливаться до 10 м³ делювия. Это приводит к выравниванию рельефа и повышению абсолютных отметок поверхности пашни в пределах полей аккумуляции и формированию ареалов намытых почв. Кроме того, происходит процесс миграции химических элементов, биогенов, а также перераспределение и изменение гранулометрического состава почв, испытывающих аккумуляцию делювия. По данным наших исследований в делювии, поступающем со склонов депрессий на их днища и на поля аккумуляции, отмечается значительное содержание биогенов (табл. 2).

Таблица 2

Физико-химические свойства делювия на пашнях исследуемого района

Table 2

Physicochemical properties of deluvium on arable land in the study area

Объект и дата отбора проб	Ca ²⁺ +Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Гумус, %	N, %	P, %
	мг-экв / 100 г. почвы					
Лучаново, канал стока в депрессию на южном склоне пашни, 29.04.2007 г.	25,3	19,6	5,7	3,99	н.о	н.о
10 км, днище депрессии, 30.04.2007 г.	23,8	10,6	13,2	1,72	н.о	н.о
10 км, днище депрессии, 01.05.2008 г.	24,1	18,2	5,9	3,50	н.о	0,3
Лучаново, днище депрессии на плакоре пашни, 26.04.2011 г.	18,8	16,0	2,8	1,90	0,11	0,35
Лучаново, поле аккумуляции пашня южный склон, 07.05.2023 г.	36,6	20,6	16,0	2,47	0,98	0,17
Лучаново, поле аккумуляции, рядом с лесополосой, 12.05.2024 г.	13,1	10,7	2,4	5,14	0,27	0,29

В гранулометрическом составе делювия, осаждающегося на склонах и днищах депрессий исследуемого района, доминирует фракция крупной пыли (0,05–0,01): от 24,0 % до 45,2 %. Объемы поступающего делювия на днища депрессий, как отмечалось ранее, могут быть значительными, но они не учитываются при использовании существующих методов оценки интенсивности водной эрозии.

Наблюдения на пашне ключевого участка «Лучаново» показали, что современные проявления внешней суффозии и просадок представлены двумя видами:

1 – просадками на пашне с образованием понижений на ее поверхности диаметром от первых метров до десятков метров и глубиной от 10–20 см до 0,5 м. Определить скорость развития просадок не представляется возможным вследствие их ежегодной распашки и боронования. Многолетние наблюдения на ключевых участках «Лучаново» и «10 км» показали, что происходит не только образование новых просадок, но и отмечается увеличение площади уже существующих.

2 – внешней суффозией в процессе развития которой происходит транспортировка материала вниз по склону и аккумуляция его у подножия склонов пашни. Образование промытых путей приводит к формированию суффозионных провалов. Такие провалы зафиксированы на задернованном склоне южной экспозиции Лучановского ключевого участка, глубина их в настоящее время – 0,5–0,85 м. По данным наших наблюдений в пределах этого ключевого участка суффозионно-просадочные и эрозионные процессы наиболее активно развиваются на склонах пашни южной экспозиции с 2010 года.

Помимо образования на склонах провалов и промоин в последнее десятилетие происходит процесс возрождения погребенного оврага в форме фрагментов эрозионно-суффозионных

образований по тальвегу бывшего оврага (рис. 5). Этот овраг-промоина образовался на южном склоне пашни вдоль лесополосы и полевой дороги в 1985 г. (по данным агронома Л. Анохина). В 1987 г. он был обследован авторами статьи и наблюдения за ним проводились в последующие годы. Овраг подвергался частичной засыпке, но продолжал расти. Осенью 1990 г. овраг был полностью засыпан в очередной раз гравийно-галечной смесью и землей, поверхность его была выровнена грейдером. Но, интенсивное таяние сугробов снега в лесополосе с 16 по 26 апреля 1991 г. привело к «возрождению» оврага по старому следу. Длина оврага после обследования 28 апреля 1991 г. была равна 129 м, глубина достигала 1,9 м.



Рис. 5. Эрозионно-суффозионные образования: А) эрозионные формы на задернованном склоне;
Б) устье возрождённого оврага-промоины
(фото З.Н. Квасниковой, апрель-май 2026 г.)

Fig. 5. Erosion-suffusion formations: A) erosion forms on a sod-covered slope;
B) the mouth of a revived ravine-gully (photo by Z.N. Kvasnikova, April–May 2026)

В устье оврага образовался конус выноса площадью более 660 м², мощность пролювия в нем достигала 45 см. В составе отложений наблюдались гравий, галька, суглинки и валуны, размеры которых достигали 19×8×3 см. В 1991 году овраг вновь был засыпан, а на склоне вдоль существующей лесополосы были посажены саженцы сосны. Но за 1991–2026 гг. в процессе развития внешней суффозии и стока талых вод в лесополосе на задернованном склоне по следу засыпанного оврага образовались эрозионные формы глубиной до 0,5–0,65 м и длиной до 7–15 м (см. рис. 5). Общая длина оврага-промоины по состоянию на 31 мая 2026 года составляет 42 метра при ширине от 0,2 до 1,4 м.

Выводы

В пределах агроландшафтов юга и юго-востока Томской области широко развиты суффозионно-просадочные формы рельефа – западины (депрессии), глубина их достигает 3–5 м, а частота встречаемости 2–6 депрессий на 1 км², местами чаще. В сосновой лесополосе Лучановского ключевого участка зафиксирована активно формирующаяся эрозионно-суффозионная промоина.

Депрессии на пашне подразделяются на облесенные и необлесенные, местами они обводнены, например, в районе с. Зайцево на междуречье Оби и Шегарки, в районе трассы Кожевниково-Уртам и др.

Крутизна склонов депрессий достигает 10–15° при длине склонов до 50–70 м. В результате весной на днища депрессий пашни поступают смытые с прилегающих участков и склонов почвенные массы. Объем смытого материала зависит от интенсивности снеготаяния, глубины промерзания почв и состояния агрофона и может быть значительным: максимальный из них наблюдался нами в 2013 г. и составил 34,5 м³.

Проявления этого типа эрозии локальны, но оказывают влияние на плодородие почв, микрорельеф пашни. Разрастание депрессий ведет к уменьшению полезной площади пашни; кроме того депрессии часто являются геохимическими барьерами для смытых в результате водной эрозии химических элементов, в том числе биогенных, имеющих важное значение для питания растений.

Литература

1. Llena M., Carreras S., Bernatek-Jakiel A., Ollero A., Nadal-Romero E. Agricultural land abandonment linked to pipe collapse and gully development: Reconstruction from archival SfM and LiDAR datasets. *Geoderma*. 2024; 449: 116995. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2024.116995>.
2. Голосов В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных равнин. М.: ГЕОС, 2006: 296.
3. Лисецкий Ф.Н., Светличный А.А., Черный С.Г. Современные проблемы эрозиоведения. Белгород. Константа, 2012:456.
4. Сарычев Д.В., Сарычев А.В., Архипцев И.Н., Демченко Н.В., Рыбальченко А.Ю. Развитие и распространение карстовых и суффозионных процессов на территории Белгородской области, оценка их влияния на окружающую среду. Вестник Забайкальского государственного университета. 2021; 27(2):42-51. DOI 10.21209/2227-9245-2021-27-2-42-51.
5. Строкова Л.А., Леонова А.В. Оценка суффозионной опасности на территории г. Томска. *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*. 2021;332(5):49-59. DOI 10.18799/24131830/2021/5/3185.
6. Morgan R.P.C. Soil Erosion and Conservation. 3rd ed. Oxford: Blackwell Publishing, 2005:304.
7. Bernatek-Jakiel A., Nadal-Romero E. Can soil piping impact environment and society? Identifying new research gaps. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2023;(48):72 -86. <https://doi.org/10.1002/esp.5431>.
8. Dong H., Li X., Wang W., An M. Discrete Element Method Simulation of Loess Tunnel Erosion. *Water*. 2025;(17):1020. <https://doi.org/10.3390/w17071020>.
9. Hosseinalizadeh M., Kariminejad N., Bahremand A., Gangi N., Bernatek Jakiel A., Tazikeh H., et al. Integrating geophysical techniques and UAV mapping for the detection and temporal analysis of soil pipes and pipe collapses in agricultural loess landscapes. *Geoenvirom Disasters*. 2025;12(37). <https://doi.org/10.1186/s40677-025-00343-7>.
10. Евсеева Н.С., Пашнева Г.Е., Квасникова З.Н. Делювиальный процесс в агроландшафтах юга Томской области и его эколого-геоморфологические аспекты. *Вестник Томского государственного университета. Биология*. 2013;4(24):7-19.
11. Евсеева Н.С., Петров А.И., Каширо М.А., Квасникова З.Н., Батманова А.С., Хон А.В. Влияние рельефа и растительности на распределение снежного покрова в бассейнах малых рек. *Геосферные исследования*. 2017;(4):64-74.
12. Дюкарев А.Г., Пологова Н.Н. Почвы Обь-Томского междуречья. *Вестник Томского государственного университета. Биология*. 2011;3(15):16-22.
13. Врублевский В.А., Нагорский М.П., Рубцов А.Ф. Геологическое строение области сопряжения Кузнецкого Алатау и Колывань-Томской складчатой области. Томск: ТГУ; 1987: 95.
14. Строкова Л.А. Характеристики лессовых пород Томской области. *Известия Томского политехнического университета*. 2003;306(6):32-35.
15. Инженерная геодинамика территории России. М.: Издательский дом КДУ; 2013. 816.
16. Евсеева Н.С. Современный морфолитогенез юго-востока Западно-Сибирской равнины. Томск: Издательство научно-технической литературы; 2009. 483.

References

1. Llana M., Carreras S., Bernatek-Jakiel A., et al. Agricultural land abandonment linked to pipe collapse and gully development: Reconstruction from archival SfM and LiDAR datasets. *Geoderma*. 2024;449:116995. doi: 10.1016/j.geoderma.2024.116995.
2. Golosov V.N. Erosion-accumulation processes in river basins of developed plains. Moscow: GEOS; 2006:296 (in Russian).
3. Lisetskii F.N., Svetlichnyi A.A., Chernyi S.G. Modern problems of erosion science. Belgorod: Konstanta; 2012:456 (in Russian).
4. Sarychev D.V., Sarychev A.V., Arkhiptsev I.N., et al. Development and distribution of karst and suffosion processes in the Belgorod region, assessment of their impact on the environment. *Vestn Zabaik Gos Univ*. 2021;27(2):42–51 (in Russian). doi: 10.21209/2227-9245-2021-27-2-42-51.
5. Strokova L.A., Leonova A.V. Assessment of suffosion hazard in Tomsk. *Izvestiya Tomsk Politekh Univ Inzh Georesurs*. 2021;332(5):49–59 (in Russian). doi: 10.18799/24131830/2021/5/3183.
6. Morgan R.P.C. Soil Erosion and Conservation. 3rd ed. Oxford: Blackwell Publishing; 2005:304.
7. Bernatek-Jakiel A., Nadal-Romero E. Can soil piping impact environment and society? Identifying new research gaps. *Earth Surf Process Landf*. 2023;48(1):72–86. doi: 10.1002/esp.5431.
8. Dong H., Li X., Wang W., An M. Discrete Element Method Simulation of Loess Tunnel Erosion. *Water*. 2025;17(7):1020. doi: 10.3390/w17071020.
9. Hosseinalizadeh M., Kariminejad N., Bahremand A., et al. Integrating geophysical techniques and UAV mapping for the detection and temporal analysis of soil pipes and pipe collapses in agricultural loess landscapes. *Geoenviron Disasters*. 2025;12:37. doi: 10.1186/s40677-025-00299-w.
10. Evseeva N.S., Pashneva G.E., Kvasnikova Z.N. Deluvial process in agrolandscapes of the south of the Tomsk region and its ecological-geomorphological aspects. *Vestn Tomsk Gos Univ Biol*. 2013;4(24):7–19 (in Russian).
11. Evseeva N.S., Petrov A.I., Kashiro M.A., et al. Influence of relief and vegetation on snow cover distribution in small river basins. *Geosfernye Issledovaniya*. 2017;4:64–74 (in Russian).
12. Dyukarev A.G., Pologova N.N. Soils of the Ob-Tom interfluve. *Vestn Tomsk Gos Univ Biol*. 2011;3(15):16–22 (in Russian).
13. Vrublevsky V.A., Nagorsky M.P., Rubtsov A.F. Geological structure of the junction area of the Kuznetsk Alatau and the Kolyvan-Tom folded zone. Tomsk: TGU; 1987:95 (in Russian).
14. Strokova L.A. Characteristics of loess rocks in the Tomsk region. *Izv Tomsk Politekh Univ*. 2003;306(6):32–35 (in Russian).
15. Engineering geodynamics of the territory of Russia. Moscow: KDU Publishing House; 2013:816 (in Russian).
16. Evseeva N.S. Modern morpholithogenesis of the south-east of the West Siberian Plain. Tomsk: Publishing House of Scientific and Technical Literature; 2009:483 (in Russian).

Сведения об авторах

ЕВСЕЕВА Нина Степановна – доктор географических наук, профессор, профессор кафедры географии, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Scopus ID: 57205478814, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-5766-5319>, SPIN-код: 5146-1671

КВАСНИКОВА Зоя Николаевна – кандидат географических наук, доцент, доцент кафедры географии, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Scopus ID: 36550480600, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5568-2112>, SPIN-код: 5910-3854

КАШИРО Маргарита Александровна – кандидат географических наук, доцент кафедры географии, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Scopus ID: 57189763217, ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-4475-0527>, SPIN-код: 8677-8613

ЗАЙЦЕВА Варвара Юрьевна – аспирант кафедры географии, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Scopus ID: нет, ORCID: нет, SPIN-код: 9435-7218

About the authors

Nina S. YEVSEYEVA – Dr. Sci. (Geography), Professor, Professor in the Department of Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russian Federation, Scopus ID: 57205478814, ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-5766-5319>, SPIN-код: 5146-1671

Zoia N. KVASNIKOVA – Cand. Sci. (Geography), Docent, Associate Professor, Department of Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russian Federation, Scopus ID: 36550480600, ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-5568-2112>, SPIN-код: 5910-3854

Margarita A. KASHIRO – Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russian Federation, Scopus ID: 57189763217, ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-4475-0527>, SPIN-код: 8677-8613

Varvara Yu. ZAYTSEVA – Postgraduate Student, Department of Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russian Federation, Scopus ID: none, ORCID: none, SPIN: 9435-7218

Вклад авторов

Евсеева Н.С. – методология, руководство исследованием, проведение исследования, создание черновика рукописи, редактирование рукописи.

Квасникова З.Н. – проведение исследования, верификация данных, создание черновика рукописи, визуализация, редактирование рукописи.

Каширо М.А. – проведение исследования, визуализация, редактирование рукописи.

Зайцева В.Ю. – проведение исследования.

Authors contributions

Nina S. Yevseyeva – methodology, study supervision, study implementation, manuscript drafting, manuscript editing.

Zoia N. Kvasnikova – study implementation, data verification, manuscript drafting, visualization, manuscript editing.

Margarita A. Kashiro – study implementation, visualization, manuscript editing.

Varvara Yu. Zaytseva – study implementation.

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of Interest

The authors declare no conflict of interest.

Поступила в редакцию / Submitted 30.07.2026

Поступила после рецензирования / Revised 12.08.2026

Принята к публикации / Accepted 21.09.2026

СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА ФИТОПЛАНКТОНА ПОВЕРХНОСТНОГО И ПРИДОННОГО СЛОЕВ АВАЧИНСКОЙ ГУБЫ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА) В ВЕСЕННЕ-ЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2025 ГОДА

Л. В. Курбанова

Камчатский филиал Тихоокеанского института географии ДВО РАН,
г. Петропавловск-Камчатский, Российская Федерация
kurbanovakftig@mail.ru

Аннотация. В статье представлены результаты гидробиологического мониторинга фитопланктона Авачинской губы (Юго-Восточная Камчатка), проведённого в апреле, мае и июле 2025 года. Материалом для исследования послужили 19 проб, отобранных на трёх станциях из поверхностного и придонного слоёв воды. Обработка проб выполнялась методом световой микроскопии с использованием камеры Седжвика – Рафтера для количественного учёта клеток. В ходе камеральной обработки идентифицирован 51 таксон микроводорослей, среди которых доминирующей группой по видовому разнообразию являлись диатомовые (35 таксонов). Установлена чёткая сезонная смена доминантного комплекса: в апреле–мае абсолютное преобладание принадлежало диатомовым водорослям *Detonula confervacea* (Cleve) Gran, *Thalassiosira nordenskoldii* Cleve и *Skeletonema spp.*, тогда как в июле в поверхностном горизонте зафиксировано монодоминантное цветение потенциально токсичной динофлагеллаты *Alexandrium tamarense* (Lebour) Balech с максимальной численностью 15,9 млн кл./л, сопровождавшееся неоновой биолюминесценцией. Выявлены значительные различия в количественных показателях между поверхностным и придонным горизонтами: в мае *Skeletonema spp.* достигали максимальных концентраций в придонном слое (до 7,7 млн кл./л), тогда как в июле доминирование *A. tamarense* было характерно исключительно для поверхностного слоя, что, вероятно, связано с различиями в температуре, освещённости и содержании биогенных элементов на разных глубинах. Установлен обратный градиент концентрации токсичных видов от эвтрофируемой кутовой части акватории к горлу губы, что может свидетельствовать о неоднородности гидрологических и трофических условий в пределах исследованной акватории.

Высокая динамичность фитопланктона Авачинской губы требует усиления мониторинга токсичных динофлагеллат рода *Alexandrium*, в связи с их потенциальной опасностью для морских организмов и человека. Регулярные наблюдения позволят прогнозировать риски «цветений» в рекреационно значимых районах Камчатки.

Цель исследования – сравнительный анализ сезонной динамики и структуры фитопланктона в поверхностном и придонном слоях Авачинской губы весной–летом 2025 года.

Ключевые слова: фитопланктон, Авачинская губа, видовой состав, видовая структура, диатомовые, динофлагеллаты, «красные приливы», ВЦВ.

Финансирование. Работа подготовлена в рамках выполнения проектов «Структурно-функциональная организация, динамика и продуктивность наземных и прибрежных экосистем на Дальнем Востоке РФ. Разработка научных основ и экономических инструментов устойчивого природопользования» (Рег. № 124012700496-4) и «Исследование и сохранение уникального морского биоразнообразия Камчатки» (Рег. № 124093000049-8).

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам КФ ТИГ ДВО РАН д.б.н. Коростелеву С.Г., к.б.н. Данилину Д.Д., лаборанту Власову Т.В., а также руководству ООО «Подводсервис» и экипажу судна «Ларус» за содействие в организации сбора проб.

Для цитирования: Курбанова Л.В. Сезонная динамика фитопланктона поверхностного и придонного слоев Авачинской губы (Юго-Восточная Камчатка) в весенне-летний период 2025 года. *Вестник СВФУ*. 2026;(3): 57-68. DOI: 10.25587/2587-8751-2026-1-57-68

SEASONAL DYNAMICS OF PHYTOPLANKTON IN THE SURFACE AND BOTTOM LAYERS OF AVACHA BAY (SOUTHEASTERN KAMCHATKA) DURING SPRING–SUMMER PERIOD OF 2025

Lidiya V. Kurbanova

Kamchatka Branch of the Pacific Institute of Geography,
Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences,
Petropavlovsk-Kamchatsky, Russian Federation
kurbanovakftig@mail.ru

Abstract. This article presents the results of hydrobiological monitoring of phytoplankton in Avacha Bay (Southeastern Kamchatka), conducted in April, May, and July 2025. The study material comprised 19 samples collected at three stations from the surface and bottom water layers. Sample processing was performed using light microscopy with a Sedgwick–Rafter counting chamber for quantitative cell enumeration. During the laboratory analysis, 51 taxa of microalgae were identified, among which diatoms constituted the dominant group in terms of species diversity (35 taxa). A clear seasonal succession of the dominant complex was established: in April–May, absolute predominance belonged to the diatoms *Detonula confervacea* (Cleve) Gran, *Thalassiosira nordenskoldii* Cleve, and *Skeletonema spp.*, whereas in July, a monodominant bloom of the potentially toxic dinoflagellate *Alexandrium tamarense* (Lebour) Balech was recorded in the surface horizon, with a maximum abundance of 15.9 million cells/L, accompanied by neon bioluminescence. Significant differences in quantitative parameters between the surface and bottom horizons were revealed: in May, *Skeletonema spp.* reached maximum concentrations in the bottom layer (up to 7.7 million cells/L), while in July, the dominance of *A. tamarense* was characteristic exclusively of the surface layer, which is likely associated with differences in temperature, illumination, and nutrient content at different depths. An inverse gradient of toxic species concentration from the eutrophied inner part of the water area toward the mouth of the bay was established, which may indicate heterogeneity of hydrological and trophic conditions within the studied water area.

The high dynamism of phytoplankton in Avacha Bay necessitates enhanced monitoring of toxic dinoflagellates of the genus *Alexandrium*, due to their potential danger to marine organisms and humans. Regular observations will enable the prediction of bloom risks in recreationally significant areas of Kamchatka.

Objective of the study – a comparative analysis of the seasonal dynamics and structure of phytoplankton in the surface and bottom layers of Avacha Bay during spring–summer 2025.

Keywords: phytoplankton, Avacha Bay, species composition, species structure, diatoms, dinoflagellates, red tides, HABs

Funding. The work was prepared within the framework of the projects “Structural-functional organization, dynamics and productivity of terrestrial and coastal ecosystems in the Russian Far East. Development of scientific foundations and economic instruments for sustainable nature management” (Reg. No. 124012700496-4) and “Research and conservation of the unique marine biodiversity of Kamchatka” (Reg. No. 124093000049-8).

Acknowledgments. The authors express their gratitude to employees of the Kamchatka Branch of the Pacific Geographical Institute of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Dr. Sci. (Biol.) S.G. Korostelev, Cand. Sci. (Biol.) D.D. Danilin, laboratory assistant T.V. Vlasov, as well as to the management of LLC “Podvodremservis” and the crew of the vessel “Larus” for their assistance in organizing sample collection.

For citation: Kurbanova L.V. Seasonal dynamics of phytoplankton in the surface and bottom layers of Avacha Bay (Southeastern Kamchatka) during spring–summer period of 2025. *Vestnik of North-Eastern Federal University. Earth Sciences*. 2026;(3): 57-68. DOI: 10.25587/2587-8751-2026-1-57-68

Введение

Авачинская губа представляет собой одну из наиболее значимых прибрежных акваторий юго-восточной Камчатки, играющую важную роль в рекреационной и рыбохозяйственной сферах. В последние десятилетия возрастающая антропогенная нагрузка, связанная с развитием портовой инфраструктуры, промышленных предприятий и сбросом сточных вод, приводит к усилению эвтрофикации прибрежных вод [15]. Согласно данным Государственного доклада «О состоянии и об охране окружающей среды в Камчатском крае в 2024 году», основными источниками загрязнения Авачинской губы являются неочищенные хозяйственно-бытовые стоки Петропавловск-Камчатской агломерации, а также производственные сбросы предприятий жилищно-коммунального и энергетического комплекса; в акватории губы фиксируется хроническое загрязнение нефтепродуктами, фенолами, детергентами, соединениями железа, фосфатами и солями тяжелых металлов [16].

В этих условиях одной из ключевых задач гидробиологического мониторинга является своевременное выявление и прогнозирование негативных изменений в морских экосистемах, в том числе связанных с массовым развитием фитопланктона.

Фитопланктон, являясь основным продуцентом органического вещества в морских экосистемах, выступает важнейшим индикатором состояния водной среды. Его видовой состав, количественное развитие и сезонная динамика чутко реагируют на изменения гидрологических, гидрохимических и трофических условий. Особое внимание исследователей привлекают виды, способные вызывать вредоносное цветение водорослей (ВЦВ), сопровождающееся гибелью гидробионтов. На Камчатке случаи массового развития токсичных динофлагеллят и диатомовых водорослей регистрируются с нарастающей частотой [14], что определяет актуальность регулярного мониторинга фитопланктона в Авачинской губе.

Целью настоящей работы является сравнительный анализ сезонной динамики и структурных характеристик фитопланктона поверхностного и придонного слоёв Авачинской губы в весенне-летний период 2025 года. В задачи исследования входили: 1) определение таксономического состава и видового богатства фитопланктона; 2) выявление доминирующих видов и их сезонной смены в разных горизонтах; 3) оценка количественных показателей численности основных таксономических групп; 4) анализ вертикальных различий в структуре сообщества между поверхностным и придонным слоями; 5) мониторинг представителей комплекса ВЦВ и оценка рисков развития токсичных «красных приливов» в рекреационной зоне Камчатки.

Особый интерес в работе уделяется потенциально опасным видам фитопланктона, включая *Alexandrium tamarense* (Lebour) Balech, *Pseudo-nitzschia seriata* (Cleve) H. Peragallo, *Akashiwo sanguinea* (K. Hirasaka) Gert Hansen & Moestrup и *Karenia mikimotoi* (Miyake & Kominami ex Oda) Gert Hansen & Moestrup, а также массовому развитию инфузории *Mesodinium rubrum* (Lohmann) Hamburger & Buddenbrock, вызывающей нетоксичное окрашивание воды. Полученные данные позволят расширить существующие представления о структурно-функциональной организации фитопланктонного сообщества Авачинской губы.

Материалы и методы

Материалом для исследований послужили сборы гидробиологической съемки, выполненной в Авачинской губе в апреле, мае и июле 2025 г. в середине каждого месяца с трех станций (рис.). Масштаб 1:50 000 по параллели 52°. Станция 1 – 53.0011045 N, 158.636227 E, станция 2 – 52.9519881 N, 158.622448 E, станция 3 – 52.9 N, 158.683 E.

Программа мониторинга оказалась неполной: июньская съемка не состоялась из-за закрытия акватории для гражданских судов, а осенние наблюдения (сентябрь – ноябрь) были отменены по техническим причинам. В итоговую выборку вошли 19 проб, собранных на трех станциях в указанные месяцы. Для сбора проб в поверхностном и придонном слоях был использован батометр Молчанова ГР-18.

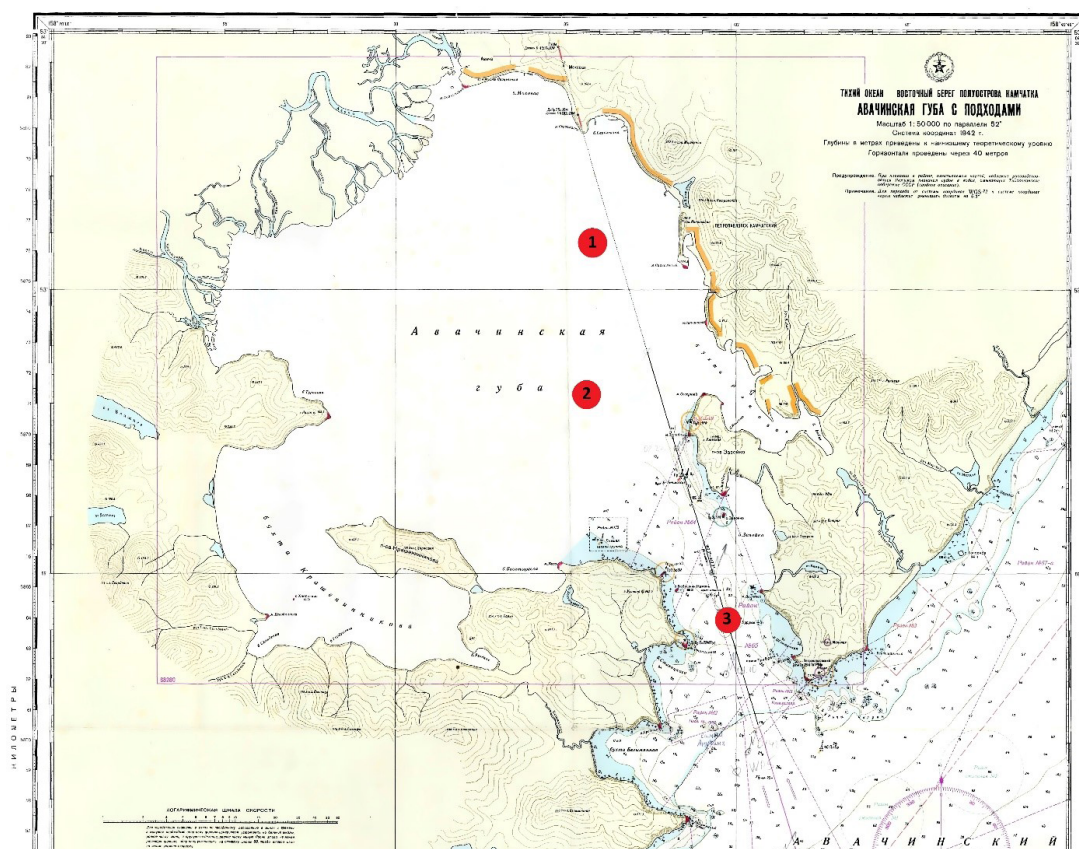


Рис. Карта районов сбора материала фитопланктона (в апреле, мае и июле 2025 г.)
Масштаб 1:50 000 по параллели 52 °

Fig. Map of phytoplankton collection areas (in April, May, and July 2025)
Scale 1:50,000 along the 52° parallel

Камеральную обработку проб проводили в лаборатории гидробиологии КФ ТИГ ДВО РАН с помощью микроскопа «VanGuard» 1113 AMH и Olympus BX53 с цифровой фотокамерой Olympus DP73 с программным обеспечением Cell Sens Standard (Olympus, Japan) при увеличениях 20x, 40x и 100x. Обработка включала в себя определение видового состава и количественный подсчет микроводорослей. Организмы подсчитывали в счётной камере Седжвика-Рафтера (объем 1 мл). Пробы были зафиксированы с помощью 40 %-ного нейтрализованного формальдегида. Для определения таксономического состава фитопланктона использовали различные атласы и определители микроводорослей [1-13]. Параллельно с отбором гидробиологических проб на каждой станции выполнялись измерения температуры и солености воды. Измерения проводились с помощью многопараметрического зонда AquaRead AP-2000.

Результаты

В ходе лабораторного анализа в составе фитопланктона, проведенного в апреле, мае и июле выявлено 51 таксон микроводорослей. Доминирующей группой по видовому разнообразию являлись диатомовые водоросли (Bacillariophyta), которые составили 35 таксонов. 11 таксонов были представлены динофитовыми водорослями (Dinophyta). Вклад остальных отделов оказался незначительным: золотистые (Chrysophyta) и зелёные (Chlorophyta) водоросли насчитывали по 2 таксона каждый, а эвгленовые (Euglenophyta), зелёные (в другом аспекте классификации) и криптофитовые (Cryptophyta) – по одному таксону.

В апреле 2025 года исследование фитопланктона на трех станциях показало, что основу сообщества составляли диатомовые водоросли (24 вида). При этом динофлагелляты не были обнаружены. Золотистые водоросли встречались крайне редко и были представлены лишь одним видом *Ebria tripartita* (Schumann) Lemmermann.

В апреле в поверхностном слое воды на станции 1, при температуре 2°C и солености 15‰, обнаружено значительное преобладание диатомовых водорослей. Среди них особенно выделялись: 1. *Detonula confervacea* (Cleve) Gran: численность этого вида составила 2 190 000 кл./л, что соответствует 59,4 % от общего количества. 2. *Thalassiosira nordenskoldii* Cleve: с численностью 547 000 кл./л (14,8 %). 3. *Skeletonema complex*: доля составила 500 000 кл./л (13,6 %). Также была обнаружена диатомея *Pseudo-nitzschia seriata* (Cleve) H.Peragallo потенциально токсичный представитель комплекса ВЦВ, с численностью 428 000 кл./л. (11,6 %). Остальные виды имели незначительную долю, менее 1 %. Кроме того, в поверхностном слое воды была обнаружена инфузория *Mesodinium rubrum* Lohmann, 1908, вызывающая «Красный прилив» в Авачинской губе. Численность этого вида составила 452 000 кл./л. В ходе регулярных наблюдений за количеством клеток этого вида в пробах воды мы обнаружили, что их количество может значительно варьироваться даже в течение одной календарной недели. Например, 12.04.2025 года в районе мыса Сигнальный, расположенного в центре города Петропавловск-Камчатский, мы зафиксировали 452 тыс. кл./л. Однако уже через шесть дней, т.е. 18 апреля, количество клеток в этом районе сократилось в два раза и составило всего 224 тыс. кл./л. В то же время в бухте Сероглазка на следующий день, 19 апреля, количество клеток увеличилось до 7 млн 545 тыс. кл./литр, что в 33 раза больше, чем около мыса Сигнальный. Наибольшее количество клеток *M. rubrum* было обнаружено 28 апреля 2025 г. в районе Морского вокзала, где оно достигло 9 млн 954 тыс. кл./литр [14].

В придонном слое этой же станции, где температура составляла 1°С, а соленость – 25‰, структура сообщества значительно отличалась. Здесь доминировали следующие виды: *Th. nordenskoldii* – 651 000 кл./л (42,26 %), *P. seriata* – 295 000 (19,5 %), *Skeletonema complex* – 265 000 кл./л (17,2 %), *D. confervacea* – 212 000 кл./л. (13,76 %). Примечательной особенностью придонного слоя было присутствие диатомеи *Thalassiosira gravida* Cleve, численность которой достигала 90 000 кл./л. (5,84 %). Следует отметить, что в поверхностных пробах этот вид не был обнаружен.

Поверхностный слой станции 2 при температуре 2,2°C и солености 18‰, характеризовался видовым богатством, аналогичным таковому на станции 1, и комплексом доминирующих видов: *D. confervacea* – 204 000 кл./л. (31,75 %), *Skeletonema complex* – 160 000 кл./л (24, 90 %), *P. seriata* – 133 000 (20,7 %), *Leptocylindrus danicus* Cleve – 107 000 кл./л (16, 65 %), *Th. nordenskoldii* – 18 000 кл./л (2,80 %) и *P. pungens* – 9 000 кл./л (1,4 %).

В апреле на второй станции Авачинской губы был проверен трёхслойный отбор проб: на поверхности, в промежуточном слое (на половине общей глубины) и у дна. Полученные результаты показали гомогенное распределение фитопланктона по глубине. Видовой состав и количество доминирующих видов в среднем слое существенно не отличались от тех, что были обнаружены на поверхности и у дна. Основу сообщества составляли: *D. confervacea* – 350 000 кл./л. (37,55 %), *P. seriata* – 266 000 (28,54 %), *Skeletonema complex* – 80 000 кл./л (8,58 %), *Thalassiosira pacifica* Gran & Angst – 56 000 кл./л (6, 01 %), *Th. nordenskoldii* – 117 000 кл./л (12,55 %). В промежуточном слое, при температуре 1,1 °С и солености 25‰, наблюдалось лишь незначительное увеличение относительной численности *Th. gravida* в среднем слое (61 тыс. кл./л; 6,5 %) по сравнению с 0,62 % на поверхности и 0,09 % у дна. По интегральным показателям средний слой проявлял большее сходство с придонным. Результаты исследования показали, что нет необходимости отбирать пробы в среднем слое воды на мелководных акваториях. Двухслойная схема мониторинга (поверхность и дно) эффективно отражала вертикальное распределение фитопланктона. Сравнительный анализ данных, полученных из трёх

горизонтов, показал, что средний слой не добавляет значимой информации к данным, полученным из придонного слоя.

Придонный горизонт второй станции при температуре 0,2 °C и солености 26‰ имел состав и преобладающую структуру, сходные с поверхностными. Ведущими видами были *D. confervacea* – 350 000 кл./л. (37,55 %), *Th. nordenskoldii* – 117 000 кл./л. (12,55 %), *P. seriata* – 266 000 кл./л. (28,54 %), *Skeletonema complex* – 80 000 кл./л. (8,58 %), *Th. pacifica* присутствовала в количестве 56 000 кл./л. (6,01 %).

На станции 3 в Авачинской губе были обнаружены значительные различия в структуре фитопланктона. В поверхностном слое воды, при температуре 1,9 °C и солености 22‰, абсолютным доминантом выступала *Skeletonema complex* с численностью 1 283 000 кл./л. (41,93 %). Далее следовали *P. seriata* (522 000 кл./л., 17,06 %), *D. confervacea* (463 000 кл./л., 15,13 %), *Th. nordenskoldii* 447 000 кл./л. (14,61 %) и *Th. gravida* (299 000 кл./л., 9,77 %).

В придонном слое воды, при температуре 0,2 °C и солености 27‰, структура доминирования была иной: *D. confervacea* (97 000 кл./л., 31,18 %), *Th. nordenskoldii* (85 000 кл./л., 27,32 %), *P. seriata* (77 000 кл./л., 24,75 %), *Skeletonema complex* (48 000 кл./л., 15,43 %). Эти данные свидетельствуют о ярко выраженной вертикальной дифференциации сообщества фитопланктона на данной станции в период отбора проб.

В мае 2025 года на всех трех станциях основу фитопланктонного сообщества составляли диатомовые водоросли (Bacillariophyta). Таксономическое разнообразие было представлено 19 видами диатомей, 8 видами динофитовых (Dinophyta), а также единичными представителями отделов Chrysophyta, Cryptophyta и Chlorophyta.

В апреле, в утренние часы (07:00), был проведен анализ проб воды. Он позволили выявить четкую картину суточной вертикальной миграции фитопланктона. Наиболее ярко эта миграция проявлялась у вида *M. rubrum*, численность которого достигала своего максимума в придонном слое. Интересно, что общая численность фитопланктона в поверхностном слое воды в это время была значительно ниже, чем в придонном, что свидетельствует о концентрации организмов у дна в утренние часы.

К маю интенсивность развития *M. rubrum* значительно снизилась, численность уменьшилась примерно в три раза и составила 3 млн 136 тыс. кл./л. В последующие дни цветение прекратилось, и в пробах этот вид отмечался лишь эпизодически. Это согласуется с литературными данными о сезонной динамике данного вида в этом регионе [14]. Однако, как и в апреле, в мае в сообществе продолжали доминировать диатомовые водоросли. Это свидетельствует о стабильности таксономической структуры фитопланктона на протяжении всего исследуемого периода.

В мае на всех трех станциях и в обоих исследованных горизонтах доминировал комплекс *Skeletonema spp.* Абсолютная численность и относительное обилие этого вида сильно зависели от гидрологических условий и глубины отбора проб.

На станции 1 в поверхностном слое, где температура составляла 5,8 °C, а соленость 16‰, количество *Skeletonema spp.* достигало 5 600 кл./л., что соответствует 76,71 % от общего числа клеток в образце. В придонном слое, где температура была ниже (3,6 °C), а соленость выше (27‰), численность этого комплекса увеличилась на три порядка, достигая 5 289 000 кл./л. – 94,35 %.

На станции 2 в поверхностном слое (6,2 °C, 16‰) была зарегистрирована минимальная за весь период наблюдений численность *Skeletonema spp.* – 4 300 кл./л. (37,06 %). Однако в придонном слое (3,6 °C, 26‰) был отмечен абсолютный максимум для всего массива данных: 7 686 000 кл./л. (89,96 %).

На станции 3 в поверхностном слое (5,6 °C, 20‰) количество *Skeletonema spp.* составляло 27 300 кл./л. (62,47 %), а в придонном горизонте (4,2 °C, 26‰) – 1 154 000 кл./л. (79,59 %).

Таким образом, в ходе исследования выявлено постоянное увеличение как абсолютной, так и относительной численности комплекса *Skeletonema spp.* в придонном слое. В мае 2025 года

наибольшие скопления этого вида были обнаружены в зонах с более низкой температурой и повышенной солености в нижней части водной толщи.

Во всех пробах, взятых в мае, были обнаружены криптонады (Cryptophyceae). Ранее мы уже отмечали, что массовое развитие *M. rubrum* в Авачинской губе всегда сопровождается цветением криптонад [15]. Полученные в мае 2025 года данные подтверждают эту закономерность.

В поверхностном слое воды, помимо доминирующего комплекса *Skeletonema* spp., обнаружен потенциально токсичный вид динофлагеллят – *Akashiwo sanguinea* (K.Hirasaka) Gert Hansen & Moestrup. Этот вид входит в состав комплекса вредоносных цветений водорослей (ВЦВ). Его максимальная численность была зафиксирована на станции 3 – 1 700 кл./л (3,89 %), тогда как на первых двух станциях она составляла 700 кл./л (9,59 % и 6,03 % соответственно). Несмотря на относительно невысокие количественные показатели, наличие этого вида свидетельствует о возможном риске возникновения неблагоприятных событий.

В поверхностном слое станции 1 обнаружено заметное доминирование церкозойного протиста *E. tripartita* – 1 000 кл./л (13,70 %). В придонном сообществе этой же станции вторым по значимости видом стала диатомея *Chaetoceros socialis* H.S.Lauder – 289 000 кл./л (5,16 %). На станции 2 этот вид отсутствовал. В итоге, на фоне общего преобладания комплекса *Skeletonema* spp., были выявлены локальные виды-субдоминанты, которые отражают особенности условий в различных станциях отбора.

В поверхностном слое воды станции 2, помимо доминирующего комплекса, отмечено значительное количество следующих организмов: *E. tripartita* – 2 000 кл./л (17,24 %), диатомей *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) Mereschkowsky – 4 300 кл./л (14,66 %) и *Sundstroemia setigera* (Brightwell) Medlin in Medlin et al – 1 000 кл./л (8,62 %). Вид *Cocconeis* sp. был обнаружен только на этой станции с численностью 300 кл./л (2,59 %). Среди динофитовых, помимо *A. sanguinea* найдены: *Gymnodinium* sp. (300 кл./л, 2,59 %) и *Gyrodinium spirale* (Bergh) Kofoid & Swezy (1 000 кл./л, 8,62 %). В придонном слое второй станции присутствовали *Th. nordenskiöldii* (428 000 кл./л, 5,01 %) и *Ch. socialis* (400 000 кл./л, 4,68 %).

На станции 3 структура фитопланктона существенно различалась в зависимости от горизонта. В поверхностном слое преобладал комплекс *Skeletonema* spp. (27 300 кл./л, 62,47 %), а также значительную долю занимала *Th. nordenskiöldii* (10 700 кл./л, 24,49 %). Второстепенными компонентами сообщества были *E. tripartita* (1 700 кл./л, 3,89 %) и *A. sanguinea* (700 кл./л, 1,60 %). Придонный горизонт отличался низким видовым разнообразием, но высокой общей численностью, идентифицировано всего три таксона: комплекс *Skeletonema* spp. (1 154 000 кл./л, 79,59 %), *Ch. socialis* (208 000 кл./л, 14,35 %) и *Th. nordenskiöldii* (77 000 кл./л, 5,31 %). Особенностью этой станции было массовое присутствие мелких неидентифицированных гимнодиниумовых динофлагеллят. Для точного определения этих микроорганизмов требуется применение электронной микроскопии. Их учет в оценках общей численности и биомассы может быть важен для полной характеристики фитопланктонного сообщества.

В июне, по некоторым причинам, не удалось провести мониторинг, поэтому данные за этот месяц отсутствуют.

В июле же произошли значительные изменения в качественном составе фитопланктона. В поверхностном слое на станции 1, при температуре 13 °C и солености 20 ‰, наблюдалось практически моновидовое цветение потенциально токсичного динофлагеллята *Alexandrium tamarense* (Lebour) Balech. Численность этого вида достигла 136 000 кл./л, что составляло 99,42 % от общего количества клеток в воде. Придонный горизонт на той же станции, при температуре 4 °C и солености 28 ‰, имел совершенно иной состав. Здесь доминировал комплекс *Skeletonema* spp. (459 000 кл./л, 92,35 %), а второй по значимости была диатомовая водоросль *Chaetoceros compressus* Lauder (29 000 кл./л, 5,84 %). Таким образом, в июле на станции 1 была зафиксирована значительная пространственно-видовая сегрегация между горизонтами: в поверхностных водах преобладали динофлагелляты, а в придонных – диатомовые водоросли.

Сравнительный анализ качественного и количественного состава фитопланктона на двух станциях в акватории Авачинской губы, показал значительные различия в структуре доминирующих комплексов. На станции 2 в поверхностном слое, при температуре 14 °С и солености 15‰ наблюдалось заметное изменение состава сообщества по сравнению с фоновыми показателями на станции 1. В обоих горизонтах доминировал комплекс *Skeletonema spp.* Максимальные показатели обилия были зафиксированы в придонном слое, где температура составляла 9 °С, а соленость 26‰. Численность достигала 209 000 кл./л, что составляло 87,45 % от общей численности микроводорослей. В поверхностном слое концентрация *Skeletonema spp.* была несколько ниже, составляя 22 000 кл./л (94,42 %), что свидетельствует об абсолютном доминировании этого вида. Кроме того, отмечено статистически значимое преобладание церкозойных протистов *E. tripartita* с численностью 1 000 кл./л (4,29 %), а также динофлагеллят *Protoperidinium brevipes* (Paulsen, 1908) Balech – 300 кл./л (1,29 %).

Однако наиболее интересным результатом стало обнаружение вертикальной стратификации токсичного вида *A. tamarense*. Этот таксон отсутствовал в пробах поверхностной воды, но его численность в придонном слое достигала 30 000 кл./л, что соответствовало 12,55 % от общей численности сообщества в данном горизонте.

Станция 3, расположенная в горле Авачинской губы, по своим структурно-функциональным характеристикам фитопланктонного сообщества была очень похожа на станцию 2. Во всей толще воды доминировал комплекс *Skeletonema spp.*, который являлся абсолютным доминантом. В поверхностном слое, при температуре 14 °С и солености 20 ‰, его численность достигала 1 734 000 кл./л (99,87 %). В придонном слое этот показатель был равен 417 000 кл./л, что соответствовало 98,12 % от общей численности. В отличие от высокого уровня развития диатомового комплекса, численность потенциально токсичных динофлагеллят *A. tamarense* оказалась крайне низкой. В придонном слое станции 3, при температуре 10 °С и солености 26 ‰, этот вид составлял лишь 300 кл./л, что соответствовало 0,007 % от общей численности сообщества. Этот показатель значительно уступал величинам, зарегистрированным в кутовой части Авачинской губы. Пространственное распределение *A. tamarense* в толще воды станции 3 было очень неравномерным. Количество водорослей вида *A. tamarense* в Авачинской губе зависело от расстояния до эвтрофируемой акватории. Максимальная концентрация токсичных клеток наблюдалась во внутренней части губы, где визуально заметно окрашивание поверхностных вод, характерное для периода «красного прилива». В то же время в горловом участке, где происходит интенсивный водообмен с морем, количество возбудителей цветения было минимальным. Этот градиент концентраций указывает на то, что очаг токсичного цветения расположен непосредственно в зоне с высоким уровнем эвтрофикации Авачинской губы.

В июле 2025 года жители Петропавловска-Камчатского стали свидетелями интересного природного явления – неоновое свечения акватории Авачинской губы. Свечение было особенно заметно при прямом контакте с водой. Причиной этого явления стало массовое размножение динофлагеллят, которые в настоящее время относят к комплексу видов под условным названием «Атама», название происходит от видового названия *Alexandrium tamarense*. Виды динофлагеллят комплекса «Атама» известны своей способностью к биолюминесценции и токсичностью. Их обильное цветение нельзя считать безопасным явлением [14]. Динофлагеллаты (Dinophyta) привлекают особое внимание в экологических исследованиях из-за их способности вызвать цветение воды и синтезировать опасные токсины. Поэтому мониторинг этой группы микроводорослей в Авачинской губе имеет важное практическое значение для оценки и прогнозирования экологических рисков. Чтобы более подробно исследовать механизмы и последствия этого красного прилива, в дополнение к стандартной программе мониторинга была создана отдельная дополнительная станция для отбора проб [14].

В середине июля 2025 года в пробах воды из разных районов Авачинской губы обнаружено от 136 до 342 тыс. кл./л *A. tamarense*. В тот же день у острова Старичков и у мыса Опасный

в Авачинском заливе количество клеток достигло 1 млн и 447 тыс. кл./литр, соответственно. На следующий день, 16 июля 2025 года, в районе мыса Сигнальный зафиксировано 3 млн 272 тыс. кл./л *A. tamarense*, что в 24 раза превышало показатели предыдущего дня (136 тыс. кл./л). Однако самое большое количество клеток *A. tamarense* было зарегистрировано в районе Морского вокзала 17 июля 2025 года – 15 млн 954 тыс. кл./л. Уже через два дня это количество уменьшилось более чем на 80 %. В последующие дни интенсивность цветения то увеличивалась, то снова спадала. В последний день июля мы обнаружили *A. tamarense* в количестве 7 тыс. 500 кл./л. Тем не менее уже через месяц, 31 августа 2025 года в районе Морского вокзала было зафиксировано 1 млн 772 тыс. кл./л, что свидетельствует о возобновлении цветения *A. tamarense* [14].

Таблица

Распределение доминирующих видов фитопланктона и гидрологические параметры по станциям в весенне-летний период 2025 года

Table

Distribution of dominant phytoplankton species and hydrological parameters by stations in spring and summer

№ станции	Месяц	Горизонт	Температура (°C)	Солёность (‰)	Доминант
1	Апрель	Поверхностный слой	2,0	15	<i>Detonula confervacea</i>
		Придонный слой	1,0	25	<i>Thalassiosira nordenskoldii</i>
2		Поверхностный слой	2,2	18	<i>Detonula confervacea</i>
		Промежуточный слой	1,1	25	
		Придонный слой	0,2	26	
3		Поверхностный слой	1,9	22	<i>Skeletonema complex</i>
		Придонный слой	0,2	27	<i>Detonula confervacea</i>
1	Май	Поверхностный слой	5,8	16	<i>Skeletonema complex</i>
		Придонный слой	3,6	27	
		2	Поверхностный слой	6,2	
Придонный слой			3,6	26	
3		Поверхностный слой	5,6	20	
		Придонный слой	4,2	26	
1	Июль	Поверхностный слой	13,0	20	<i>Alexandrium tamarense</i>
		Придонный слой	4,0	28	<i>Skeletonema complex</i>
		2	Поверхностный слой	14,0	
Придонный слой			9,0	26	
3		Поверхностный слой	14,0	20	
		Придонный слой	10,0	26	

Заключение

За период исследований идентифицирован 51 таксон микроводорослей. На протяжении всего периода доминировали диатомовые водоросли (Bacillariophyta), составляющие 35 таксонов. Также были представлены динофитовые (Dinophyta) – 11 таксонов, золотистые (Chrysophyta) и зелёные (Chlorophyta) водоросли – по 2 таксона каждая, а эвгленовые (Euglenophyta) и криптофитовые (Cryptophyta) – по одному таксону. В апреле в пробах не было обнаружено ни одного

вида динофлагеллят. Их активное развитие начиналось с мая и достигло пика в июле. В этот период была выявлена сезонная смена доминантов: в апреле–мае абсолютное большинство составляли диатомовые комплексы, такие как *D. confervacea*, *Th. nordenskoldii*, *Skeletonema spp.* Однако в июле в поверхностных горизонтах произошло монодоминантное цветение потенциально токсичной динофлагелляты *A. tamarense*.

В апреле вертикальная структура была относительно однородной. Анализ трехслойного профиля на станции 2 (поверхность – 7 м – дно) показал, что двухуровневая схема (поверхность и дно) достаточно точно описывает распределение организмов. Промежуточный горизонт не дает значимой дополнительной информации.

В мае замечена устойчивая тенденция к концентрации комплекса *Skeletonema spp.* в придонном слое. Доля этого вида в придонном сообществе достигала 79,6–94,4 % при максимальной зарегистрированной численности 7 686 000 кл./л (станция 2). В то же время в поверхностном горизонте она варьировалась от 37,1 % до 76,7 %, а абсолютная численность была ниже на два-три порядка.

В июле, напротив, замечена сильная вертикальная дифференциация. На станции 1 *A. tamarense* преобладал в поверхностном слое (136 000 кл./л, 99,42 %), в то время как в придонном слое абсолютное большинство занимали диатомовые водоросли (*Skeletonema spp.* 459 000 кл./л, 92,35 %). Эти данные свидетельствуют о том, что по мере сезонного прогревания воды меняются факторы, которые регулируют вертикальное распределение организмов.

Анализ распространения *A. tamarense* в пространстве показал, что его численность уменьшается по мере удаления от кутовой части губы к горловому участку. Наиболее высокие концентрации этого вида наблюдались во внутренней акватории, где в июле отмечалось визуальное окрашивание воды («красный прилив») и неоновое свечение. В горле Авачинской губы (станция 3) количество *A. tamarense* в придонном слое составляло всего 300 кл./л (0,007 %), что на порядок ниже, чем в вершине губы. Этот градиент ясно свидетельствует о том, что очаг токсичного цветения находится в высокоэвтрофной внутренней зоне, в то время как мористые участки испытывают наименьшую нагрузку.

В апреле количество клеток *M. rubrum* менялось в десятки раз в течение нескольких суток: от 224 тыс. кл./л до 7 млн 545 тыс. кл./л и 9 млн 954 тыс. кл./л. В июле похожая картина наблюдалась для *A. tamarense*: за одни сутки численность этого вида возрастала в 24 раза (от 136 тыс. до 3 млн 272 тыс. кл./л), достигая максимума в 15 млн 954 тыс. кл./л 17 июля 2025 года. После этого следовал резкий спад. Однако через месяц, 31 августа 2025 года, была зафиксирована новая вспышка численности (1 млн 772 тыс. кл./л).

В мае отмечено заметное присутствие церкозойных протистов *E. tripartita* (до 2 000 кл./л, 17,24 % на ст. 2) и субдоминантов *Ch. socialis*, *Th. Nitzschoides* и *Cocconeis sp.*, что указывает на неоднородность условий. Наличие потенциально токсичной динофлагелляты *A. sanguinea* (до 1 700 кл./л, 3,89 %) в мае свидетельствует о расширении комплекса ВЦВ в акватории губы.

В период с апреля по июль 2025 года в пробах фитопланктона были обнаружены следующие виды водорослей, относящихся к комплексу «ВЦВ»: (диатомовые) *P. pungens*, *P. seriata*, *Skeletonema spp.* (динофлагелляты) *A. sanguinea*, *A. tamarense*, *K. mikimotoi*.

Для уменьшения масштабов и периодичности «цветений» в Авачинской губе необходимо регулярно проводить мониторинг планктонных сообществ, снижать техногенную нагрузку на акваторию и устанавливать современные очистные сооружения.

Литература

1. Орлова Т.Ю., Селина М.С., Стоник И.В., Морозова Т.В., Бегун А.А., Лепская Е.В. Фитопланктон прибрежных вод Камчатки и сопредельных акваторий. Владивосток: Изд-во «ЛИТ»; 2024:184.

2. Гогорев Р.М., Орлова Т.Ю., Шевченко О.Г., Стоник И.В. Диатомовые водоросли России и сопредельных стран: Ископаемые и современные. Т. II, вып. 4. Под ред. Н.И. Стрельниковой. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та; 2006: 180.
3. Коновалова Г.В. Динофлагелляты (Dinophyta) дальневосточных морей России и сопредельных акваторий Тихого океана. Владивосток: Дальнаука; 1998:300.
4. Коновалова Г.В., Орлова Т.Ю., Паутова Л.А. Атлас фитопланктона Японского моря. Л.: Наука; 1989:160.
5. Коновалова Г.В., Селина М.С. Динофитовые водоросли (Dinophyta). Владивосток: Дальнаука; 2010: 362.
6. Глезер З.И., Макарова И.В., Моисеева А.И., Николаев В.А. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. II, вып. 1. Л.: Наука; 1988:116.
7. Макарова И.В., Стрельникова Н.И., Козыренко Т.Ф., Гладенков А.Ю., Жаковщикова Т.К., Казарина Г.Х., Николаев В.А., Потапова М.Г. Диатомовые водоросли России и сопредельных стран. Ископаемые и современные. Т. II, вып. 3. СПб.: С.-Пб. ун-т; 2002:112.
8. Шевченко О.Г., Орлова Т.Ю., Стоник И.В. Биота российских вод Японского моря. Т. 11. Диатомовые водоросли порядка Chaetocerotales. Под ред. А.В. Адрианова. Владивосток: Дальнаука; 2014:247.
9. Коновалова Г.В., Селина М.С. Биота российских вод Японского моря. Т. 8. Динофитовые водоросли (Dinophyta). Под ред. А.В. Адрианова. Владивосток: Дальнаука; 2010: 352.
10. Коновалова Г.В. Планктонная флора прибрежных вод Восточной Камчатки. Жгутиковые водоросли. Труды Камчатского филиала Тихоокеанского института географии ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский: Камч. печатн. двор; 2004. Вып. VI:131–182.
11. Коновалова Г.В. Планктонная флора прибрежных вод Восточной Камчатки. Жгутиковые водоросли. II. Труды Камчатского филиала Тихоокеанского института географии ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский: Камч. печатн. двор; 2006. Вып. V:8–23.
12. Коновалова Г.В. «Красные приливы» у Восточной Камчатки (Атлас-справочник). Петропавловск-Камчатский: Камчат; 1995:56.
13. Курбанова Л.В., Коростелев С.Г., Ключкова Т.А. Видовой состав «красных приливов» в прибрежных водах Камчатки в весенний и летний периоды 2025 года. В кн.: *Сохранение биоразнообразия Камчатки и прилегающих морей: Сборник научных статей по материалам XXVI Всероссийской научной конференции (Петропавловск-Камчатский, 12–13 ноября 2025 г.)*. Петропавловск-Камчатский; М.: Изд-во Центра охраны дикой природы; 2025:215–220.
14. Курбанова Л.В., Ключкова Т.А. Цветение фито- и зоопланктона в Авачинской губе (Юго-восточная Камчатка) в 2024 году. Седьмая национальная (всероссийская) научно-техническая конференция. Петропавловск-Камчатский; 2025:157-163. DOI: <https://doi.org/10.24412/cl-35750-2025-1-157-163>
15. Доклад о состоянии окружающей среды в Камчатском крае в 2024 году. Петропавловск-Камчатский: Министерство природных ресурсов и экологии Камчатского края; 2025:397.

References

1. Orlova T.Yu., Selina M.S., Stonik I.V., et al. *Phytoplankton of the coastal waters of Kamchatka and adjacent areas*. Vladivostok: LIT Publishing House; 2024:184 (in Russian).
2. Gogorev R.M., Orlova T.Yu., Shevchenko O.G., Stonik I.V. *Diatoms of Russia and adjacent countries: Fossil and modern*. Vol. II, Iss. 4. Ed. by N.I. Strelnikova. St. Petersburg: St. Petersburg University Press; 2006:180 (in Russian).
3. Konovalova G.V. *Dinoflagellates (Dinophyta) of the Far Eastern seas of Russia and adjacent waters of the Pacific Ocean*. Vladivostok: Dalnauka; 1998. 300 p. (in Russian).
4. Konovalova G.V., Orlova T.Yu., Pautova L.A. *Atlas of phytoplankton of the Sea of Japan*. Leningrad: Nauka; 1989:160 (in Russian).
5. Konovalova G.V., Selina M.S. *Dinophytic algae (Dinophyta)*. Vladivostok: Dalnauka; 2010:362 (in Russian).
6. Glezer Z.I., Makarova I.V., Moiseeva A.I., Nikolaev V.A. *Diatoms of the USSR: Fossil and modern*. Vol. II, Iss. 1. Leningrad: Nauka; 1988:116 (in Russian).
7. Makarova I.V., Strelnikova N.I., Kozyrenko T.F., et al. *Diatoms of Russia and adjacent countries. Fossil and modern*. Vol. II, Iss. 3. St. Petersburg: St. Petersburg University Press; 2002:112 (in Russian).

8. Shevchenko O.G., Orlova T.Yu., Stonik I.V. *Biota of Russian waters of the Sea of Japan. Vol. 11. Diatoms of the order Chaetocerotales*. Ed. by A.V. Adrianov. Vladivostok: Dalnauka; 2014:247 (in Russian).
9. Konovalova G.V., Selina M.S. *Biota of Russian waters of the Sea of Japan. Vol. 8. Dinophytic algae (Dinophyta)*. Ed. by A.V. Adrianov. Vladivostok: Dalnauka; 2010:352 (in Russian).
10. Konovalova G.V. Plankton flora of the coastal waters of Eastern Kamchatka. Flagellates. Proceedings of the Kamchatka Branch of the Pacific Geographical Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences. Petropavlovsk-Kamchatsky: Kamch. pechatn. dvor; 2004. Iss. VI:131–182 (in Russian).
11. Konovalova G.V. Plankton flora of the coastal waters of Eastern Kamchatka. Flagellates. II. Proceedings of the Kamchatka Branch of the Pacific Geographical Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences. Petropavlovsk-Kamchatsky: Kamch. pechatn. dvor; 2006. Iss. V:8–23 (in Russian).
12. Konovalova G.V. «Red tides» off Eastern Kamchatka (Atlas-reference book). Petropavlovsk-Kamchatsky: Kamchat; 1995:56 (in Russian).
13. Kurbanova L.V., Korostelev S.G., Klochkova T.A. Species composition of «red tides» in the coastal waters of Kamchatka in spring and summer periods of 2025. In: *Conservation of biodiversity of Kamchatka and adjacent seas: Collection of scientific articles based on the materials of the XXVI All-Russian Scientific Conference*, Petropavlovsk-Kamchatsky, November 12–13, 2025. Petropavlovsk-Kamchatsky; Moscow: Center for Wildlife Conservation Publishing House; 2025:215–220 (in Russian).
14. Kurbanova L.V., Klochkova T.A. Phytoplankton and zooplankton bloom in Avacha Bay (Southeastern Kamchatka) in 2024. Seventh National (All-Russian) Scientific and Technical Conference. Petropavlovsk-Kamchatsky; 2025:157–163 (in Russian). DOI: <https://doi.org/10.24412/cl-35750-2025-1-157-163>.
15. Ministry of Natural Resources and Ecology of the Kamchatka Territory. Report on the State of the Environment in the Kamchatka Territory in 2024. Petropavlovsk-Kamchatsky: Ministry of Natural Resources and Ecology of the Kamchatka Territory; 2025:397 (in Russian).

Сведения об авторе

КУРБАНОВА Лидия Витальевна – младший научный сотрудник, Камчатский филиал Тихоокеанского института географии ДВО РАН, ORCID: 0009-0007-6234-7949, SPIN-код: 4693-1399

About the author

Lidiya V. KURBANOVA – Junior Researcher, Kamchatka Branch of the Pacific Geographical Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russian Federation, ORCID: 0009-0007-6234-7949, SPIN: 4693-1399

Конфликт интересов

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of interests

The author declare no conflict of interest.

Поступила в редакцию / Submitted 04.08.2026

Поступила после рецензирования / Revised 07.09.2026

Принята к публикации / Accepted 21.09.2026

ПРОГНОЗНОЕ ТЕПЛОВОЕ СОСТОЯНИЕ ПОРОД ЮЖНОЙ ЯКУТИИ ПРИ НАРУШЕНИИ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА И ПОТЕПЛЕНИИ КЛИМАТА

В. А. Новоприезжая

Институт мерзлотоведения им П.И. Мельникова, г. Якутск, Россия,
schwarz999@mail.ru

Аннотация. В последние годы по всей Республике Саха (Якутия) происходит активное развитие криогенных процессов, в особенности на нарушенных ландшафтах, что является следствием современного потепления климата, выраженного в повышении среднегодовой температуры воздуха с конца 1980-х годов. Активизация криогенных процессов влияет на качество жизни населения, прежде всего на устойчивость инженерных сооружений и последующие экологические риски при аварийных ситуациях. Южная Якутия относится к зоне распространения прерывистой мерзлоты, где сосредоточено множество промышленных объектов. В настоящей статье рассмотрены результаты прогнозного моделирования геокриологических условий Южной Якутии при потеплении климата и нарушении растительного покрова в случае катастрофических пожаров и вырубок леса на горнотаежных и горноредколесных территориях. Объектом изучения являются глубина протаивания и температура многолетнемерзлых пород типичных ландшафтов Южной Якутии на делювиальных суглинистых породах пологих склонов и щебенистых породах плакорных участков. Расчетное моделирование производилось на 20 лет по участкам Верхняя Амга, Томмот и Чульман с учетом современных трендов повышения средней годовой температуры воздуха. По результатам прогнозного моделирования сочетание таких факторов, как повышение средней годовой температуры воздуха от 0,02°С/год и утрата растительного покрова приведет к протаиванию верхней толщи многолетнемерзлых пород до 5-9 м, повышению температур пород до 1,2°С и спровоцирует активизацию процессов просадок и оползней. Максимальные глубины протаивания предположительно по расчетам ожидаются в щебенистых породах плакорных участков, что объясняется их теплофизическими свойствами.

Ключевые слова: мерзлота, прогноз, моделирование, криогенные ландшафты, растительный покров, деградация, криогенные процессы, температуры пород, потепление климата, Южная Якутия.

Для цитирования: Новоприезжая В.А. Прогнозное тепловое состояние пород Южной Якутии при нарушении растительного покрова и потеплении климата. *Вестник СВФУ*. 2026;(3): 69-81. DOI: 10.25587/2587-8751-2026-1-69-81

Original article

PREDICTED THERMAL STATE OF GROUND IN SOUTH YAKUTIA UNDER VEGETATION COVER DISTURBANCE AND CLIMATE WARMING

Varvara A. Novopriezzhasya

*Melnikov Permafrost Institute, Yakutsk, Russia
schwarz999@mail.ru*

Abstract. In recent years, cryogenic processes have been actively intensifying across the Sakha Republic (Yakutia), particularly in disturbed landscapes as a consequence of modern climate warming, evidenced by the rise in mean annual air temperatures since the late 1980s. The intensification of cryogenic processes affects the population's quality of life primarily the stability of engineering structures and the environmental risks associated with potential accidents. South Yakutia lies within a zone of discontinuous permafrost, where numerous industrial facilities are concentrated. This article examines the results of predictive modeling regarding the geocryological

conditions of South Yakutia under scenarios of climate warming and vegetation cover disturbance, specifically due to catastrophic fires and logging in mountainous taiga and sparse-forest areas. The study focuses on the active layer thickness and permafrost temperature within typical South Yakutia landscapes, specifically on sites underlain by loamy deluvium on gentle slopes and by stony-rubby deposits on flat upland areas. Predictive modeling conducted for a 20-year period covering the Upper Amga, Tommot, and Chulman sites, taking into account current trends of rising mean annual air temperatures. Predictive modeling indicates that a combination of factors an increase in mean annual air temperature of 0.02°C per year and the loss of vegetation cover will cause the upper layer of permafrost to thaw to a depth of 5–9 meters and ground temperatures to rise by 1.2°C , thereby triggering subsidence and landslide processes. Calculations suggest that maximum thaw depths will occur in the rocky soils of slopes and plateau areas, a phenomenon attributed to their thermophysical properties.

Keywords: permafrost, forecast, modeling, cryogenic landscapes, vegetation cover, degradation, cryogenic processes, ground temperatures, climate warming, South Yakutia

For citation: Novopriezzhaia V.A. Predicted thermal state of ground in South Yakutia under vegetation cover disturbance and climate warming. *Vestnik of North-Eastern Federal University. Earth Sciences*. 2026;(3): 69-81. DOI: 10.25587/2587-8751-2026-1-69-81

Введение

Южная Якутия – крупнейший промышленный центр Республики Саха (Якутия), где ведется добыча полезных ископаемых, в перспективе освоение лесных ресурсов. Как известно, растительный покров является теплоизолятором в верхней части мерзлоты и регулирует радиационное тепло [1]. В Центральной Якутии на нарушенных участках (просеках, пахотных угодьях, гарях) активно развиваются криогенные процессы, часто имеющие начальные стадии термокарстовых просадок. Мерзлота чутко реагирует на изменения приповерхностных условий, в том числе и на изменения климата. Южная Якутия характеризуется как район с прерывистой мерзлотой, которая в основном приурочена к высотной поясности, и с распространением высокотемпературных пород.

Территория исследования приурочена к среднегорному пологоувалистому рельефу Южной Якутии (рис. 1). В геолого-геоморфологическом отношении территория относится к южной части Лено-Алданского плато и Алдано-Учурскому поднятию. Мощность многолетнемерзлых пород в Верхней Амге около 500 м, а температуры пород варьируются от $-1,6$ до $-2,8^{\circ}\text{C}$. Температура пород составляет на пологих склонах Алдано-Учурского поднятия от $-1,5$ до $+1,5^{\circ}\text{C}$, талые массивы развиты на плоских водоразделах и нижних пологих склонах, где формируется мощный снежный покров и имеется высокая степень инфильтрации [2]. При изменениях приповерхностных условий возможны оползневые процессы, разрушительные для линейных объектов, таких как автодороги, трубопроводы и опоры ЛЭП. По исследованиям в Центральной Якутии на гарях после уничтожения растительного покрова глубина протаивания возрастает в два раза, с 2,3 м до 4,5 м [3].

Метеостанция Буга находится в с. Верхняя Амга, на высоте 277 м над уровнем моря. Метеостанция Томмот находится в с. Томмот, на высоте 283 м над уровнем моря. Метеостанция Чульман находится в 27 км на севере от города Нерюнгри, в пгт. Чульман, на высоте 877 м над уровнем моря [4].

Растительность представлена в Чульмане горнотаежными сосново-лиственничными лесами с кустарничково-лишайниково-моховым покровом, комплексом горноредколесной и горнотаежной долинной растительности; в Томмоте сосновыми лесами кустарничково-лишайниковыми и сосново-лиственничными лесами с кустарничково-лишайниково-моховым покровом и лиственничными лесами кустарничковыми с кустарничково-моховым покровом; в Верхней Амге сосново-лиственничными лесами с кустарничково-лишайниковым покровом и лиственничными лесами с кустарничковым и кустарничково-моховым покрытием. Распространены в основном на исследуемых участках склоновые и низкотеррасовые типы местности (рис. 2) [5].

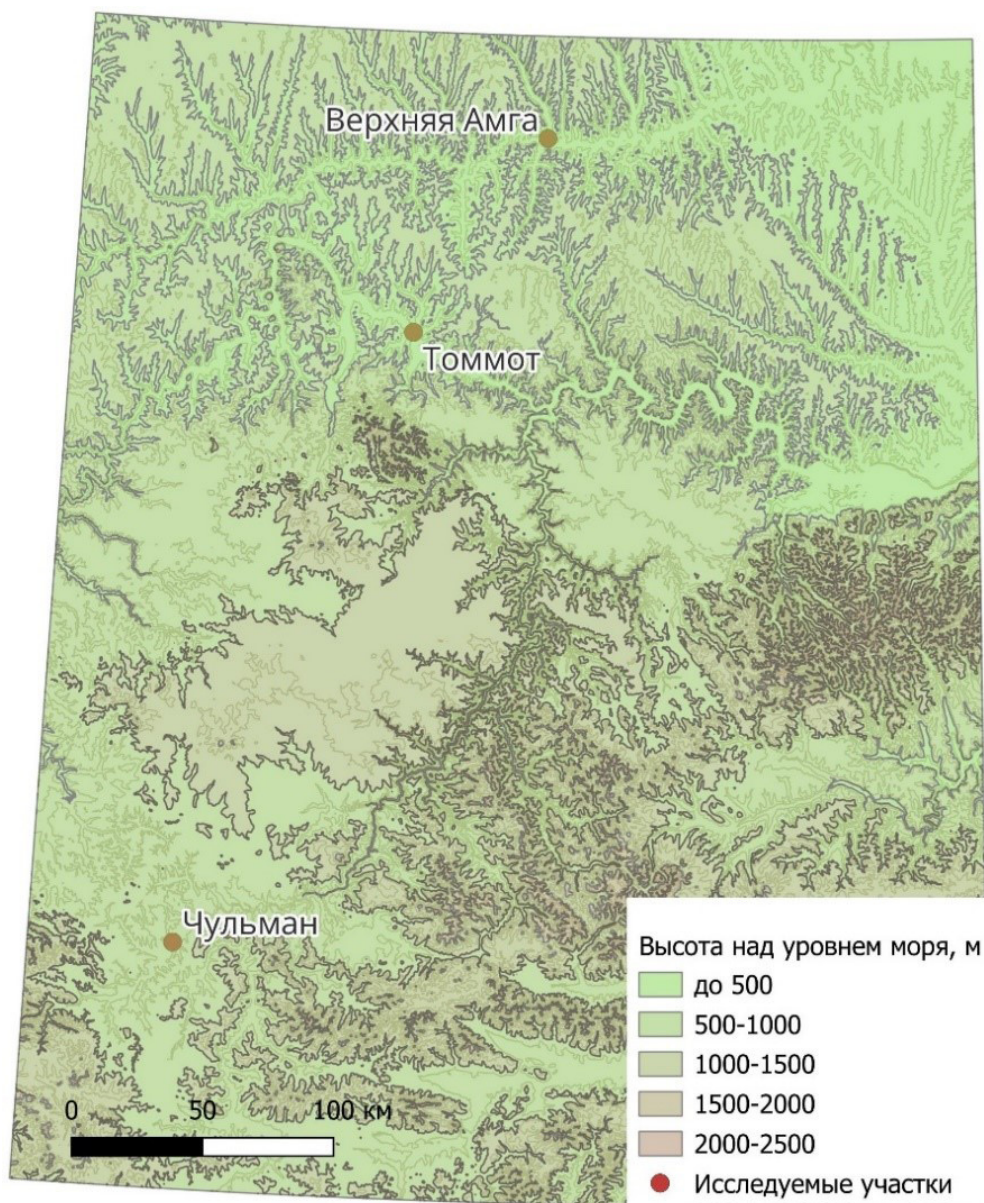


Рис. 1. Орографическая схема территории исследований

Fig. 1. Orographic map of the study area

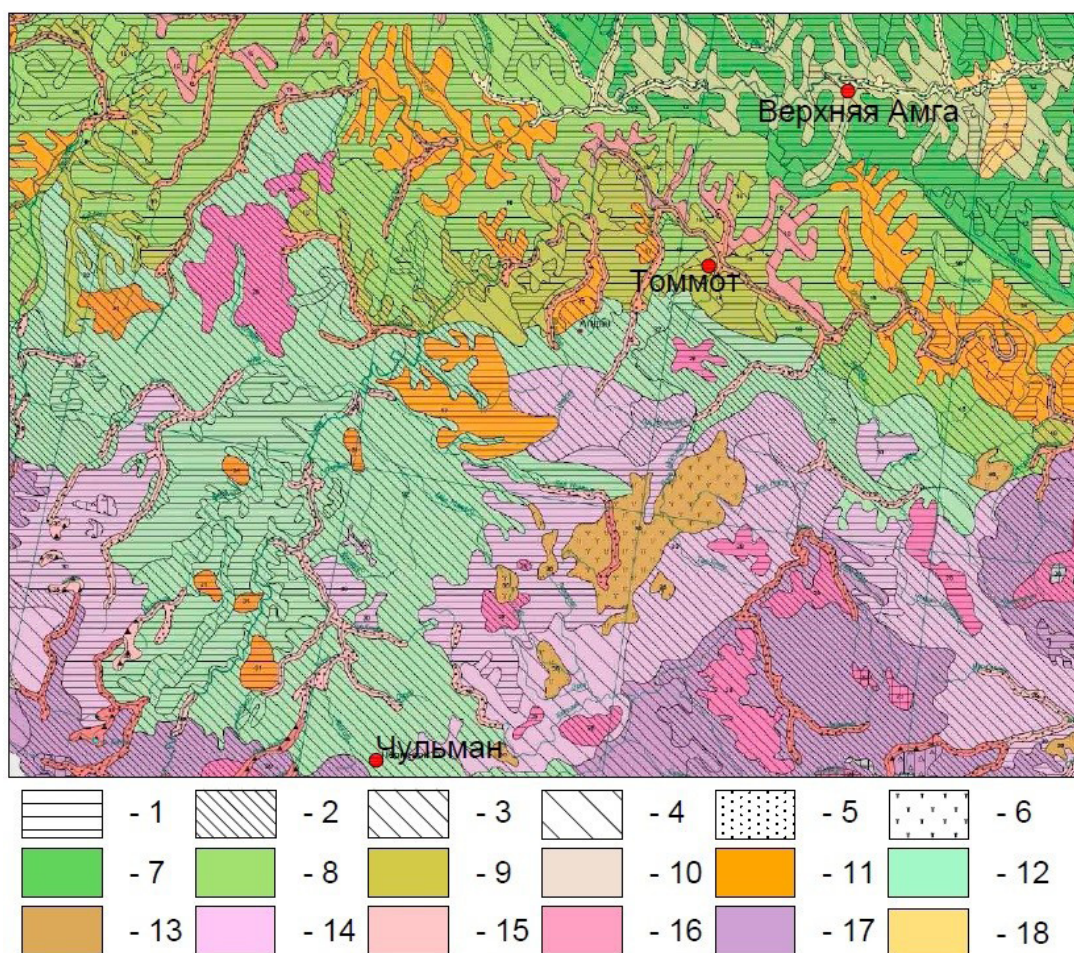


Рис. 2. Фрагмент мерзотно-ландшафтной карты (Федоров и др., 2018).

Fig. 2. Fragment of the permafrost-landscape map (Fedorov et al., 2018).

Условные обозначения. Типы местности: 1 – приводораздельный элювиальный, 2 – склоновый коллювиальный, 3 – склоновый делювиально-коллювиальный, 4 – склоновый делювиально-солифлюкционный, 5 – низкотеррасовый, 6 – слабодренированный маревый. Ландшафты: 7 – лиственные леса кустарничковые и кустарничково-моховые, 8 – лиственные леса кустарничковые и кустарничково-моховые на прерывистой мерзлоте, 9 – сосново-лиственные леса кустарничково-лишайниково-моховые на прерывистой мерзлоте, 10 – сосново-лиственные леса кустарничково-лишайниково-моховые, 11 – сосновые леса кустарничково-лишайниковые на прерывистой мерзлоте, 12 – горнотаежные сосново-лиственные леса кустарничково-лишайниково-моховые, 13 – мари горнотаежные с лиственными редины, 14 – лиственные редколесья кустарничково-лишайниковые и моховые, 15 – комплекс горноредколесной и горнотаежной долинной растительности, 16 – кедровый стланик кустарничково-лишайниковый в сочетании с ольховником и ерниками, 17 – лиственные редколесья и редины кустарничково-лишайниковые и моховые, 18 – сосновые леса кустарничково-лишайниковые.

Материалы и методы исследования

Моделирование динамики геоэкологических условий при уничтожении растительного покрова имитировало вырубки лесного массива или лесные пожары. Прогнозные модели производились с помощью программы Frost 3D (ООО «НТЦ «Симмэйкерс», Беларусь) [6]. Расчет нестационарной задачи распространения тепла в трехмерном пространстве [7] в программе

Frost 3D основан на уравнении теплопроводности с учетом фазовых переходов. Построена расчётная область, которая начинается на поверхности и заканчивается на глубине 30 м. За верхнее граничное условие бралось граничное условие третьего рода, температуры и коэффициента теплообмена между поверхностью грунта и атмосферой в зависимости от скорости ветра. Боковое граничное условие задано как нулевой тепловой поток. На нижней границе расчетной области (30 м) бралось постоянное значение температуры пород на глубине нулевых амплитуд. Для расчета использовались теплофизические свойства по литологическому составу грунтов, среднемесячные температуры воздуха, среднемесячные высота и плотность снежного покрова (табл. 1 и 2) по среднедекадным значениям метеостанций Буяга (Верхняя Амга), Томмот, Чульман [4, 8, 9, 10].

Таблица 1

Температуры атмосферного воздуха, °C (период измерений 1930-2025)

Table 1

Atmospheric air temperatures, °C (measurement period 1936-2025)

Участок	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Ср. год.
Буяга	-35,7	-31,2	-19,9	-5,7	5,7	14,1	17,1	13,4	4,9	-7,0	-24,6	-34,3	-8,6
Томмот	-34,1	-29,7	-18,6	-4,8	5,9	14,2	17,3	13,7	5,4	-6,3	-23,2	-32,4	-7,7
Чульман	-32,6	-27,5	-17,2	-5,6	4,4	13,0	16,2	12,9	4,7	-7,1	-22,1	-31,5	-7,7

Таблица 2

Высота и плотность снежного покрова, в м и кг/м³

Table 2

Snow depth and density, m and kg/m³

Участок	X	XI	XII	I	II	III	IV
Буяга	0,07/130	0,23/130	0,32/140	0,41/150	0,46/153	0,48/166	0,37/196
Томмот	0,08/120	0,22/136	0,30/146	0,37/160	0,42/170	0,44/180	0,39/210
Чульман	0,13/126	0,25/136	0,35/143	0,43/150	0,47/166	0,51/173	0,43/205

Анализ средней годовой температуры воздуха по метеостанциям за весь период наблюдений с 1936 по 2025 гг. выявил, что тренд повышения среднегодовой температуры составляет от 0,026-0,048° C/год (рис. 3). По исследованиям Ю.Б. Скачкова повышение средней годовой температуры воздуха за период 1966-2015 составляет 1,1-1,8° C [11], по А.В. Жожикова за период наблюдений 1961-2020 гг. составляет 0,8-2,1° C [12]. Величина снежного покрова оставалась неизменной в силу высокой непредсказуемости динамики высоты снежного покрова.

Геологический разрез для делювиальных отложений пологих склонов сложен: 0-0,1 м почвенно-растительный слой; 0,1-1,2 м суглинки с щебнем с суммарной влажностью 0,18 д.ед.; 1,2-5,0 м суглинки щебенистые, льдистые, со слоистой криогенной текстурой, с суммарной влажностью 0,16 д. ед.; 2,2-2,3 м прослой ледогрунта, ниже 5,0 м известняк выветрелый, трещиноватый. Литогенная основа для делювиальных отложений плакорных участков следующая: 0-0,1 м почвенно-растительный слой, 0,1-1,1 м щебенистый грунт с песчаным заполнителем, влажностью 0,08 д. ед.; 1,1-5,3 м щебенистый грунт с суглинистым заполнителем льдистый с влажностью 0,14 д. ед.; ниже 5,3 м известняк выветрелый, трещиноватый (рис. 4). Теплофизические характеристики грунтов подобраны на литогенной основе и физическим свойствам грунтов. Теплопроводность талых суглинков 1,16-1,72 Вт/м*° C, мерзлых суглинков

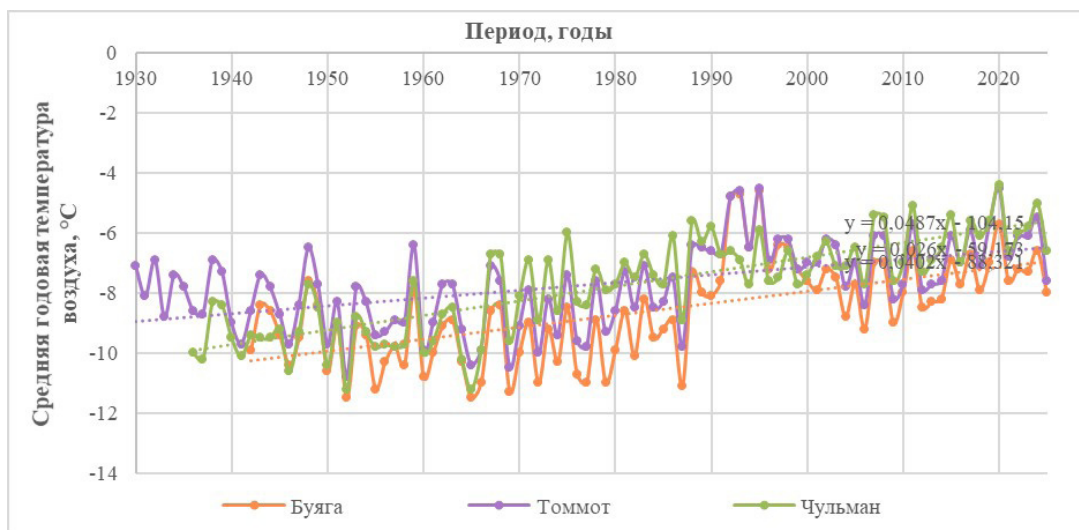


Рис. 3. Средние годовые температуры воздуха по метеостанциям за весь период наблюдений (1930-2025)

Fig. 3. Average annual air temperatures by weather station for the entire observation period (1930-2025)

2,15-2,48 Вт/м³°С, талых щебенистых грунтов 2,05-2,2 Вт/м³°С, мерзлых щебенистых грунтов 2,21-2,45 Вт/м³°С известняка выветрелого 3,56 Вт/м³°С. Теплоемкость талых суглинков 732-896 Вт/м³, мерзлых суглинков 581-605 Вт/м³, талых щебенистых грунтов 580-620 Вт/м³, мерзлых щебенистых грунтов 440-490 Вт/м³, известняка выветрелого 732 Вт/м³ [13, 14].

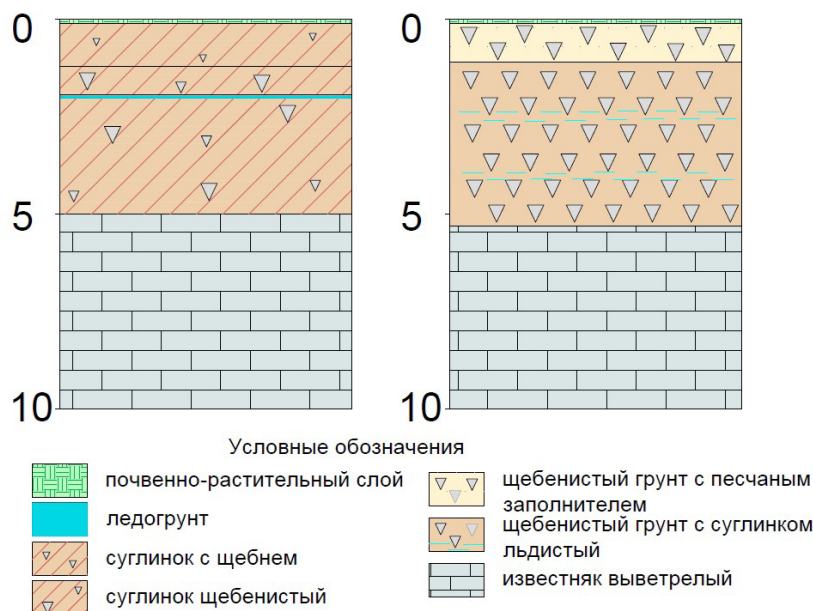


Рис. 4. Литологический разрез пологих склонов и плакорных участков.

Fig. 4. Lithological section of gentle slopes and plateau areas.

При моделировании учитывалось в первые 2 года зачернение поверхности в летнее время за счет повышения температур и увеличение влажности приповерхностных слоев пород на 20-30 % за счет отсутствия транспирации растительного покрова, аналогично условиям после

сильных пожаров с выгоранием почвенно-растительного слоя и вырубке лесов при помощи тяжелой самоходной техники. В следующие годы восстанавливается первичная растительность – иван-чай и кустарники, потому затемнение поверхности учитывалось только в мае-июне. Значения снежного покрова сменялись по высоте и плотности с лесного участка на значения с открытой незащищенной местности и поля [8, 9].

При катастрофических лесных пожарах Южной Якутии нарушаются гидротермические условия элювиальных и делювиальных отложений. Дальнейшие восстановление ландшафтов и растительности затруднительно, нарушения в большинстве случаев имеют необратимый характер [15]. В работе рассматриваются нарушенные участки, в которых почвенно-растительный слой полностью уничтожен и самовосстановление лесного массива затруднено.

Прогнозные расчеты производились на 20 лет, с 2025 года по 2045 год, при уничтожении почвенно-растительного слоя (ПРС) и также с трендами на потепление климата на 0,02-0,04° С/год, при современном в 2025 году тренде повышения среднегодовой температуры воздуха 0,03° С/год в Южной Якутии.

Результаты

По фондовым материалам Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН по исследованиям по трассе Амуро-Якутской железной дороги, представленным д.г.н. А.Н. Федоровым и по отчету инженерно-геологических изысканий ООО «Нефтегазгеодезия» по газопроводу Якутия-Хабаровск-Владивосток на участке Алдан-Сковородино, глубина протаивания на участках исследований составляет 2,0-2,1 м для суглинков на пологих склонах, для щебенистых пород с песчаным заполнителем на плакорах 2,2-2,6 м. Температуры пород по данным изысканий приведены на глубине нулевых годовых колебаний 10-15 м и составляют от -1,0 до -1,6 °С. Прогнозное моделирование производилось с учетом трендов повышения средней годовой температуры 0,02, 0,03, и 0,04° С/год.

Для оценки качества моделей была произведена их верификация на основе данных исследований по трассе Амуро-Якутской железной дороги и инженерно-геологических изысканий на участке Алдан-Сковородино (табл. 3).

Таблица 3

Фактические и расчетные значения температур пород пологих склонов Верхней Амги по глубинам

Table 3

Observed and calculated ground temperatures at various depths on the gentle slopes of the Verkhnyaya Amga

Глубина	Температура пород			
	Замеренная	Расчетная	Расчетная при тренде 0,04° С/год	Расчетная при увеличении влажности
1,0	+0,3	+0,6	+2,0	+0,4
2,0	-0,2	-0,2	+0,5	-0,3
3,0	-0,9	-0,8	-0,3	-0,6
4,0	-0,9	-0,9	-0,6	-0,7
5,0	-1,0	-1,0	-0,8	-0,8
6,0	-1,2	-1,1	-0,9	-0,9
7,0	-1,3	-1,2	-1,0	-1,0
8,0	-1,4	-1,3	-1,1	-1,1
9,0	-1,5	-1,4	-1,2	-1,2
10,0	-1,6	-1,5	-1,2	-1,3
15,0	-1,6	-1,6	-1,4	-1,5

Приведенные температуры пород модели на основе литологического разреза и климатических характеристик практически совпадают с фактическими замерами пологих склонов Верхней Амги в сентябре, разница температур пород в интервале глубине 2,0-15,0 м составляет до 0,1° С. Для оценки чувствительности модели к различным изменениям произведены расчеты на 20 лет с максимальным трендом повышения средней годовой температуры воздуха 0,04° С/год и повышением влажности сезонного-талого слоя на 30 %, температура пород на глубине нулевых колебаний повысилась на 0,1-0,2° С. При тренде 0,04° С/год глубина протаивания составит 2,9 м, а при увеличении влажности составит 1,9 м. На временном интервале 20 лет изменения температур пород соответствуют ожидаемым закономерностям.

Результаты прогнозного моделирования с учетом трендов повышения средней годовой температуры воздуха отображены в таблицах 4 и 5. По результатам моделирования отмечено, что в первые два года после уничтожения растительного покрова по всем участкам глубина протаивания становится больше на 0,5 м от исходных значений.

Таблица 4

Расчетные глубины протаивания на нарушенных участках, м

Table 4

Calculated thaw depths in disturbed areas, m

Участок	Естественная глубина протаивания	без ПРС	без ПРС и тренде 0,02° С/год	без ПРС и тренде 0,03° С/год	без ПРС и тренде 0,04° С/год
суглинки пологих склонов					
Верхняя Амга	2,0	3,5	5,6	6,5	7,0
Томмот	2,1	3,6	6,0	6,9	7,1
Чульман	2,2	3,7	6,4	7	7,2
щебенистые породы плакоров					
Верхняя Амга	2,2	3,6	5,9	7,7	9,0
Томмот	2,6	4,0	6,2	8,5	9,6

Таблица 5

Расчетные температуры пород на нарушенных участках, °С

Table 5

Calculated ground temperatures in disturbed areas, °C

Участок	Естественная температура	без ПРС	без ПРС и тренде 0,02° С/год	без ПРС и тренде 0,03° С/год	без ПРС и тренде 0,04° С/год
суглинки пологих склонов					
Верхняя Амга	-1,6	-0,9	-0,7	-0,6	-0,5
Томмот	-1,5	-0,9	-0,7	-0,6	-0,3
Чульман	-1,2	-0,8	-0,6	-0,4	-0,3
щебенистые породы плакоров					
Верхняя Амга	-1,2	-0,7	-0,5	-0,3	-0,1
Томмот	-1,0	-0,5	-0,4	-0,2	-0,1

Прогнозная глубина протаивания через 20 лет при утрате растительного покрова составит 3,5-4,0 м, увеличение глубины протаивания составит 1,4-1,5 м, а повышение температур пород составит 0,4-0,7° С на пологих склонах, на плакорах – 0,5° С (рис. 5 и 6).

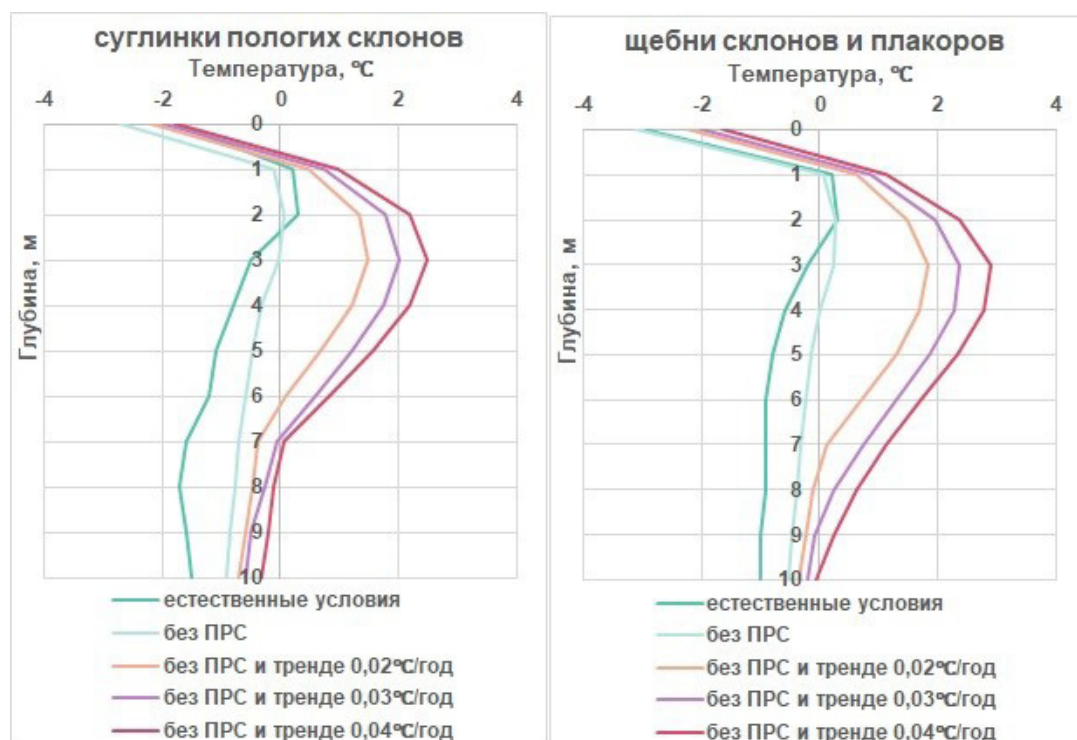


Рис. 5. Расчетное температурное распределение по глубине на примере Томмот

Fig. 5. Calculated temperature distribution by depth using the example of Tommot

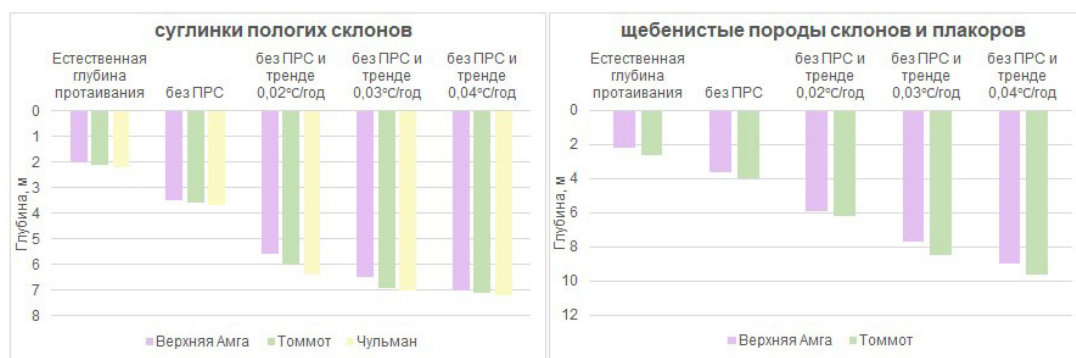


Рис. 6. Модельные глубины протаивания

Fig. 6. Modeled thaw depths

При условии повышения средней годовой температуры воздуха на 0,02° С/год протаивание достигнет глубины 5,6-6,4 м, а температура пород увеличится на 0,6-0,9° С до -0,4...-0,7° С.

При тренде повышения средней годовой температуры воздуха на 0,03° С/год протаивание увеличится до глубины 6,5-7,0 м на пологих склонах, а на щебенистых породах плакорных

участков достигнет глубины 7,7-8,5 м. Температура пород увеличится на 0,8-1,0° С, до -0,6...-0,7° С на пологих склонах и до -0,2...-0,3° С на плакорах.

При тренде повышения средней годовой температуры воздуха на 0,04° С/год протаивание увеличится до глубины 7,0-7,2 м на пологих склонах, а на щебенистых породах плакорных участков достигнет глубины 9,0-9,6 м. Температура пород увеличится на 0,9-1,2° С, до -0,3...-0,5° С на пологих склонах и до -0,1° С на плакорах.

Обсуждение

Анализ прогнозных геокриологических характеристик выявил, что на увеличение глубины протаивания в конце расчетного периода в большей степени влияет среднегодовой тренд температуры воздуха. В сравнении глубины протаивания без растительного покрова с неизменным климатом и с трендом повышения среднегодовой температуры воздуха 0,02° С/год разница составляет 2,1-2,7 м. Температуры пород на глубине нулевых колебаний в этих вариациях не особенно отличаются, на 0,1-0,2° С.

Существенное ускорение протаивания наблюдается при достижении протаивания кровли известняков. Благодаря высокой теплопроводности и малой теплоемкости этих пород, они чутко реагируют на рост среднегодовой температуры воздуха, что приводит к значительному увеличению глубины протаивания.

В случае самого негативного сценария разница глубины протаивания между стабильными климатическими условиями и в условиях повышения средней годовой температуры воздуха 0,04° С/год составит на пологих склонах 3,5 м, на плакорах 5,4-5,6 м; разница температур пород достигает 0,4-0,5° С суглинках на пологих склонах, а на щебенистых породах 0,4-0,6° С. В естественных условиях при тренде 0,04° С/год глубина протаивания на пологих склонах согласно расчетам 2,9 м, при утрате растительного покрова глубина возрастает более чем в 2 раза – на 4,1 м; разница температур пород на глубине нулевых колебаний составляет 0,9° С, что подтверждает важность недопущения нарушений растительного покрова в условиях потепления климата для устойчивости многолетнемерзлых пород.

При отсутствии растительного покрова и при различных сценариях повышения температуры воздуха наибольшие глубины протаивания на пологих склонах у участка Чульман ввиду большого количества снега, являющегося теплоизолятором в морозные месяцы.

Для щебенистых грунтов при утрате растительного покрова протаивание и повышение температур пород более интенсивное, чем для суглинистых, что объясняется большей теплопроводностью щебенистых пород. Наибольшие прогнозные показатели на участке Томмот, в силу сочетания большей высоты снежного покрова в первые месяцы и средней годовой температуры воздуха с высокими летними температурами воздуха, в отличие от участка Верхней Амги. Тем самым очевидно, что при сочетании изменения приповерхностных и климатических условий многолетнемерзлые породы чутко реагируют в силу теплофизических характеристик пород и особенностей снегонакопления.

Результаты моделирования совпадают с результатами других исследователей: по Варламову С.П. глубина протаивания увеличилась на 0,8 м на вырубленном сосновом лесу, повышение температуры грунтов составило 0,4 °С; на старых вырубках Центральной Якутии с возобновлением напочвенного покрова и лиственнично-березового мелколесья около 15-25 лет наблюдалось повышение температуры пород на 0,4-0,7° С [16]; по Федорову А.Н. на нарушенных участках глубина протаивания в первые 5 лет глубина протаивания увеличивалась на 0,3-0,5 м, а повышение температур грунтов достигало 0,5° С [17]. В Центральной Якутии на старых вырубках протаивание на суглинках увеличилось на 0,5-0,6 м, а в Южной Якутии при тренде 0,02° С/год по расчетам увеличится на 3,6-4,2 м, что можно связать с более теплыми климатическими условиями исследуемого района.

Заключение

Прогнозная глубина протаивания через 20 лет при уничтожении растительного покрова и сохранении текущих климатических условий достигнет 3,5-4,0 м, а повышение температур

пород составит 0,4-0,7° С. В условиях повышения средней годовой температуры воздуха 0,02-0,04° С/год и утраты растительного покрова протаивание достигнет глубины 5,6-9,6 м, а температура пород на глубине нулевых годовых амплитуд повысится на 0,4-1,2° С.

По результатам прогнозного моделирования сочетание факторов повышения средней годовой температуры от 0,02° С/год и утраты растительного покрова за 20 лет приведет к неизбежной деградации верхней толщ многолетнемерзлых пород и спровоцирует активизацию процессов просадок и оползней на дисперсных породах.

Литература

1. Павлов А.В. *Энергообмен в ландшафтной сфере Земли*. Новосибирск: Наука; 1984. 254 с.
2. Железняк М.Н. *Геотемпературное поле и криолитозона юго-востока Сибирской платформы*. Новосибирск: Наука; 2005. 227 с.
3. Десяткин Р.В., Николаева М.Х., Иванова А.З., Десяткин А.Р., Оконешникова М.В., Филиппов Н.В. Влияние крупных лесных пожаров 2021 года на растительность и почвы на территории распространения легких почвообразующих пород Центральной Якутии. *Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева*. 2024;(118):231-275. DOI: 10.19047/0136-1694-2024-118-231-275.
4. [Электронный ресурс] <http://www.pogodaiklimat.ru> (дата обращения: 18.05.2026).
5. Мерзлотно-ландшафтная карта Республики Саха (Якутия). Масштаб 1: 1 500 000 / Федоров А.Н., Торговкин Я.И., Шестакова А.А., СО РАН, 2018.
6. Специализированный программный комплекс Frost 3D. Сертификат соответствия № РОСС RU.HB61.H25485, выданный центром сертификации программной продукции в строительстве.
7. Самарский А.А., Гулин А.В. *Численные методы математической физики*. Москва: Научный мир, 2003: 316.
8. Научно-прикладной справочник по климату СССР, выпуск 24, часть II, IV. Ленинград: Гидрометеорологическое издательство, 1989.
9. Справочник по климату СССР, выпуск 24, часть II, IV. Ленинград, Гидрометеорологическое издательство. 1968.
10. Веселов В.М., Прибыльская И.Р., Мирзеабасов О.А. Специализированные массивы для климатических исследований. [Электронный ресурс] <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/index1.xhtml> (дата обращения: 18.05.2026).
11. Скачков Ю.Б. Динамика изменения среднегодовой температуры воздуха в Республике Саха Якутия за последние 50 лет. *Труды IX международного симпозиума «Баланс углерода, воды и энергии и климат бореальных и арктических регионов с особым акцентом на восточную Евразию. 1-4 ноября 2016 г. Якутск, Россия*. Наоя: Изд-во Университета Наоя. 2016: 208-211.
12. Жожиков А.В., Алексеева Е.К., Никитина С.А. Егорова В.Н. Влияние изменения климата на традиционные виды природопользования коренных жителей Республики Саха (Якутия). *Международный научно-исследовательский журнал*. 2023;12(138). DOI: 10.23670/IRJ.2023.138.188.
13. Гаврильев Р.И. *Теплофизические свойства горных пород и напочвенных покровов криолитозоны*. Новосибирск: Изд-во СО РАН; 1998: 280.
14. Фельдман Г.М., Тетельбаум А.С., Шендер Н.И., Гаврильев Р.И. *Пособие по прогнозу температурного режима грунтов Якутии*. Якутск, изд-во ИМЗ СО АН СССР; 1988: 240.
15. Горохов А.Н., Чевычелов А.П. *Природа возникновения и экологическое значение лесных пожаров в Южной Якутии*. Проблемы региональной экологии. 2025: 57-60. DOI: 10.24412/1728-323X-2025-1-57-61.
16. Варламов С.П., Скачков Ю.Б., Скрыбин П.Н. *Мониторинг теплового режима грунтов Центральной Якутии*. Якутск; Издательство ФГБУН Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН: 2021:156.
17. Федоров А.Н., Ивахана Г., Константинов П.Я., Мачимура Т., Аргунов Р.Н., Ефремов П.В., Лопез Л.М., Такакай Ф., Петров М.И. Изменчивость мерзлотно-ландшафтных условий после сплошной вырубки в Центральной Якутии. *Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований*. 2013:8.

References

1. Pavlov A.V. *Energy exchange in the landscape sphere of the Earth*. Novosibirsk: Nauka; 1984:254 (in Russian).
2. Zheleznyak M.N. Geotemperature Field and Cryolithozone of the Southeastern Siberian Platform. Novosibirsk: Nauka; 2005. 227 (in Russian).
3. Desyatkin R.V., Nikolaeva M.Kh., Ivanova A.Z., et al. The impact of large forest fires of 2021 on vegetation and soils in the territory of distribution of light soil-forming rocks in Central Yakutia. *Bulletin of the V.V. Dokuchaev Soil Science Institute*. 2024;(118):231–275 (in Russian). DOI: 10.19047/0136-1694-2024-118-231-275.
4. <http://www.pogodaiklimat.ru> (date of inquiry: 18.05.2026).
5. Permafrost-landscape map of the Republic of Sakha (Yakutia). Scale 1: 1,500,000. Fedorov A.N., Torgovkin Ya.I., Shestakova A.A., Vasilyev N.F., Makarov V.S. etc.; Ch. ed. M.N. Zheleznyak. Yakutsk: IMZ SB RAS, 2018 (in Russian).
6. Frost 3D specialized software suite. Certificate of Conformity No. ROSS RU.NV61.H25485, issued by the Certification Center for Construction Software Products.
7. Samarskii A.A., Gulin A.V. *Numerical Methods of Mathematical Physics*. Moscow: Nauchnyi Mir, 2003:316 (in Russian).
8. Handbook of the USSR Climate, issue 24, part II, IV. Leningrad, Hydrometeorological Publishing House. 1968 (in Russian).
9. Scientific and Applied Climate Reference Book of the USSR, Issue 24, Parts II and IV. Leningrad: Hydrometeorological Publishing House; 1989 (in Russian).
10. <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/index1.xhtml> (date of inquiry: 18.05.2026).
11. Skachkov Yu.B. Dynamics of changes in mean annual air temperature in the Republic of Sakha (Yakutia) over the last 50 years. *Proceedings of the IX International Symposium "Carbon, Water and Energy Balance and Climate of Boreal and Arctic Regions with Particular Emphasis on Eastern Eurasia"*, November 1–4, 2016, Yakutsk, Russia. Nagoya: Nagoya University Press; 2016:208–211 (in Russian).
12. Zhzhikhov A.V., Alekseeva E.K., Nikitina S.A., Egorova V.N. Impact of climat change on traditional nature use of indigenous people of the Republic of Sakha (Yakutia). *International Research Journal*. 2023;12(138) (in Russian). DOI: 10.23670/IRJ.2023.138.188.
13. Gavriliev R.I. *Thermophysical properties of rocks and ground covers of the cryolithozone*. Novosibirsk: Publishing house of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences; 1998:280 (in Russian).
14. Feldman G.M., Tetelbaum A.S., Shender N.I., Gavriliev R.I. A manual on forecasting the temperature regime of soils in Yakutia. Yakutsk, publishing house IMZ SB AN USSR; 1988:240 (in Russian).
15. Gorokhov A.N., Chevychelov A.P. *Nature and ecological significance of forest fires in South Yakutia*. Regional Environmental Issues. 2025;1 (in Russian). DOI: 10.24412/1728-323X-2025-1-57-61.
16. Varlamov S.P., Skachkov Yu.B., Skryabin P.N. Monitoring the thermal regime of soils in Central Yakutia. Yakutsk; Publishing house of the Federal State Budgetary Institution of Science of the Institute of Permafrost Science named after. P.I. Melnikov SB RAS: 2021:156 (in Russian).
17. Fedorov A.N., Iwahana G., Konstantinov P.Ya., et al. Variability of permafrost-landscape conditions after clear-cutting in Central Yakutia. *International Journal of Applied and Basic Research*. 2013;8 (in Russian).

Об авторах

НОВОПРИЕЗЖАЯ Варвара Андреевна – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, ORCID: 0000-0003-4632-9840, ResearcherID: AER-2270-2022, Scopus Author ID: 57219963224, SPIN: 4245-5312, e-mail: schwarz999@mail.ru

About the authors

Varvara A. NOVOPRIEZZHAYA – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Researcher, P. I. Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russian Federation ORCID: 0000-0003-4632-9840, ResearcherID: AER-2270-2022, Scopus Author ID: 57219963224, SPIN: 4245-5312, e-mail: schwarz999@mail.ru

Конфликт интересов

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of interests

The author declares no conflict of interest.

Поступила в редакцию / Submitted 07.08.2026

Поступила после рецензирования / Revised 09.09.2026

Принята к публикации / Accepted 21.09.2026

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ЦИКЛОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЛЕТНЕГО ПЕРИОДА НАД ТЕРРИТОРИЕЙ РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ) В ПЕРИОД С 1950 ПО 2022 г.

Н. И. Тананаев, Ю. И. Игнатьева, М. И. Захаров*

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

г. Якутск, РФ

*tanni@svfu.ru

Аннотация. Циркуляционные факторы определяют горимость лесов и вероятность катастрофических наводнений на Севере Сибири и Дальнего Востока РФ. В данной работе циклоническая активность летнего периода над территорией Республики Саха (Якутия) количественно оценена по данным о треках циклонов, полученных из модели реанализа ERA5. В оценке использованы количество циклонов и их центров, плотность центров циклонов и их траекторий, покрытость территории циклонами (число случаев в течение летнего периода, когда заданная точка находилась внутри области низкого давления). Основной центр циклонической активности – северо-восточная Якутия (верхняя часть бассейнов рр. Яна и Индигирка, а также среднее и нижнее течение р. Колыма), где отмечается наибольшая плотность траекторий и центров циклонов. Впервые показано существование Верхоянской области локального орографического циклогенеза. В северо-западной Якутии (бассейны рр. Анабар и Оленёк, левобережная часть бассейна верхнего Вилюя), благодаря барическим образованиям, смещающимся по северо-западу Красноярского края, отмечена наибольшая покрытость территории циклонами. В южных районах Якутии циклоническая активность летнего периода наименьшая; также это единственный район, где наиболее активны циклоны июля, а не июня. Июньские циклоны в большинстве лет преобладают в общем их летнем количестве, однако с 2014 г. преобладают июльские циклоны. Количество летних циклонов направленно увеличивалось на 0.64 циклона за 10 лет (1950–2017 гг.). В 2019–2020 гг. над регионом наблюдался исторический минимум циклонической активности, который делает данный тренд статистически незначимым. Данный минимум хронологически совпадает с другими экстремальными явлениями: наводнениями на Дальнем Востоке и в Иркутской области, маловодьем в среднем течении р. Лена (2019), мощными лесными пожарами в Якутии (2019–2021 гг.).

Ключевые слова: внетропические циклоны, траектории циклонов, плотность траекторий, климатическая изменчивость, Арктика, Республика Саха (Якутия)

Финансирование: Исследование выполнено в рамках: программы Министерства науки и высшего образования РФ «Приоритет-2030. Дальний Восток» (национальный проект «Молодежь и дети»), реализуемой ФГБОУ ВО «Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга» (анализ пространственной изменчивости метрик циклонической активности); плана НИР по приоритетным направлениям Программы развития СВФУ им. М.К. Аммосова на 2023–2025 гг. (анализ временной изменчивости метрик циклонической активности).

Для цитирования: Тананаев Н.И., Игнатьева Ю.И., Захаров М.И. Пространственно-временные вариации циклонической активности летнего периода над территорией Республики Саха (Якутия) в период с 1950 по 2022 г. *Вестник СВФУ*. 2026;(3): 82–98. DOI: 10.25587/2587-8751-2026-1-82-98

SPATIO-TEMPORAL VARIABILITY OF CYCLONIC ACTIVITY DURING SUMMER SEASON OVER SAKHA (YAKUTIA) REPUBLIC FROM 1950 TO 2022

Nikita I. Tananaev, Yuliana I. Ignatyeva, Moisei I. Zakharov*

M. K. Ammosov North-Eastern Federal University,

Yakutsk, Russian Federation

*tanni@svfu.ru

Abstract. Circulation factors determine forest fire risk and the likelihood of catastrophic flooding in northern Siberia and the Russian Far East. In this study, summer cyclonic activity over the Sakha Republic (Yakutia) is quantified using cyclone track data obtained from the ERA5 reanalysis model. The assessment utilized the number of cyclones and their centers, the density of cyclone centers and trajectories, and the cyclone coverage of the territory (the number of instances during the summer when a given point was within a low-pressure area). The main center of cyclonic activity is northeastern Yakutia (the upper Yana and Indigirka river basins, as well as the middle and lower reaches of the Kolyma River), where the highest density of cyclone tracks and centers is observed. Our results support the persistence of Verkhoyansk zone of local orographic cyclogenesis. Northwestern Yakutia (the Anabar and Olenyok river basins, the left-bank part of the upper Vilyuy River basin), due to baric formations shifting across the northwest of Krasnoyarsk Krai, has the highest cyclone coverage. Summer cyclonic activity is lowest in the southern regions of Yakutia; this is also the only region where July, rather than June, cyclones are most active. June cyclones dominate the total summer cyclone count in most years; however, July cyclones have become predominant since 2014. The number of summer cyclones has consistently increased by 0.64 cyclones over the 10-year period (1950-2017). In 2019-2020, the region experienced a historical minimum in cyclonic activity, making this trend statistically insignificant. This minimum chronologically coincides with other extreme events: floods in the Far East and the Irkutsk Region, low water levels in the middle reaches of the Lena River (2019), and severe forest fires in Yakutia (2019-2021).

Keywords: extratropical cyclones, cyclone trajectories, trajectory density, climate variability, Arctic, Sakha Republic (Yakutia)

Funding: The study was conducted within the framework of the “Priority 2030. Far East” program of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (the “Youth and Children” national project), implemented by the Vitus Bering Kamchatka State University (analysis of the spatial variability of cyclonic activity metrics); the research plan for priority areas of the Ammosov NEFU Development Program for 2023-2025 (analysis of the temporal variability of cyclonic activity metrics).

For citation: Tananaev N.I., Ignatyeva Yu.I., Zakharov M.I. Spatio-temporal variability of cyclonic activity during summer season over Sakha (Yakutia) Republic from 1950 to 2022. *Vestnik of North-Eastern Federal University. Earth Sciences*. 2026;(3): 82-98. DOI: 10.25587/2587-8751-2026-1-82-98

Введение

Внетропические циклоны Северного полушария в летний период формируются в зоне полярного фронта, к северу от 45° с.ш., вследствие бароклинной неустойчивости. Над территорией Сибири около трех четвертей циклонов возникает на волнах фронтальных систем и значительно реже – на вторичных фронтах и в ложбине основной барической депрессии [1]. Повторяемость и траектории внетропических циклонов Северного полушария определяются активностью основных центров действия атмосферы и связаны с характеризующими их ведущими модами [2-4]. Внетропические циклоны играют важную роль в переносе тепла и влаги, их прохождение приносит резкую перемену погодных условий и определяет уровень природных рисков [5].

Ландшафтные пожары и дождевые наводнения – наиболее значимые климатические риски летнего сезона на севере Сибири и Дальнего Востока РФ, связанные с циркуляционными

факторами [6]. Жара и засухи, высокий уровень пожарной опасности сопутствуют антициклональному типу погоды. Циклональная погода с обильными осадками, напротив, повышает увлажненность и снижает горимость экосистем [7]. С другой стороны, прохождение прикаспийских циклонов над севером Сибири и Дальнего Востока РФ в отдельные годы приводит к затоку сухого теплого воздуха, усилению ветра и росту горимости лесов [8]. Ветровалы, связанные с прохождением мощных циклонов, создают запас горючего растительного материала, способствуя развитию пожаров [9-10]. Интенсивные фронтальные осадки вызывают дождевые паводки, приводящие к наводнениям и значительному ущербу поселениям [11-12]. Планирование мероприятий по адаптации к климатическим изменениям требует в том числе информации об особенностях атмосферной циркуляции и связанных с ними рисках и ущербах.

В течение долгого времени значимым и достоверным источником данных о перемещении барических образований и их параметрах служили бумажные синоптические карты. В настоящее время используются климатические реанализы, показывающие хорошую сходимость с синоптическими материалами [13-14]. Для автоматизированной обработки цифровых данных разработаны алгоритмы определения и отслеживания (трекинга) циклонов [13, 15-16]. Полученные наборы данных используются для анализа циклонической циркуляции: повторяемости циклонов, преобладающих областей циклогенеза и лизиса, траекторий перемещения (шторм-трэков) и изменения динамических характеристик циклонов во времени и пространстве [16].

В последние десятилетия в Арктике отмечается усиление циклонической активности, рост повторяемости и продолжительности жизни глубоких циклонов [17], однако неясно, насколько устойчив этот тренд. Анализ прогнозов по ансамблю климатических моделей указывает на уменьшение количества летних циклонов, плотности траекторий и потенциальной завихренности в Северном полушарии в 2080-2100 годах при всех основных сценариях МГЭИК [18], что повлияет на уровень природных рисков и его регионализацию.

Количество летних циклонов в Якутии, регионе с выраженным континентальным климатом, невелико [19]. Изменение их количества в любую сторону способно привести к засухам либо наводнениям, имеющим значимые последствия для природной среды, экономики и населения региона. Данная работа посвящена исследованию циклонической активности летнего сезона над территорией Республики Саха (Якутия), её пространственной и временной изменчивости, во второй половине XX в. и начале XXI в. В предыдущем исследовании [20] оценивалось только положение центров циклонов над территорией РС (Я) и пространственно-временная изменчивость этой характеристики. В данной работе выполняется анализ летней циклонической циркуляции с использованием расширенного набора метрик, аналогичных предложенным в проекте международного сравнения алгоритмов трэкинга циклонов [21]: плотность центров и траекторий циклонов, «покрытость» территории циклонами.

Регион исследований

Республика Саха (Якутия) – наибольший по площади административный регион России и мира (3.1 млн км²), значительная часть которого расположена в Арктической зоне РФ (рис. 1). Географическое положение определяет основные синоптические особенности региона: доминирование зимнего антициклона и циклоническая активность летнего сезона. В центральной Якутии в летний период преобладают циклоны западного переноса, проходящие с Западной Сибири к юго-западным районам Якутии или к дельте р. Лена (свыше 60 % летних циклонов). На долю выхода южных циклонов («южный процесс») приходится 30 %, циклоны «восточного процесса» и ложбины северных циклонов составляют оставшиеся 10 % [19].

Циклоническая активность летнего периода – фактор возникновения в регионе опасных гидрометеорологических явлений. Смещение на территорию Якутии циклонов, возникающих из-за разогрева поверхности над опустыненными районами Прикаспия, пустынями Гоби и Такла-Макан, приводит к возникновению по пути их следования высотных атмосферных потоков, приносящих в западную и южную Якутию горячий и сухой воздух. В период с 1979 по

2022 гг. отмечено 12 случаев выхода на территорию Якутии таких циклонов, названных “Siberian heat lows” [8]. Преобладание антициклонального типа погоды или прохождение прикаспийских циклонов повышают риски природных пожаров, в первую очередь – в западной, центральной и южной Якутии [22-23].

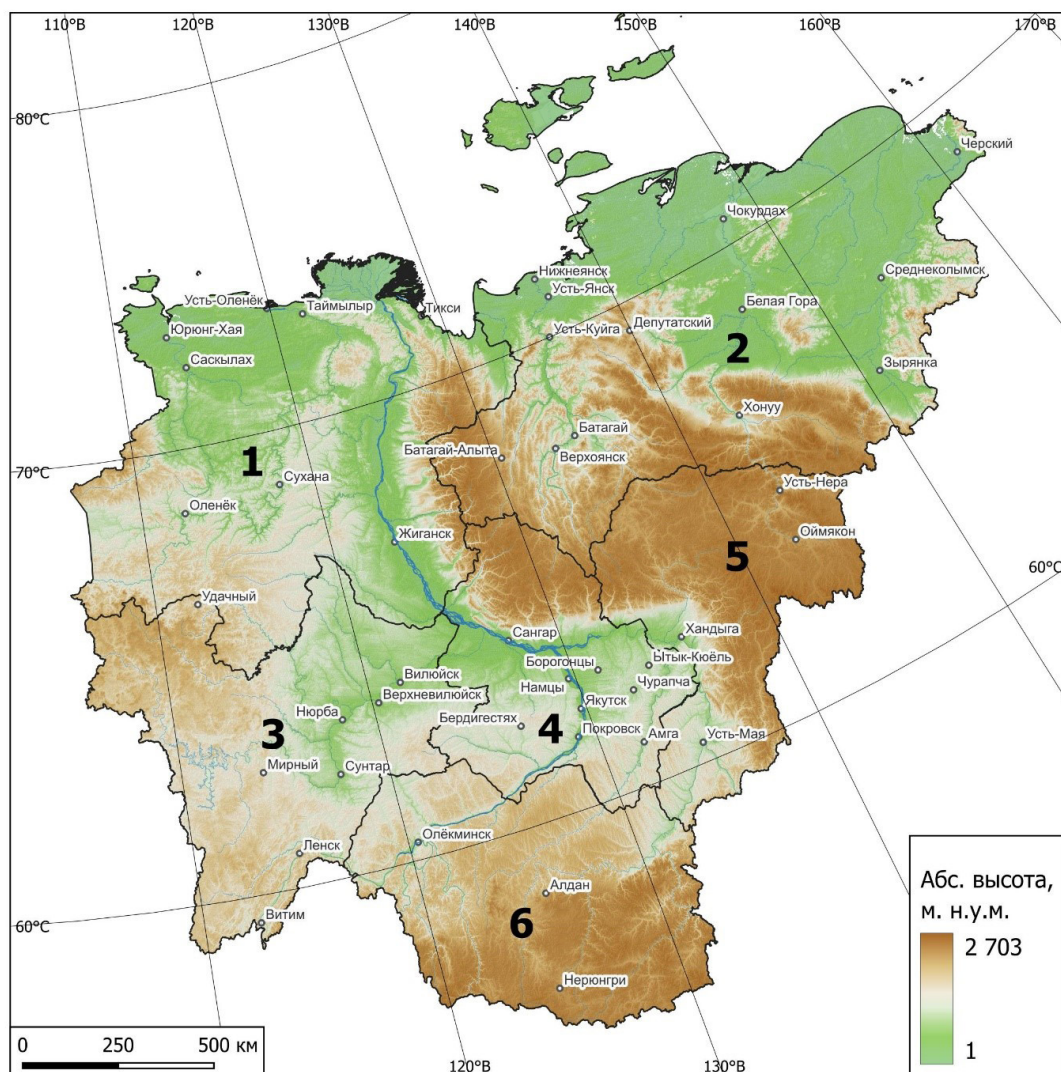


Рис. 1. Физико-географическая карта Республики Саха (Якутия). Цифрами показаны укрупненные районы: 1 – Северо-Запад, 2 – Северо-Восток, 3 – Запад, 4 – Центр, 5 – Юго-Восток, 6 – Юг

Fig. 1. General physiography of the Sakha Republic (Yakutia). Numbers correspond to macroregions used in spatial analysis: 1 – North-East, 2 – North-West, 3 – West, 4 – Center, 5 – South-East, 6 – South

Выход южных циклонов – процесс, типичный для летнего периода, приводит к резкой смене погоды, в 25 % случаев сопровождается выпадением в южной и центральной Якутии обильных осадков с суточным слоем свыше 30 мм. С «южным процессом» связан максимальный наблюдаемый суточный слой осадков в г. Якутск, 77.5 мм (26 июля 1972 г., АМСГ Якутск) [19]. Интенсивные осадки определяют повышенный риск наводнений на реках Якутии с дальневосточным типом водного режима и преобладающими дождевыми паводками – верхние

течения рр. Яна и Индигирка, их основных составляющих и притоков в пределах Верхоянского и Оймяконского улусов [11]. Совокупный прямой ущерб региону от пожаров и наводнений в 2020-2023 гг. превысил 6 млрд руб., из которых около 3.8 млрд руб. приходится на пожары 2021 г., и более 0.4 млрд руб. – на дождевое наводнение в труднодоступных районах Кобяйского и Верхоянского районов РС (Я) [11]. Дождевые наводнения также нанесли ущерб поселениям Верхоянского и Оймяконского районов РС (Я) в 2024-2026 гг., который в настоящее время оценен неполностью.

Материалы и методы

Исходные данные для анализа циклонической активности над Якутией – открытая база данных “Northern Hemisphere Extratropical Cyclone Tracks from ERA5” [24], полученная из срочных данных реанализа ERA5 (временное разрешение 3 часа). Алгоритм выявления и отслеживания циклонов описан в работе [25]. Результаты идентификации перед публикацией базы данных прошли постобработку: исключались циклоны с продолжительностью жизни менее 24 ч, циклоны с длиной трэка меньше 1000 км, и циклоны, все центры которых расположены над территорией выше 500 м над уровнем моря.

Каждому идентифицированному циклону в базе данных соответствует файл в табличном формате *.csv, в котором записи, соответствующие каждому установленному центру циклона в срок наблюдения соответствуют сведения о пространственном положении центра циклона на трэке (широта, долгота); характеристиках поля давления на уровне моря в центре и на периферии циклона; лапласиане давления в центре циклона; площади циклона в пределах последней замкнутой изобары; эквивалентного радиуса циклона (радиуса окружности с площадью, равной площади циклона). Полное описание переменных, составляющих базу данных, приведено в мета-описании [24].

Дополнительная обработка данных, выполненная авторами, включала:

1. Удаление центров циклонов, в которых эквивалентный радиус циклона меньше 15 км. Данная процедура отфильтровывает центры циклонов с нулевым радиусом, а также центры циклонов, у которых единственная замкнутая изобара соединяет центры соседних ячеек сетки реанализа ERA5. Площадь такого циклона всегда равна 625 км², а эквивалентный радиус несколько больше 14 км.

2. Преобразование табличных данных в векторный формат *.shp, формирование трэков из центров циклонов (создание линейных объектов), их перепроецирование в эквидистантную азимутальную проекцию, без чего невозможен корректный геопространственный анализ.

3. Построение вокруг каждого центра циклона «буферных зон», окружностей с радиусом, равным значению эквивалентного радиуса циклона (см. выше), исключение из анализа циклонов, условная граница которых (последняя замкнутая изобара) не пересекала границу РС (Я).

Геопространственные расчеты выполнялись в ГИС QGIS 3.28, свободно распространяемом программном обеспечении. Для каждого месяца и всего летнего сезона определялись следующие характеристики:

1. *Плотность траекторий циклонов*: суммарная протяженность всех отрезков траекторий циклонов, попадающих внутрь окружности радиусом 50 км, построенной вокруг центра ячейки сетки реанализа ERA5, отнесенная к площади этой окружности. Расчет плотности траекторий выполнялся с помощью инструмента QGIS «Плотность линий», поиск траекторий проводился в радиусе 50 км, результат пересчитывался на площадь 1000 км².

2. *Покрываемость территории циклонами*: количество случаев, когда ячейка сетки размером 10x10 км, на которые разбита территория РС (Я), находилась внутри окружности, построенной вокруг центра циклона, с радиусом, равным значению эквивалентного радиуса циклона. Расчет выполнен с помощью инструмента QGIS «Буферизация переменной ширины», пространственное разрешение итогового растрового покрытия – 10 км.

3. *Плотность центров циклонов*, рассчитанная методом ядерной оценки плотности (kernel density estimation) с радиусом поиска 125 км. Расчет выполнялся с помощью QGIS Density Analysis Plugin, версия 2024.1.23.

Ретроспективный анализ пространственно-временной изменчивости летней циклонической активности в регионе выполнен в разбивке по шести укрупненным регионам в пределах Якутии (рис. 1). Статистические расчеты выполнены в RStudio v. 4.2.3, графическом интерфейсе пользователя языка R. Анализ трендов использует тест Манна-Кендалла, реализованный в функции *mk.test()* пакета ‘trend’ [26]. Вейвлет-анализ выполнен с помощью набора функций пакета ‘WaveletComp’ [27], использован комплексный вейвлет Морле.

Результаты и обсуждение

Пространственное распределение циклонической активности

Траектории циклонов. Циклоническая активность летнего периода имеет максимум в июне, когда отмечается наибольшая плотность траекторий циклонов над всей территорией РС (Я), кроме южных районов (табл. 1). В июле циклоническая активность возрастает и достигает максимума только в южной Якутии, где в это время учащается выход южных циклонов. Вероятно, это связано с общим ростом интенсивности муссонной циркуляции на Дальнем Востоке РФ, в отдельные годы – с активизацией охотоморского антициклона и развитием на его западной периферии циклонов-волн, смещающихся в южную Якутию.

Таблица 1

Средняя плотность траекторий циклонов над районами РС (Я), км/1000 км²

Table 1

Mean storm-track density over Yakutian regions, km/1000 km²

Период	В	З	СВ	СЗ	Ц	Ю
Июнь	0.22 ± 0.11	0.23 ± 0.06	0.31 ± 0.19	0.26 ± 0.08	0.20 ± 0.06	0.15 ± 0.06
Июль	0.16 ± 0.07	0.17 ± 0.06	0.23 ± 0.12	0.21 ± 0.06	0.18 ± 0.06	0.17 ± 0.08
Август	0.13 ± 0.05	0.14 ± 0.05	0.21 ± 0.10	0.19 ± 0.07	0.14 ± 0.06	0.13 ± 0.04
Лето	0.51 ± 0.20	0.53 ± 0.13	0.75 ± 0.38	0.66 ± 0.17	0.53 ± 0.13	0.45 ± 0.15

Средняя плотность траекторий летних циклонов на территории РС (Я) в период с 1950 по 2022 гг. составляет 0.61 км/1000 км², в том числе в июне – 0.24 км/1000 км², в июле – 0.20 км/1000 км², в августе – 0.17 км/1000 км². Наибольшая плотность траекторий – в северных районах, наименьшая – в южной и восточной Якутии (табл. 1).

Основные пространственные паттерны перемещения циклонов сохраняются во все летние месяцы и находят отражение в итоговой сезонной статистике (рис. 2). В течение всего летнего сезона выраженный максимум плотности траекторий циклонов расположен над северо-восточной Якутией, приблизительно следуя линии Батагай – Усть-Мома – Зырянка. В этом районе пересекаются траектории: (а) циклонов западного переноса, проходящих над Верхоянским хребтом к северу от Полярного круга; (б) западных и южных циклонов, проходящих над Верхоянским хребтом в его субширотной части; (в) охотоморских циклонов, перемещающихся к северу; (г) местных циклонов, зарождающихся над Янским плоскогорьем. Одновременно циклоны смещаются над Колымской низменностью в субмеридиональном направлении вдоль долины р. Колыма с выходом на акваторию Северного Ледовитого океана (см. рис. 2). Отмечаются случаи возврата таких циклонов на материк и их прохождения в обратном направлении, в сторону верховьев р. Колыма.

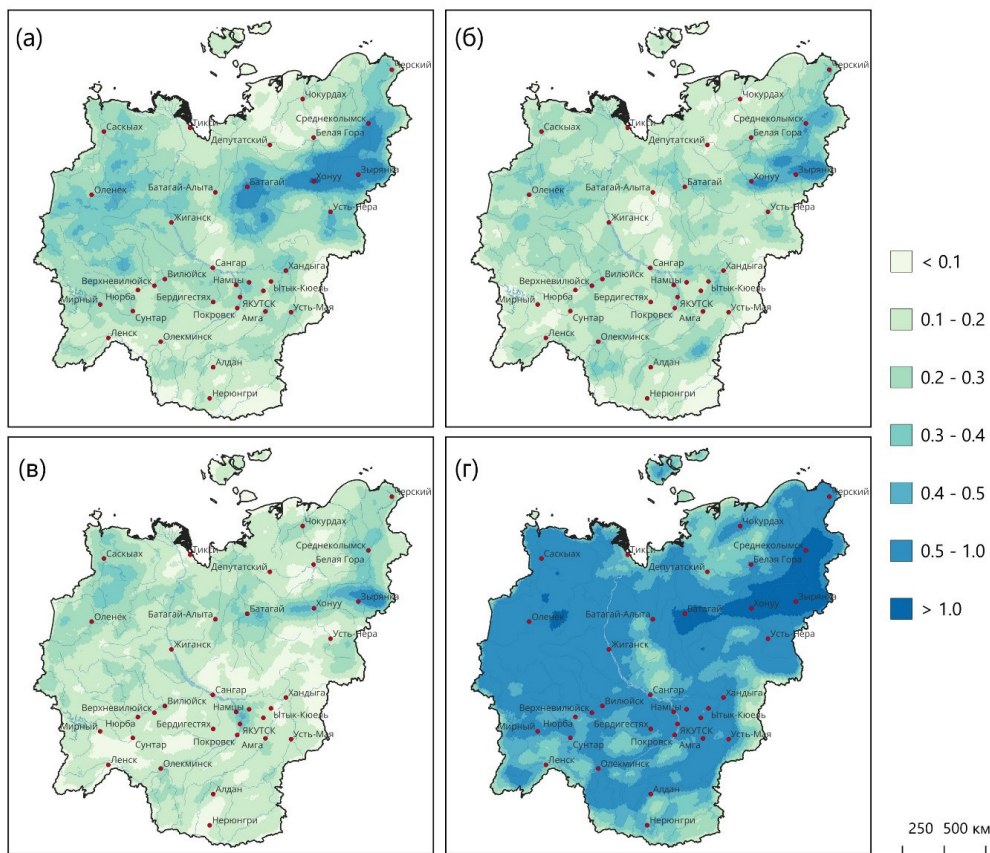


Рис. 2. Плотность траекторий циклонов над территорией РС (Я), км на 1000 км²:
(а) июнь, (б) июль, (в) август, (г) летний период

Fig. 2. Density of storm tracks over the Sakha Republic (Yakutia), km/1000 km²:
(a) June, (b) July, (c) August, (d) summer

Верхоянский хребет – значимый орографический барьер для смещающихся барических образований. Плотность траекторий циклонов над ним невелика. Основные «окна», в которых циклоны пересекают хребет: в субмеридиональной части – по широте 68° с.ш., а в июне – также южнее, по широте Полярного круга; в субширотной части – в районе устья р. Алдан. В июне-июле преобладает переход циклонов через Верхоянский хребет в его субширотной части, в августе – на субмеридиональном участке. Локальный максимум плотности траекторий в северо-восточной Якутии предполагает устойчивое существование в летний период Верхоянской области локального циклогенеза, существование которой связано с орографическим фактором. Новые циклоны зарождаются на подветренном склоне субмеридиональной части Верхоянского хребта, вероятно, в результате сегментации циклонов западного переноса, активных в первую половину лета.

Покрытость территории циклонами. Данный показатель, в отличие от плотности траекторий, учитывает барические образования, центры которых располагались за пределами Якутии, но область пониженного давления захватывала отдельные области региона.

Средняя многолетняя покрытость территории РС (Я) циклонами в летний период составляет 7.9 суток (63.2 срока), в том числе в июне – 2.8 суток (22.1 срока), в июле – 2.7 суток (21.3 срока), в августе – 2.5 суток (19.9 срока), еще раз указывая на общее преобладание июньских циклонов. В южной и центральной Якутии чаще повторяются июльские циклоны, а в восточной Якутии вторые после июньских – циклоны августа (табл. 2).

Таблица 2

Средняя «покрытость» циклонами районов РС (Я), количество случаев

Table 2

Mean cyclone coverage of the Yakutian regions, number of occurrences

	В	З	СВ	СЗ	Ц	Ю
Июнь	20.1 ± 3.1	24.5 ± 3.9	23.3 ± 1.5	28.6 ± 3.1	20.3 ± 1.8	15.8 ± 1.8
Июль	18.6 ± 1.4	22.0 ± 2.4	22.2 ± 1.8	24.4 ± 1.9	21.0 ± 1.0	19.5 ± 1.3
Август	19.2 ± 0.9	19.8 ± 2.0	20.0 ± 1.6	23.2 ± 1.8	18.5 ± 0.5	18.5 ± 0.7
Лето	57.9 ± 4.5	66.2 ± 7.8	65.5 ± 3.8	76.2 ± 6.3	59.9 ± 2.8	53.7 ± 2.8

Во все летние месяцы и за сезон в целом под наибольшим влиянием циклонов находится западная и северо-западная Якутия в пределах бассейнов рр. Анабар и Оленек, верхней части бассейна р. Вилюй (рис. 3). Эти районы чаще, чем северо-восточная Якутия, оказываются под влиянием циклонов, смещающихся над севером Красноярского края (в июне), либо арктических циклонов, проходящих над акваторией Северного Ледовитого океана (в июле-августе). Наименьшая покрытость циклонами – в южной Якутии, где снова укажем на небольшую активность июньских циклонов (см. рис. 3).

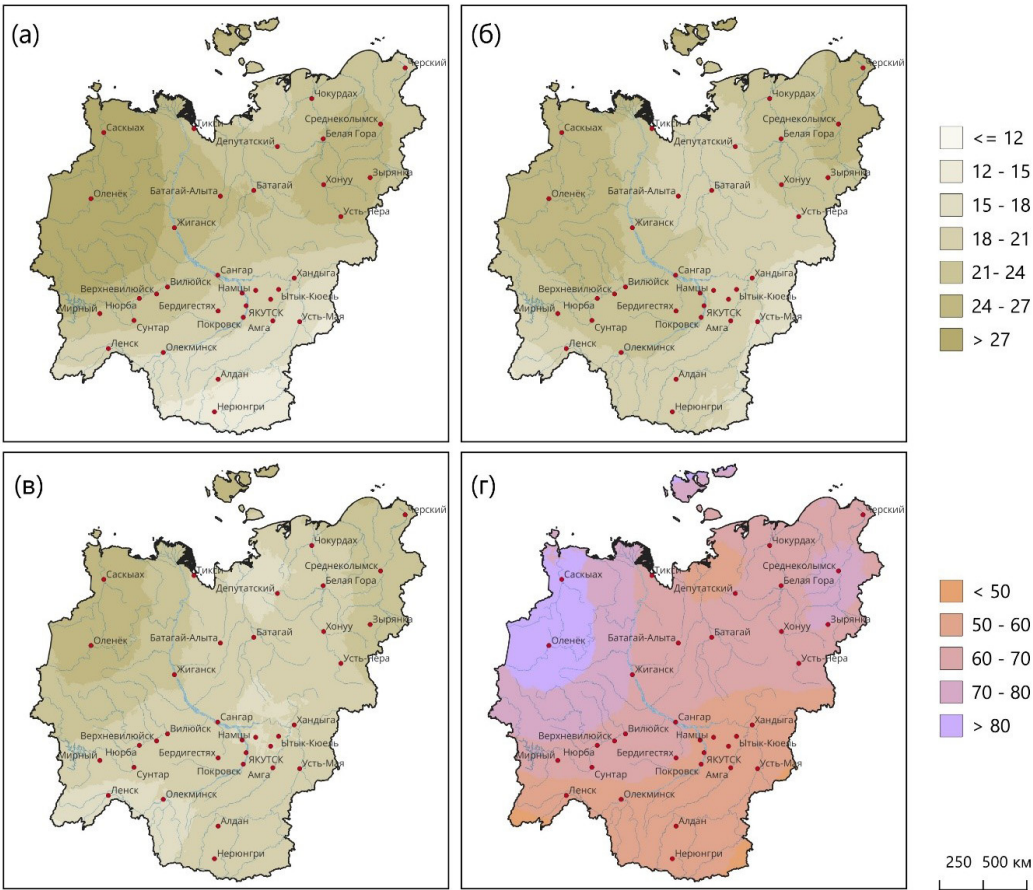


Рис. 3. Покрытость территории РС (Я) циклонами, количество случаев: (а) июнь, (б) июль, (в) август, (г) летний период.

Fig. 3. Cyclone coverage over Sakha Republic (Yakutia), number of occurrences: (a) June, (b) July, (c) August, (d) summer

Плотность центров циклонов. В летний период локальные максимумы плотности центров циклонов отмечаются: над северо-западной Якутией, где проходят циклоны западного переноса; над северо-восточной Якутией – на Янском плоскогорье и с подветренной стороны Момского хребта в районе с. Хонуу (Усть-Мома), где они связаны с локальным орографическим циклогенезом; южнее пос. Зырянка, в «кармане» между Момским хребтом и Юкагирским плоскогорьем.

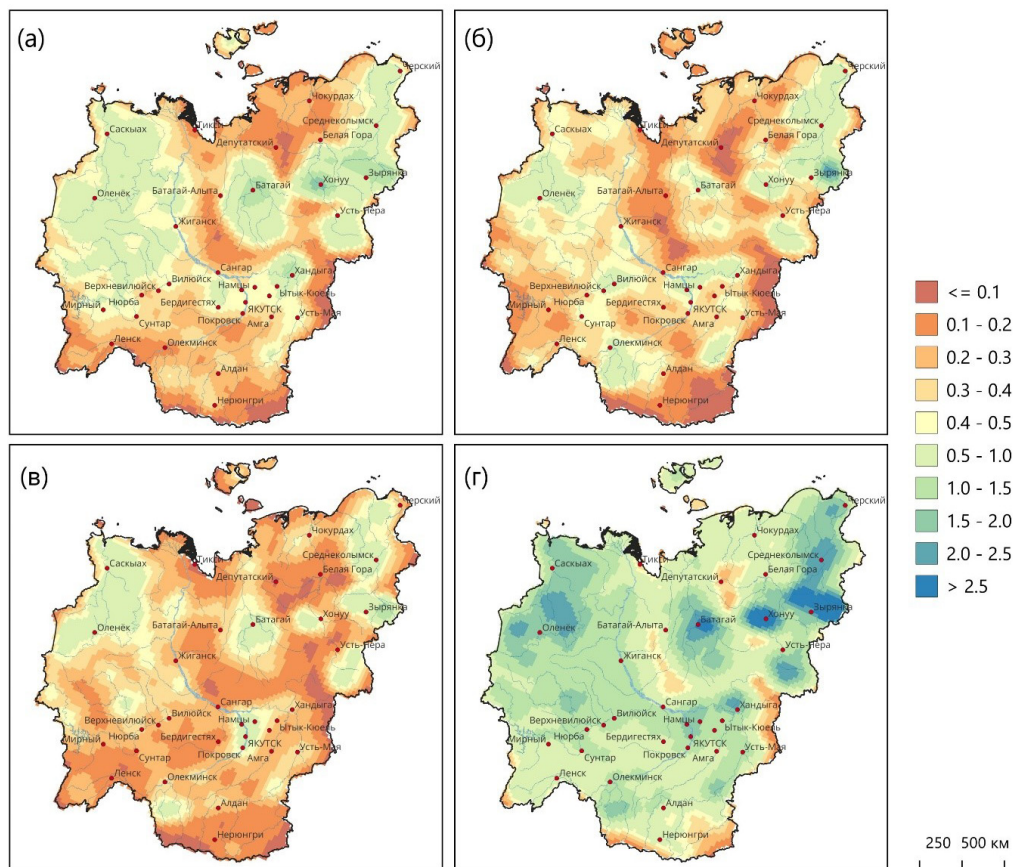


Рис. 4. Плотность центров циклонов, случаи за период (месяц, сезон):
(а) июнь, (б) июль, (в) август, (г) летний период

Fig. 4. Density of cyclone centers over Sakha Republic (Yakutia), occurrences per period (month, season):
(a) June, (b) July, (c) August, (d) summer

Самое «посещаемое» циклонами место в Якутии; в центральной Якутии – в предгорьях Верхоянья, где происходит торможение и лизис южных циклонов (рис. 4). В августе плотность центров циклонов возрастает в центральной Якутии, в районе г. Якутск. Вероятно, в конце летнего сезона в этом районе замедляются и заполняются южные циклоны, энергии которых не хватает для пересечения Верхоянского хребта. Смена основного «окна» пересечения этого орографического препятствия с субширотной части на субмеридиональную, отмеченная выше, подтверждает данное предположение.

Наименьшая плотность центров циклонов отмечается в горных районах (см. рис. 4): Верхоянский хребет, Алданское нагорье, левобережная часть Приленского плато, а также на Приморских низменностях в приустьевых частях рр. Яна и Индигирка. При наибольшей плотности траекторий циклонов на северо-востоке РС (Я), плотность центров циклонов на северо-западе незначительно меньше, а в августе – даже больше (табл. 3).

Таблица 3

Плотность центров циклонов по районам РС (Я), случаев за период (месяц, сезон)

Table 3

Cyclone centers density over Yakutian regions, occurrences per period (month, season)

	В	З	СВ	СЗ	Ц	Ю
Июнь	0.40 ± 0.24	0.38 ± 0.13	0.51 ± 0.34	0.49 ± 0.16	0.34 ± 0.12	0.24 ± 0.09
Июль	0.31 ± 0.17	0.31 ± 0.10	0.41 ± 0.29	0.39 ± 0.15	0.34 ± 0.13	0.29 ± 0.19
Август	0.24 ± 0.13	0.25 ± 0.09	0.33 ± 0.18	0.38 ± 0.17	0.27 ± 0.17	0.22 ± 0.11
Лето	0.96 ± 0.52	0.97 ± 0.27	1.30 ± 0.76	1.30 ± 0.43	0.97 ± 0.34	0.75 ± 0.35

Наименьшая плотность центров циклонов среди регионов – в южной Якутии, среди месяцев – в августе. За весь период 1950-2022 гг. среднее по территории РС (Я) количество центров циклонов летнего сезона на территории РС (Я) – 78, в том числе в июне – 30, в июле – 26, в августе – 22 центра циклона.

Временная изменчивость циклонической активности

В течение летнего периода над территорией Республики Саха (Якутия) в среднем за период с 1950 по 2022 гг. проходило 36 ± 6 циклонов, включая те, центры которых находились за пределами региона; в июне – 13 ± 3.5 , в июле – 12 ± 3.0 , в августе – 11 ± 3.4 , то есть 37 %, 32 % и 31 %, соответственно. Наибольшее сезонное количество циклонов – 53 (1989 г.), в разбивке по месяцам: 22 циклона в июне (1987 и 1989 гг.), по 20 – в июле (2018 г.) и августе (2007 г.); наименьшее количество – 20 (2019 г.), в разбивке по месяцам: 5 циклонов в июне (2020 г.), 4 – в июле (2009 г.), 3 – в августе (1969 г.). Независимо от общего количества циклонов летнего периода, доля каждого месяца изменяется незначительно, однако наблюдается межгодовая изменчивость. Отмечаются периоды относительного преобладания циклонов августа (1950-е гг.), июня (с середины 1960-х гг. по середину 1970-х гг., затем в 1980-х и начале 1990-х гг.), июля (с середины 2010-х гг.), а также периоды их равномерного распределения в течение лета (1990-е гг.) (рис. 5).

Исторический минимум циклонической активности наблюдался над территорией Якутии в 2019-2020 гг. (см. рис. 5), что мы связываем с высокой интенсивностью Сибирского антициклона над территорией севера Сибири и Дальнего Востока РФ в летний период, выраженным эффектом атмосферного блокирования и перестройкой траекторий циклонов в Азиатской части РФ. Требуем проверки предположения о связи минимумов циклонической активности с индексами циркуляции, например, отрицательной фазой Арктического/Северо-атлантического колебания [28], холодной фазой Эль-Ниньо – Южного колебания (Ла Нинья) [29].

В 2019 г. на большей части бассейна р. Лена наблюдалось опасное гидрометеорологическое явление – маловодье, по некоторым постам продолжительностью 40 дней и более [20]. В 2020 г., при полном отсутствии июньских циклонов над регионом (см. рис. 5), в Арктической зоне РС (Я) установилась аномально жаркая антициклональная погода, приведшая к температурному рекорду, зафиксированному ВМО: самая высокая наблюдаемая температура воздуха Северного полушария за Полярным кругом, $+38.0^{\circ}\text{C}$ (м/с Верхоянск)

Длительное отсутствие циклонов и малое количество летних осадков, как можно предположить, привели к общему иссушению экосистем и интенсивным лесным пожарам 2019-2020 гг. В 2021 г. восстановление циклонической циркуляции в весенне-летний период началось с северных районов, тогда как в южной, центральной и западной Якутии продолжался дефицит циклонов и связанная с ним засуха. В процессе восстановления циркуляции в первой половине июля жаркая погода поддерживалась притоком горячего сухого воздуха из Прикаспия [8], что в совокупности с высокой ветровой нагрузкой при циклональном типе погоды также

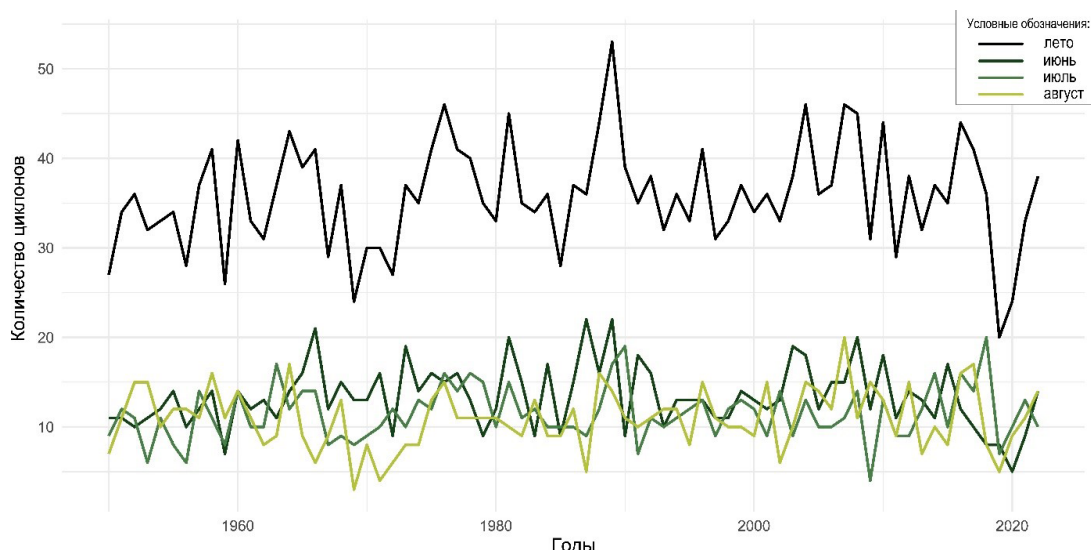


Рис. 5. Количество циклонов летнего периода, проходящих через территорию Якутии в период с 1950 по 2022 г., по месяцам и для летнего сезона в целом

Fig. 5. Number of summer cyclones over Yakutia in 1950-2022, by months and for overall summer season

способствовало повышенной горимости лесов и привело к выдающемуся пожарному максимуму 2021 г. Косвенно это подтверждается данными о количестве очагов пожаров и пройденной ими площади: в 2021 г. средняя площадь, пройденная одним пожаром, вдвое превышала таковую в 2019 и 2020 гг. Число лесных пожаров составило в 2019 г. – 1865, в 2020 г. – 2061, в 2021 – 1697, по сравнению с 600 пожарами и менее в другие годы; площадь лесных пожаров в 2019 г. – 3.195 млн га, в 2020 г. – 4.812 млн га, в 2021 г. – 7.989 млн га, тогда как в предыдущие годы не превышала 1 млн га [30].

Количество летних циклонов увеличивается со временем, однако этот восходящий тренд валиден только до конца 2010-х гг. ($p < 0.05$), составляя $+0.64 \pm 0.02$ циклона за 10 лет (непараметрическая оценка Тейла-Сена, 1950-2018 гг.). Включение в анализ периода с 2018 по 2022 г. снижает значимость тренда до $p > 0.20$. Количество циклонов в отдельные месяцы лета статистически неизменно ($p > 0.10$). Следовательно, тренд в сезонных данных складывается из асинхронных изменений количества циклонов в отдельные месяцы летнего сезона, либо по отдельности интенсивность изменений в отдельные месяцы недостаточно значима.

Приведенные на рис. 5 ряды количества циклонов имеют признаки периодичности, которые, однако, нарушаются минимумом 2019-2022 годов. Спектры мощности, полученные по результатам вейвлет-анализа (рис. 6), указывают на преобладание во все месяцы и за летний сезон в целом высокочастотной изменчивости с ведущим периодом 2-4 года, которая нарушается кратковременными сериями повышенной и пониженной активности циклонической циркуляции. Вторым по значимости выступает декадный цикл (8-12 лет), который в июне-июле выходит на передний план. Вероятно, с таким же ведущим периодом изменяется вероятность опасных гидрометеорологических явлений летнего периода. Пожарные максимумы 2002-2003, 2010-2011 и 2018-2021 гг. следуют квазидекадному циклу, тогда как повторяемость дождей наводнений на Северо-Востоке соответствует короткопериодному циклу: 2004, 2008, 2013, 2022 и 2025-2026 гг.

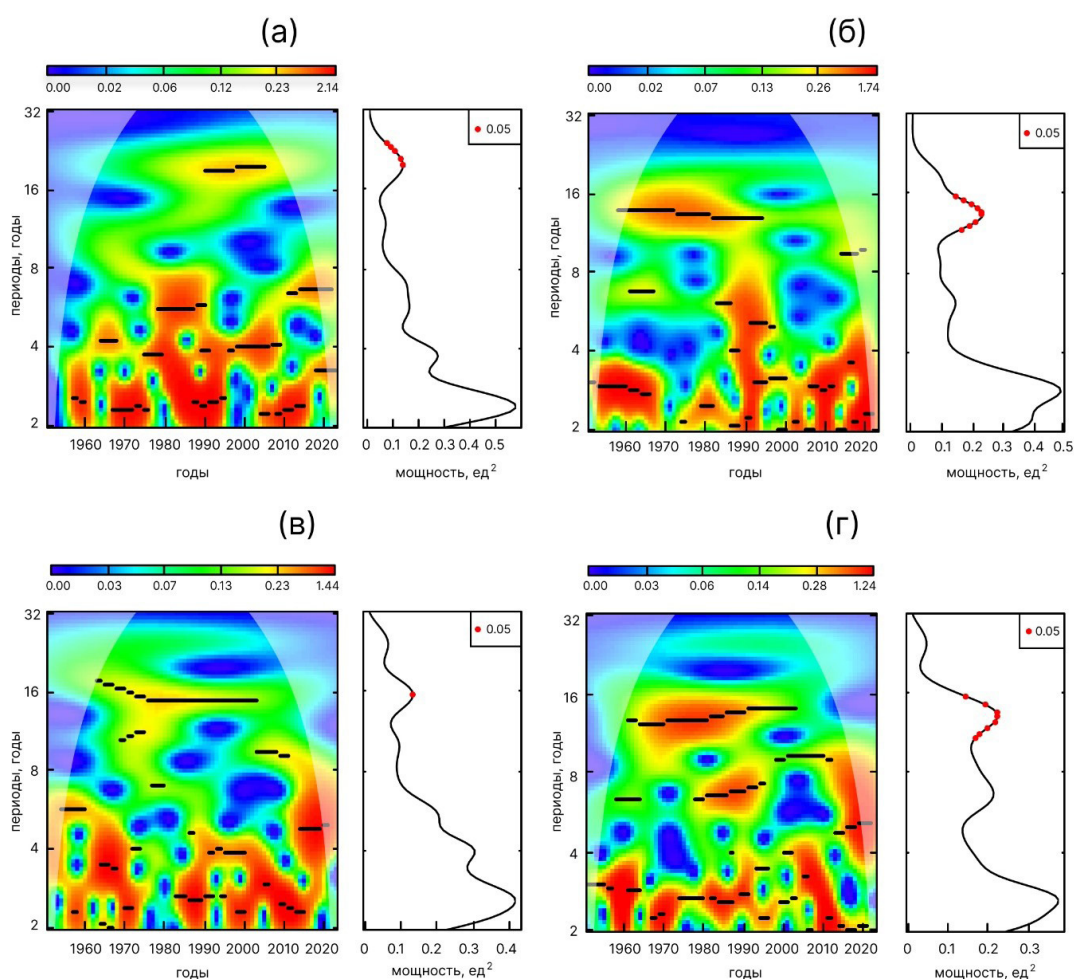


Рис. 6. Вейвлет-спектры мощности рядов количества циклонов над территорией РС (Я): (а) июнь, (б) июль, (в) август, (г) летний период.

Fig. 6. Wavelet power spectra of the series of the number of cyclones over the territory of the Sakha Republic (Yakutia): (a) June, (b) July, (c) August, (d) summer

Декадный цикл выраженно проявлен в 1970-х – 1990-х гг., однако затем затухает, сменяясь преобладанием короткопериодных колебаний. Хронологически смена режимов циркуляции соответствует смене фаз Тихоокеанского декадного колебания: декадный цикл проявляется в период положительной фазы Тихоокеанского декадного колебания (1977-1998 гг.) и затухает в периоды его отрицательной фазы. Необходим дальнейший анализ соответствий между циклонической активностью в регионе, в том числе в зимний сезон, и основными режимами атмосферной циркуляции, выраженными в соответствующих индексах: Северо-Атлантическое или Арктическое колебание, индекс Сибирского антициклона и др. Пространственные различия ведущих мод временной изменчивости также требуют дальнейшего анализа. Данный подход в будущем позволит давать заблаговременную оценку вероятности опасных явлений по макро-регионам Республики Саха (Якутия).

Заключение

Выполненное исследование детально характеризует циклоническую активность летнего сезона над территорией Республики Саха (Якутия) в период с 1950 по 2022 г. В среднем за летний сезон над территорией РС (Я) проходит 36 ± 6 циклонов. С 2014 года отмечается преобладание циклонов июля, хотя в предыдущее десятилетие они были в меньшинстве, и более пятидесяти лет доминировали циклоны июня. Количество летних циклонов направленно увеличивалось на 0.64 циклона за 10 лет (1950-2017 гг.). В 2019-2020 годах над регионом наблюдался исторический минимум циклонической активности, который делает данный тренд статистически незначимым.

Циклоническая активность приурочена к северной части региона. В северо-восточной Якутии, в верховьях рр. Яна, Индигирка и Колыма, отмечается наибольшая плотность траекторий циклонов и центров циклонов. В данной работе впервые показано существование в летний сезон Верхоянской области локального орографического циклогенеза с центром в районе Янского плоскогорья, действие которой определяет погодные условия Северо-Востока РФ. Данная область циклогенеза активна в июне-июле, когда смещающиеся в этой области циклоны западного переноса задерживаются орографическим барьером Верхоянья. Циклоны, связанные с «южным процессом», напротив, в июне-июле устойчиво пересекают субширотную часть Верхоянских гор. В августе интенсивность южных циклонов снижается, центральная Якутия становится областью лизиса, тогда как циклоны западного переноса пересекают субмеридиональную часть Верхоянского хребта в полосе от 66° до 68° с.ш.

Покрытость территории циклонами, напротив, выше на северо-западе Якутии, в бассейнах рр. Анабар и Оленек, в связи с частым прохождением циклонов над территорией Красноярского края. Южная Якутия отличается преобладанием июльских циклонов, что связано с большей вероятностью нарушения зональной циркуляции в это время, когда наблюдается «выход южных циклонов».

Временная изменчивость циклонической активности характеризуется короткопериодными колебаниями (2-4 года), на которые накладывается квазидекадный (8-12 лет) цикл. Предполагается, что вероятность опасных гидрометеорологических явлений летнего периода следует за ведущими модами изменчивости. Исторический минимум циклонической активности 2019-2021 годов совпадает по времени с маловодьем на средней и нижней Лене (2019), температурным рекордом севернее Полярного круга (2020), экстремальными лесными пожарами (2019-2021). В этом контексте перспективным направлением региональных исследований выглядит изучение синоптических обстановок, при которых развиваются продолжительные атмосферные блокировки, препятствующие прохождению летних циклонов над территорией РС (Я), а также повторяемость таких обстановок в климате будущего. Предложенный анализ позволит оценить точность климатических моделей в воспроизведении таких синоптических обстановок, их повторяемость в современных условиях и в климате будущего.

Литература

1. Горбатенко В.П., Тунаев Е.Л., Пустовалов К.Н., Волкова М.А., Нечепуренко О.Е. Изменения циклогенеза над Западной Сибирью в 1976-2017 гг. *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2020;(2): 35–57.
2. Бардин М.Ю., Платова Т.В., Самохина О.Ф. Особенности изменчивости циклонической активности в умеренных широтах Северного полушария, связанные с ведущими модами атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе. *Фундаментальные проблемы климатологии*. 2015;(2):14–40.
3. Catto J.L. Extratropical cyclone classification and its use in climate studies. *Reviews of Geophysics*. 2016;54(2):486–520. DOI: 10.1002/2016RG000519.
4. Gulev S.K., Zolina O., Grigoriev S. Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Climate Dynamics*. 2001;17:795–809. DOI: 10.1007/s003820000145.

5. Нестеров Е.С. Экстремальные циклоны над морями европейской части России. *Гидрометеорологические исследования и прогнозы*. 2018;1(367):97–115.
6. Вологжина С.Ж., Латышева И.В., Лощенко К.А. Циркуляционные факторы лесных пожаров на территории Сибири и Якутии в начале XXI в. *Вестник ЗабГУ*. 2022;28(5):6–18.
7. Hayasaka H., Yamazaki K., Naito D. Weather conditions and warm air masses in southern Sakha during active forest fire periods. *Journal of Disaster Research*. 2019;14(4): 641–648. DOI: 10.1016/j.polar.2019.07.002.
8. Schnyder F. *Dynamics of Siberian summer cyclones*. Master Thesis. Swiss Federal Institute of Technology Zurich (ETH Zurich). 2023. 63 p.
9. Иванов А.В., Сало М.А., Бондарчук С.Н., Кочкарина Н.А. Воздействие пожара и ветровала на фитоценоз кедрово-широколиственного леса (по данным мониторинга за 60 лет). *Сибирский лесной журнал*. 2020;(5):3–10. DOI: 10.15372/SJFS20200501.
10. Сидоренков В.М., Аваков Я.А., Сидоренкова Е.М., Жафяров А.В., Степанова С.К. Оценка рисков возникновения лесных пожаров в природном заповеднике “Буреинский” на основе геоинформационного анализа региональных особенностей территории и природных комплексов. *Лесохозяйственная информация: электронный сетевой журнал*. 2017;(4):102–110.
11. Саввинова А.Н., Гаврильева Т.Н., Парфенова О.Т., Филиппова В.В., Тананаев Н.И. Восприятие населением гидрологических рисков и компенсация ущерба от наводнений в Республике Саха (Якутия). *Арктика: экология и экономика*. 2024;14(1):103–115.
12. De Luca P., Hillier J.K., Wilby R.L., Quinn N.W., Harrigan S. Extreme multi-basin flooding linked with extra-tropical cyclones. *Environmental Research Letters*. 2017;12(11):114009. DOI: 10.1088/1748-9326/aa868e.
13. Walker E., Mitchell D., Seviour W. The numerous approaches to tracking extratropical cyclones and the challenges they present. *Weather*. 2020;75(11):336–341. DOI: 10.1002/wea.3861.
14. Поднебесных Н.В., Ипполитов И.И. Крупномасштабная атмосферная циркуляция над Сибирью в конце XX – начале XXI веков: сравнение данных, полученных на основе приземных синоптических карт и реанализа. *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2019;(2):34–44.
15. Murray R.J., Simmonds I. A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: development and operation of the scheme. *Australian Meteorological Magazine*. 1991;39:155–166.
16. Sinclair M.R. Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology. *Weather and Forecasting*. 1997;12(3):595–612. DOI: 10.1175/1520-0434(1997)012<0595:OIOCAT>2.0.CO;2.
17. Zhang X., Tang H., Zhang J., Walsh J.E., Roesler E.L., Hillman B., Ballinger T.J., Weijer W. Arctic cyclones have become more intense and longer-lived over the past seven decades. *Communications Earth & Environment*. 2023;4:348. DOI: 10.1038/s43247-023-01003-0.
18. Priestley M.D.K., Catto J.L. Future changes in the extratropical storm tracks and cyclone intensity, wind speed, and structure. *Weather & Climate Dynamics*. 2022;3(1):337–360. DOI: 10.5194/wcd-3-337-2022.
19. Климат Якутска (под ред. Швер Ц.А., Изюменко С.А.). Л.: Гидрометеиздат; 1982. 246 с.
20. Игнатъева Ю.И., Тананаев Н.И. Повторяемость циклонов над территорией Республики Саха (Якутия) в летние месяцы. *Вестник СВФУ. Серия «Науки о Земле»*. 2024;2(34):46–53.
21. Neu U., Akperov M.G., Bellenbaum N., Benestad R., Blender R., Caballero R., Coccozza A., Dacre H.F., Feng Y., Fraedrich K., Grieger J., Gulev S., Hanley J., Hewson T., Inatsu M., Keay K., Kew S.F., Kindem I., Leckebusch G.C., Liberato M.L.R., Lionello P., Mokhov I.I., Pinto J.G., Raible C.C., Reale M., Rudeva I., Schuster M., Simmonds I., Sinclair M., Sprenger M., Tilinina N.D., Trigo I.F., Ulbrich S., Ulbrich U., Wang X.L., Wernli H. IMILAST: a community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2013;94(4):529–547. DOI: 10.1175/BAMS-D-11-00154.1.
22. Габышева Л.П., Протопопова В.В. Характеристика горимости лесов на территории Республики Саха (Якутия). *Известия Самарского научного центра РАН*. 2018;20(5):87–91.
23. Янец П.К., Гадаль С., Иванова С. Моделирование риска лесных пожаров в Республике Саха (Якутия) методами ГИС. *Успехи современного естествознания*. 2019;(11):37–42.
24. Crawford A., Barber D., Dahl-Jensen D., et al. Hemisphere Extratropical Cyclone Tracks from ERA-5 [Data set]. 2020. CanWIN. DOI: 10.34992/ebnw-s681.
25. Crawford A., Schreiber E.A.P., Sommer N., Serreze M.C., Stroeve J.C., Barber D.G. Sensitivity of Northern Hemisphere cyclone detection and tracking results to fine spatial and temporal resolution using ERA5. *Monthly Weather Review*. 2021;149(8):2581–2598. DOI: 10.1175/MWR-D-20-0417.1.

26. Pohlert T. trend: Non-Parametric Trend Tests and Change-Point Detection. R package version 1.1.5, <<https://CRAN.R-project.org/package=trend>>. 2023.
27. Roesch A., Schmidbauer H. WaveletComp: Computational Wavelet Analysis. R package version 1.1, <<https://CRAN.R-project.org/package=WaveletComp>>. 2018.
28. Churakova-Sidorova O.V., Siegwolf R.T.W., Fonti M.V., Vaganov E.A., Saurer M. Spring arctic oscillation as a trigger of summer drought in Siberian subarctic over the past 1494 years. *Scientific Reports*. 2021;11:19010. DOI: 10.1038/s41598-021-97911-2.
29. Shi C., Liang Y., Gao C., Wang Q., Shu L. Drought-modulated boreal forest fire occurrence and linkage with La Nina events in Altai Mountains, Northwest China. *Atmosphere*. 2020;11(9):956. DOI: 10.3390/atmos11090956.
30. Постникова П.О., Парникова С.П., Тананаев Н.И., Парфенова О.Т. Влияние климатических изменений на частоту и интенсивность лесных пожаров: перспективы, последствия и риски // Экономика и природопользование на Севере. 2024. № 1. С. 56–62.

References

1. Gorbatenko V.P., Tunaev E.L., Pustovalov K.N., Volkova M.A., Nechepurenko O.E. The dynamics of cyclogenesis over Western Siberia in 1976-2017. *Fundamental and Applied Climatology*. 2020;(2):35–57 (in Russian).
2. Bardin M.Yu., Platova T.V. Samokhina O.F. Specific features of variability of cyclone activity in northern extratropics associated with leading atmospheric circulation modes in Atlantic-European sector. *Fundamental and Applied Climatology*. 2015;(2):14–40 (in Russian).
3. Catto J.L. Extratropical cyclone classification and its use in climate studies. *Reviews of Geophysics*. 2016;54(2):486–520. DOI: 10.1002/2016RG000519.
4. Gulev S.K., Zolina O., Grigoriev S. Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Climate Dynamics*. 2001;17:795–809. DOI: 10.1007/s003820000145.
5. Nesterov E.S. Extreme cyclones over the seas of the European part of Russia. *Hydrometeorological Research and Forecasts*. 2018;1(367): 97–115 (in Russian).
6. Vologzhina S., Latysheva I., Loschenko K. Circulation factors of forest fires in Siberia and Yakutia at the beginning of the XXI century. *Bulletin of ZabGU*. 2022;28(5):6–18 (in Russian). DOI: 10.21209/2227-9245-2022-28-5-6-18.
7. Hayasaka H., Yamazaki K., Naito D. Weather conditions and warm air masses in southern Sakha during active forest fire periods. *Journal of Disaster Research*. 2019;14(4): 641–648. DOI: 10.1016/j.polar.2019.07.002.
8. Schnyder F. *Dynamics of Siberian summer cyclones*. Master Thesis. Swiss Federal Institute of Technology Zurich (ETH Zurich). 2023. 63 p.
9. Ivanov A.V., Salo M.A., Bondarchuk S.N., Kochkarina N.A. Impact of wildfire and windfall on phytocenosis of stone pine-broad-leaved forest (by the data of 60-years monitoring). *Siberian Journal of Forest Science*. 2020;(5):3–10 (in Russian). DOI: 10.15372/SJFS20200501.
10. Sidorenkov V.M., Avakov Yu.A., Sidorenkova E.M., Zhafyarov A.V., Stepanova S.K. Assessment of wildfires risk for the Bureya Nature reserve on the basis of the geoinformation analysis of regional features of the territory and natural complexes. *Forestry Information*. 2017;(4):102–110.
11. Savvinova A.N., Gavril'yeva T.N., Parfenova O.T., Filippova V.V., Tananaev N.I. Public perception of hydrological risks and flood damage mitigation practices in the Republic of Sakha (Yakutia). *Arctic: Ecology and Economy*. 2024;14(1): 103–115 (in Russian). DOI: 10.25283/2223-4594-2024-1-103-115.
12. De Luca P., Hillier J.K., Wilby R.L., Quinn N.W., Harrigan S. Extreme multi-basin flooding linked with extra-tropical cyclones. *Environmental Research Letters*. 2017;12(11):114009. DOI: 10.1088/1748-9326/aa868e.
13. Walker E., Mitchell D., Seviour W. The numerous approaches to tracking extratropical cyclones and the challenges they present. *Weather*. 2020;75(11):336–341. DOI: 10.1002/wea.3861.
14. Podnebesnykh N.V., Ippolitov I.I. Large-scale atmospheric circulation over Siberia at the end of XX and the beginning of XXI centuries: A comparison of data obtained on the basis of surface synoptic charts and the reanalysis. *Fundamental and Applied Climatology*. 2019;(2):34–44 (in Russian).
15. Murray R.J., Simmonds I. A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: development and operation of the scheme. *Australian Meteorological Magazine*. 1991;39:155–166.

16. Sinclair M.R. Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology. *Weather and Forecasting*. 1997;12(3):595–612. DOI: 10.1175/1520-0434(1997)012<0595:OIOCAT>2.0.CO;2.
17. Zhang X., Tang H., Zhang J., Walsh J.E., Roesler E.L., Hillman B., Ballinger T.J., Weijer W. Arctic cyclones have become more intense and longer-lived over the past seven decades. *Communications Earth & Environment*. 2023;4:348. DOI: 10.1038/s43247-023-01003-0.
18. Priestley M.D.K., Catto J.L. Future changes in the extratropical storm tracks and cyclone intensity, wind speed, and structure. *Weather & Climate Dynamics*. 2022;3(1):337–360. DOI: 10.5194/wcd-3-337-2022.
19. Climate of Yakutsk (Shver T.A., Izyumenko S.A., eds). Leningrad: Hydrometeoizdat; 1982:246 (in Russian).
20. Ignatyeva Yu.I., Tananaev N.I. Recurrence of cyclonic events over the Sakha Republic (Yakutia) in summer months. *Vestnik of North-Eastern Federal University Series "Earth Sciences"*. 2024;(2):46-53 (in Russian). DOI: 10.25587/2587-8751-2024-2-46-53.
21. Neu U., Akperov M.G., Bellenbaum N., Benestad R., Blender R., Caballero R., Coccozza A., Dacre H.F., Feng Y., Fraedrich K., Grieger J., Gulev S., Hanley J., Hewson T., Inatsu M., Keay K., Kew S.F., Kindem I., Leckebusch G.C., Liberato M.L.R., Lionello P., Mokhov I.I., Pinto J.G., Raible C.C., Reale M., Rudeva I., Schuster M., Simmonds I., Sinclair M., Sprenger M., Tilinina N.D., Trigo I.F., Ulbrich S., Ulbrich U., Wang X.L., Wernli H. IMILAST: a community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2013;94(4):529–547. DOI: 10.1175/BAMS-D-11-00154.1.
22. Gabysheva L.P., Protopopova V.V. The characteristic of inflammability of forests on the territory of the Republic of Sakha (Yakutia). *Izvestiya of the Samara RAS scientific center*. 2018;20(5):87–91 (in Russian).
23. Yanets P., Gadal S., Ivanova S. Modeling of the risk of forest fires in the Republic of Sakha (Yakutia) with GIS methods. *Advances in Current Natural Sciences*. 2019;(11):37–42.
24. Crawford A., Barber D., Dahl-Jensen D., et al. Hemisphere Extratropical Cyclone Tracks from ERA-5 [Data set]. 2020. CanWIN. DOI: 10.34992/ebnw-s681.
25. Crawford A., Schreiber E.A.P., Sommer N., Serreze M.C., Stroeve J.C., Barber D.G. Sensitivity of Northern Hemisphere cyclone detection and tracking results to fine spatial and temporal resolution using ERA5. *Monthly Weather Review*. 2021;149(8):2581–2598. DOI: 10.1175/MWR-D-20-0417.1.
26. Pohlert T. trend: Non-Parametric Trend Tests and Change-Point Detection. R package version 1.1.5, <<https://CRAN.R-project.org/package=trend>>. 2023.
27. Roesch A., Schmidbauer H. WaveletComp: Computational Wavelet Analysis. R package version 1.1, <<https://CRAN.R-project.org/package=WaveletComp>>. 2018.
28. Churakova-Sidorova O.V., Siegwolf R.T.W., Fonti M.V., Vaganov E.A., Saurer M. Spring arctic oscillation as a trigger of summer drought in Siberian subarctic over the past 1494 years. *Scientific Reports*. 2021;11:19010. DOI: 10.1038/s41598-021-97911-2.
29. Shi C., Liang Y., Gao C., Wang Q., Shu L. Drought-modulated boreal forest fire occurrence and linkage with La Niña events in Altai Mountains, Northwest China. *Atmosphere*. 2020;11(9):956. DOI: 10.3390/atmos11090956.
30. Postnikova P.O., Parnikova S.P., Tananaev N.I., Parfenova O.T. Impact of climate change on the frequency and intensity of forest fires: perspectives, consequences and risks. *Economy and nature management in the North*. 2024;(1):56–62 (in Russian).

Сведения об авторах

ТАНАНАЕВ Никита Иванович – кандидат географических наук, заведующий лабораторией, доцент, Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова; <https://orcid.org/0000-0003-2997-0169>, ResearcherID: J-3471-2012, Scopus Author ID: 12782200000, SPIN: 1859-8831, e-mail: tanni@svfu.ru

ИГНАТЬЕВА Юлиана Ивановна – магистрант, Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова.

ЗАХАРОВ Моисей Иванович – кандидат географических наук, PhD, доцент, старший научный сотрудник, Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова

About the authors

Nikita I. TANANAEV – Cand. Sci. (Geogr.), Laboratory Head, Associate Professor, M. K. Ammosov North-Eastern Federal University, Yakutsk, Russian Federation, ORCID: 0000-0003-2997-0169, ResearcherID: J-3471-2012, Scopus Author ID: 12782200000, SPIN: 1859-8831, e-mail: tanni@s-vfu.ru

Yuliana I. IGNATYEVA – Master's student, M. K. Ammosov North-Eastern Federal University, Yakutsk, Russian Federation

Moisey I. ZAKHAROV – Cand. Sci. (Geogr.), PhD, Associate Professor, Senior Researcher, M. K. Ammosov North-Eastern Federal University Yakutsk, Russian Federation.

Вклад авторов

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку публикации.

Authors' contribution

All authors made equivalent contributions to the publication.

Конфликт интересов

Один из авторов – Тананаев Никита Иванович является членом редакционного совета журнала «Вестник СВФУ им. М.К. Аммосова. Серия «Науки о Земле». Авторам неизвестно о каком-либо другом потенциальном конфликте интересов, связанном с этой рукописью.

Conflict of interests

One of the authors – Nikita Ivanovich Tananaev – is a member of the Editorial Board of the journal “Vestnik of the North-Eastern Federal University. Earth Sciences”. The authors are unaware of any other potential conflict of interest related to this manuscript.

Поступила в редакцию / Submitted 07.08.2026

Поступила после рецензирования / Revised 28.08.2026

Принята к публикации / Accepted 21.09.2026

ЛАНДШАФТНО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ ВАЛОВОГО И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОД МЕРЗЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМ ЯКУТИИ

А. Г. Шепелев^{1*}, А. М. Черепанова¹, Т. Х. Максимов²

¹Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН,

г. Якутск, Российская Федерация

²Институт биологических проблем криолитозоны СО РАН – обособленное подразделение

ФГБУН ФИЦ «ЯНИЦ СО РАН»,

г. Якутск, Российская Федерация

*carbon-shag@yandex.ru

Аннотация. Валовой и гранулометрический состав почвообразующих пород является фундаментальной характеристикой, определяющей генезис, физико-химические свойства и экологическое состояние почв криолитозоны, однако для обширной и слабоизученной территории Якутии систематические сравнительные исследования в широтном поясе остаются крайне ограниченными. Цель работы состояла в анализе валового и гранулометрического состава почвообразующих пород в трех репрезентативных ландшафтах Якутии, различающихся по природно-климатическим условиям: лесные стационары «Спасская падь» (Центральная Якутия), «Эльгээйи» (Юго-Восточная Якутия) и тундровый полигон «Чокурдах» (Северо-Восточная Якутия). Для получения данных применены рентгенофлуоресцентный анализ валового химического состава, методика определения гранулометрического состава пород и современные методы химического анализа. Установлено, что почвообразующие породы закономерно изменяются в ряду от супесчаных аллювиальных отложений тундры с преобладанием фракции 0,05–0,01 мм («Чокурдах») до песчано-суглинистых карбонатных отложений ледового комплекса («Спасская падь») к однородным элювиально-делювиальным суглинкам с максимальным содержанием физической глины («Эльгээйи»). Валовой химический состав отражает кварц-полевошпатовый минералогический профиль, при этом отложения «Спасской пади» характеризуются карбонатностью с высоким содержанием CaO (до 20,03 %) и Sr (до 519 мг/кг), «Эльгээйи» – повышенными концентрациями Fe₂O₃ (до 6,10 %) и TiO₂ (до 0,91 %), а «Чокурдах» – максимальным содержанием Zr (до 656 мг/кг), что связано с присутствием акцессорных минералов в аллювиальных отложениях. Выявленные различия коррелируют с условиями криогенеза, мощностью сезонноталого слоя (от 24 до 106 см), содержанием органического углерода (от 1,15 до 46,8 %) и типом почв. Полученные результаты обосновывают необходимость дифференцированного подхода при оценке почвенных ресурсов, моделировании углеродных пулов и служат основой для усовершенствования региональной классификации почв.

Ключевые слова: криолитозона, мерзлотные ландшафты, почвообразующие породы, состав и свойства.

Финансирование:

1. Эволюция и устойчивость мерзлотных ландшафтов Восточной Сибири (рег. № 126020516688-9);
2. История развития и современная динамика континентальной и шельфовой криолитозоны Сибири и Арктики (рег. № 126020516709-1);
3. Физиолого-биохимические основы устойчивости и адаптации растений репрезентативных экосистем криолитозоны в изменяющемся климате (рег. № 126021217284-2);
4. Разработка системы наземного и дистанционного мониторинга пулов углерода и потоков парниковых газов на территории Российской Федерации, обеспечение создания системы учета данных о потоках климатически активных веществ и бюджете углерода в лесах и других наземных экологических системах (рег. № 123030300031-6).

Для цитирования: Шепелев А.Г., Черепанова А.М., Максимов Т.Т. Ландшафтно-генетическая обусловленность валового и гранулометрического состава почвообразующих пород мерзлотных экосистем Якутии. *Вестник СВФУ*. 2026;(3): 99-112. DOI: 10.25587/2587-8751-2026-1-99-112

Original article

LANDSCAPE-GENETIC CONDITIONALITY OF GROSS AND PARTICLE SIZE DISTRIBUTION IN PERMAFROST PARENT MATERIALS OF YAKUTIA

Andrei G. Shepelev^{1}, Aleksandra M. Cherepanova¹, Trofim Kh. Maximov²*

¹P.I. Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Yakutsk, Russian Federation

²Institute for Biological Problems of the Cryolithozone, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Yakutsk, Russian Federation

*carbon-shag@yandex.ru

Abstract. The gross and particle size distribution (PSD) of parent materials is a fundamental characteristic determining genesis, physical, chemical properties, and ecological status of permafrost. Systematic comparative studies across the latitudinal belt remain extremely limited in Yakutia. The aim of this study was to analyze the gross and PSD of parent materials in three different landscapes: Spasskaya Pad (Central Yakutia), Elgeei (Southeastern Yakutia), and Chokurdakh tundra site (Northeastern Yakutia). The methods of PSD and X-ray fluorescence analyzes of gross chemical composition were methodological basis. It has been established that the soil-forming rocks change in series from sandy loam alluvial deposits of tundra with of 0.05–0.01 mm fraction (Chokurdakh) through sandy-loamy carbonate deposits of Ice complex (Spasskaya Pad) to homogeneous eluvial-deluvial loams with maximum content of physical clay (Elgeei). The gross chemical composition reflects quartz-feldspar mineralogical profile, with Spasskaya Pad rocks being characterized by carbonate content with high CaO (up to 20.03 %) and Sr (up to 519 µg/g) contents; Elgeei rocks by elevated Fe₂O₃ (up to 6.10 %) and TiO₂ (up to 0.91 %) concentrations; and Chokurdakh by maximum Zr content (up to 656 µg/g), which is associated with the presence of accessory minerals in alluvial deposits. The identified differences correlate with cryogenesis, the thickness of the seasonally thawed layer (from 24 to 106 cm), organic carbon content (from 1.15 to 46.8 %), and the soil type. The results substantiate the need for an approach to assessing soil resources, modeling carbon pools and can serve as a basis for improving regional classification systems.

Keywords: cryolithozone, permafrost landscapes, parent materials, composition and properties

Funding:

1. Evolution and stability of permafrost landscapes in Eastern Siberia (Registration number: 126020516688-9);
2. History of development and modern dynamics of the continental and shelf cryolithozone of Siberia and the Arctic (reg. No. 126020516709-1);
3. Physiological and biochemical foundation of plant resistance and adaptation in representative ecosystems of cryolithozone in a changing climate (Registration number: 126021217284-2);
4. Development of a system for ground-based and remote monitoring of carbon pools and greenhouse gas fluxes in the territory of the Russian Federation, ensuring the creation of recording data systems on the fluxes of climate-active substances and the carbon budget in forests and other terrestrial ecological systems (Registration number: 123030300031-6).

For citation: Shepelev A.G., Cherepanova A.M., Maximov T. Kh. Landscape-genetic determination of the gross and granulometric composition of soil-forming rocks of permafrost ecosystems of Yakutia. *Vestnik of North-Eastern Federal University. Earth Sciences*. 2026;(3): 5-10. DOI: 10.25587/2587-8751-2026-1-5-10

Введение

Исследования валового и гранулометрического состава, биогенных элементов почв и почвообразующих пород являются основополагающими для понимания генезиса, свойств и эко-

логического состояния почвенного покрова криолитозоны, которые регулируют многие физико-химические свойства почв, включая водно-воздушный режим и емкость катионного обмена. Для территории Якутии, характеризующейся резко континентальным климатом и повсеместным распространением многолетнемёрзлых пород, эти исследования приобретают актуальное значение. Холодный климат с самой продолжительной в Северном полушарии зимой и годовыми амплитудами температур до 70–100°C создает уникальные условия почвообразования [1]. В мерзлотных почвах процессы физического выветривания, оглеения, криотурбации, накопления гумуса и аккумуляции продуктов почвообразования на мёрзлом основании остаются ведущими, тогда как процессы внутрипрофильного перераспределения веществ выражены слабо или вовсе отсутствуют [2, 3].

Современные исследования подчеркивают ключевую роль валового химического и минералогического состава [4] почвообразующих пород в формировании органоминеральных связей и стабилизации органического углерода в криогенных экосистемах. Особое значение минеральный состав приобретает в контексте сохранности органического углерода в условиях потепления климата. В почвах криолитозоны значительная часть органического углерода защищена от микробной деструкции благодаря физико-химическим процессам в минерал-органических ассоциациях. В криотурбированных криоземах Сибирской Арктики до 55 % общего органического углерода в метровом слое ассоциировано с минеральной фазой, причем значительная доля этого углерода сосредоточена в криотурбированных горизонтах и верхней части многолетней мерзлоты [5].

Ключевую роль в стабильности органического углерода играют минеральные образования, прежде всего оксиды, гидроксиды железа и алюминия, а также глинистые минералы. Связывание органического углерода с минеральными фазами Al и Fe наиболее выражено в кислых почвах, характерных для молодых ландшафтов Арктики [6]. В многолетнемёрзлых торфяниках концентрация металл-связанного органического углерода в анаэробных условиях в 4 раза выше, чем в немёрзлых торфяниках, что обусловлено сохранением минералов железа и преобладанием медленнорастущих микроорганизмов, продуцирующих органическое вещество [7].

Интерес представляет органический углерод в межслоевом пространстве набухающих глинистых минералов. На примере почв о. Шпицбергена показано, что от 10 до 15 % органического углерода и от 30 до 45 % общего азота илистой фракции внедрены в межслоевые промежутки смектитов и смешанослойных минералов [8]. Данная фракция органического вещества характеризуется высокой устойчивостью к химическому и термическому окислению, что делает ее важным резервуаром стабильного углерода в криогенных почвах [8]. Кроме того, установлен механизм стабилизации органического углерода в арктических мерзлотных почвах, связанный с активностью пероксидаз, продуцируемых преимущественно грибами. Пероксидазная активность тесно коррелирует с содержанием минерал-связанного органического углерода, а также с изотопными характеристиками углерода ($\delta^{14}\text{C}$ и $\delta^{13}\text{C}$), что свидетельствует о ее высокой прогностической способности в отношении сохранности углерода в мерзлотных экосистемах [9]. Окислительные ферменты, стабилизированные минералами, участвуют не только в деградации органического вещества, но и способны его сохранять через образование устойчивых органо-минеральных комплексов.

Минеральные образования почвообразующих пород выполняют двойную функцию в углеродном цикле криолитозоны. С одной стороны, они способствуют стабилизации и аккумуляции органического углерода через образование органоминеральных ассоциаций. С другой – при деградации мерзлоты и изменении гидрологических условий защищенный пул углерода становится источником парниковых газов, что подчеркивает необходимость учета минералогических признаков при прогнозировании углеродного баланса мерзлотных экосистем [10].

Цель работы – выявить ландшафтно-генетические закономерности распределения макро- и микроэлементов, гранулометрических фракций и их взаимосвязи с содержанием углерода и

азота на основе анализа валового химического и гранулометрического состава почвообразующих пород.

Материалы и методы исследования

Исследования проведены на трех постоянно действующих научных стационарах, расположенных в различных природно-климатических зонах Якутии, принадлежащих Институту биологических проблем криолитозоны СО РАН (рис. 1).

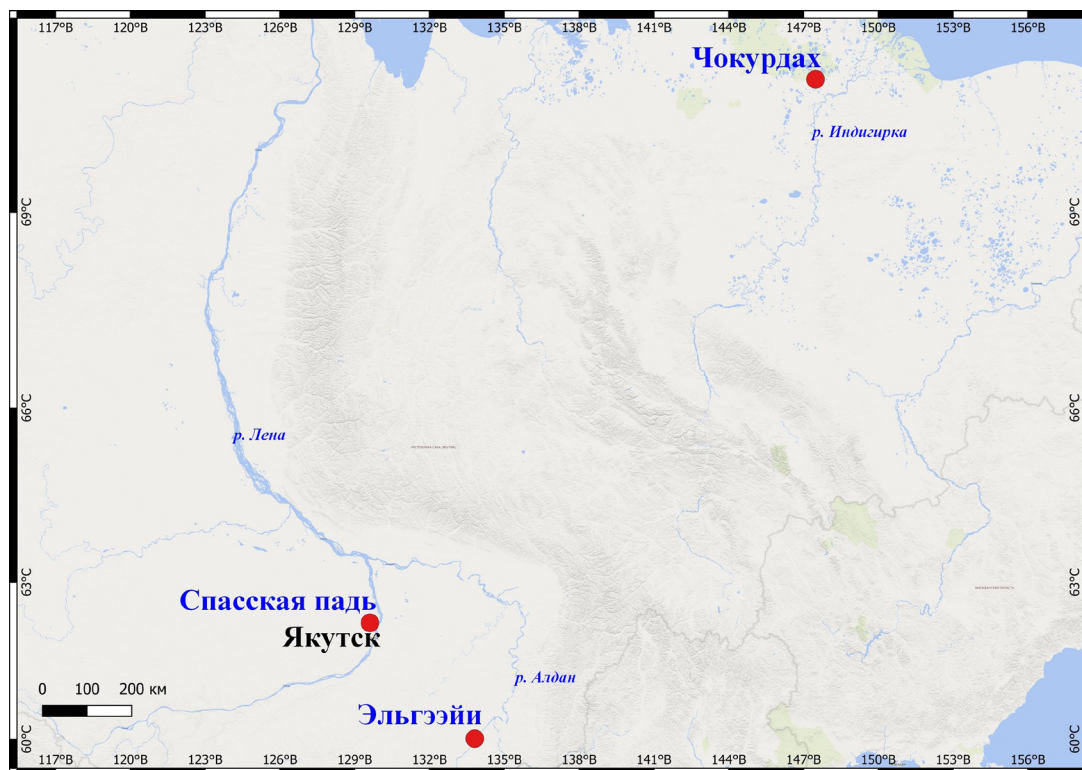


Рис. 1. Расположение репрезентативных ландшафтов Якутии

Fig. 1. Location of representative landscapes of Yakutia

Среднепродуктивная лесная научная станция «Спаская падь» (Центральная Якутия, 62°14'50" с.ш., 129°37'14" в.д.) – лесная научная станция в 24 км к северо-западу от г. Якутска. Полигон относится к Северо-восточносибирской тайге, Центральноякутскому экорегиону. Климат умеренно-теплый, засушливый. Сумма активных температур 1400–1500°С, коэффициент увлажнения <0,20 [11]. Почвообразующие породы представлены песчано-суглинистыми карбонатными отложениями [12]. Почвенный покров – дерново-палевые осолоделые грубогумусированные почвы [1]. Согласно «Классификации и диагностике почв России», данные почвы относятся к отделу палево-метаморфических почв ствола постлитогенных почв [13]. Диагностическим признаком для отдела является палево-метаморфический горизонт BPL, представляющий собой срединный горизонт палевой или буровато-палевой окраски, формирующийся в условиях холодного континентального климата при близком залегании многолетней мерзлоты [14]. Наличие в профиле серогумусового горизонта AY позволяет диагностировать тип дерново-палевых почв [1, 12]. По классификации Мировой реферативной базы почвенных ресурсов (WRB) данные почвы относятся к Cambic Cryosols.

Высокопродуктивная лесная научная станция «Эльгээйи» (Юго-Восточная Якутия, 60°00'48" с.ш., 133°49'11" в.д.) – лесная научная станция в 60 км южнее п. Усть-Мая. Климат умеренно-теплый, слабозасушливый, коэффициент увлажнения 0,20–0,30 [11]. Почвообразующие породы – элювиально-делювиальные суглинистые карбонатные отложения на коренных породах [12]. Здесь развиты дерново-палевые типичные почвы с профилем AY–BPL–BCa–Cca [1, 12] (по WRB – Cambic Cryosols). В отличие от «Спасской пади», почвы «Эльгээйи» характеризуются более мощным гумусовым горизонтом и отсутствием признаков осолодения [11].

Тундровая научная станция «Чокурдах» (Северо-Восточная Якутия, 70°49'41" с.ш., 147°29'23" в.д.) – тундровая научная станция находится в 30 км севернее пгт Чокурдах. Относится к экорегиону Северо-восточносибирской прибрежной тундры, Лено-Колымскому биому. Почвообразующие породы супесчаные [1]. Преобладающий тип почв – перегнойно-торфяно-глееземы (WRB – Gleysols) с профилем O–T–G₁ и близким залеганием многолетней мерзлоты [15]. Принадлежат к отделу глеевых почв ствола постлитогенных почв, для которых характерно наличие глеевого горизонта G [13]. Торфяной горизонт T диагностируется как органический горизонт, состоящий из слаборазложившихся растительных остатков.

Основные физико-химические анализы проводились в Почвенном институте им. В.В. Докучаева. Водородный показатель pH водной вытяжки в почвенных образцах анализировался потенциометрически в суспензии почва/вода из соотношения для проб органических горизонтов 1:25 и минеральных горизонтов – 1:2,5. Определение карбонатов в минеральных горизонтах почв по Ф.И. Козловскому. Определение содержания неорганического (TIC) и органического (TOC) углерода на элементном анализаторе Leco RC612 (Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН), а содержание общего азота (N_{общ}) на анализаторе ECS 8022. Гранулометрический состав определялся методом пипетки по Н.А. Качинскому. Валовой состав почвообразующих пород – рентгенофлуоресцентным анализом с предварительной пробоподготовкой.

Статистическая обработка данных проведена в Microsoft Excel и включала расчет среднего арифметического (M), стандартного отклонения (SD), коэффициента вариации (CV, %) для каждой группы образцов по полигонам.

Результаты

Оценка почвенных разрезов выявила закономерную смену типов почвообразования в соответствии с широтной зональностью и климатическими условиями (табл. 1). Стационар «Спасская падь» характеризуется развитием палевых осолоделых почв на песчано-суглинистых карбонатных отложениях. Почвенные разрезы вскрывают профиль мощностью до 90–106 см с разделением на органический (OFH, AO) и минеральный горизонты (BPL, BC, C). Цвет минеральных горизонтов варьирует от 5Y 4/1 до 2.5Y 4/2, что указывает на различную степень ожелезнения и гумусированности. Многолетняя мерзлота вскрывается на глубине 90–106 см. Согласно исследованиям [11, 12], палевые осолоделые почвы характеризуются значениями кислотности в слабокислом диапазоне в верхних горизонтах и щелочном в нижних, низким содержанием углерода в минеральных горизонтах и высокой долей слаборазложившегося органического вещества в органических. Профильная дифференциация глинистых минералов в криогенных почвах выражена слабо из-за криогенной гомогенизации, однако выветривание минералов в палевых почвах Центральной Якутии является более значительным, чем считалось ранее [1].

Таблица 1

Физико-химическая характеристика почв

Table 1

Physical and chemical characteristics of soils

Горизонт	Глубина, см	Цвет по шкале Манселла	Механический состав	pH _{Н2О}	CO ₂ карбонатов, %	TIC	TOC	Нобщ
						%		
Спасская падь								
OF	0,0-1,5	10 YR 7/6	неразложившиеся орг. остатки	5,30	—	—	14,40	1,05
ОНao	1,5-6,0	2.5 Y 4/1	слаборазложившиеся орг. остатки	5,90	—	—	12,90	0,38
BPL	6,0-51,0	5Y 4/1	песчаный и супесчаный	4,40	—	0,03	0,65	0,08
BC	51,0-93,0	2.5Y 6/3	песчаный и супесчаный	8,00	1,58	0,02	0,23	0,01
C	93,0-100,0	2.5Y 4/2	легко- и среднесуглинистый	7,30	отсутствуют	0,01	0,03	0,12
Эльгээйи								
OF	0,0-4,0	2.5 Y 6/1	неразложившиеся орг. остатки	5,70	—	—	23,21	0,83
ОНao	4,0-11,0	5 Y 5/3	слаборазложившиеся орг. остатки	5,10	—	—	19,97	0,91
АН	11,0-40,0	5 Y 5/1	слаборазложившиеся орг. остатки	6,30	—	—	5,13	0,25
BPL	40,0-70,0	5Y 6/3	от песчаного и супесчаного до легко- и среднесуглинистого	8,70	3,04	0,12	0,76	0,04
BC	70,0-85,0	5Y 6/4	от песчаного и супесчаного до легко- и среднесуглинистого	8,50	3,22	0,59	0,51	0,04
C⊥	85,0-104,0	5Y 6/3	легко- и среднесуглинистый	6,80	2,65	0,48	0,31	0,03
Чокурдах								
O	0,0-3,0	10YR 4/3	неразложившиеся орг. остатки	5,20	—	—	39,62	0,78
T	3,0-20,0	10YR 4/3	полуразложившиеся орг. остатки	5,20	—	—	12,74	1,84
GC⊥	20.0-29	10Y 5/1	песчаный и супесчаный	6,00	—	0,16	1,15	0,11

Примечание. TIC – общий неорганический углерод, TOC – общий органический углерод, Нобщ – общий азот, прочерк – не определяли.

Стационар «Эльгээйи» представлен дерново-палевыми типичными почвами на элювиально-делювиальных суглинистых карбонатных отложениях. Характерно наличие хорошо выраженного гумусово-аккумулятивного горизонта АН мощностью 29 см.

Стационар «Чокурдах» отличается формированием перегнойно-торфяно-глееземов на супесчаных отложениях. Мощность мерзлотного слоя минимальна (24–41 см) и вскрывается во всех разрезах. Торфяной горизонт Т характеризуется полуразложившимися органическими остатками (степень разложения Н5 по шкале фон Поста). Цвет глеевого горизонта G_⊥ – 10Y 5/1, что характерно для восстановительных условий.

Анализ гранулометрического состава выявил значительные различия, обусловленные генезисом почвообразующих пород и условиями осадконакопления (табл. 2). На Спасской пади он

варьирует от супесчаного до суглинистого с преобладанием крупных фракций, указывающих на неоднородность условий седиментации, характерную для ледового комплекса. Содержание илстой фракции ($<0,001$ мм) составляет от 2,6 % до 14,96 %, что позволяет отнести породы к легким и среднесуглинистым разновидностям. Высокий коэффициент вариации для крупных фракций ($CV=52,9$ %) и илстой фракции ($CV=46,0$ %) показывает значительную разницу в составе отложений, что согласуется с полигенетическим характером покровных карбонатных отложений Центральной Якутии [1, 12]. Минеральные горизонты диагностированы как песчаные и супесчаные, реже легко- и среднесуглинистые.

В Эльгээйи больше содержание тонких фракций по сравнению со Спасской падью. Среднее содержание физической глины ($<0,01$ мм) составляет 35,81 % против 17,59 % на Спасской пади, при этом коэффициент вариации минимален ($CV=7,5$ %), что подчеркивает однородность элювиально-делювиальных отложений. На изучаемой территории развиты дерново-палевые типичные почвы с более высоким содержанием илстых фракций и физической глины [12, 13].

В Чокурдах почвообразующие породы – супесчаные отложения, характерные для озерно-термокарстовых равнин Яно-Индибирской низменности. Гранулометрический состав отличается преобладанием фракции 0,05–0,01 мм (49,50–66,22 %) и относительно низким содержанием илстой фракции (8,24–11,61 %). Для почв бассейна р. Алазея, расположенных в сходных природно-климатических условиях, также характерен относительно легкий гранулометрический состав с преобладанием суглинистых и супесчаных разновидностей [2].

Таблица 2

Гранулометрический состав почвообразующих пород (% от массы)

Table 2

Particle size distribution of soil-forming rocks (% by weight)

Показатель	Частицы размером, мм и их содержание, %						Сумма частиц, %	
	1,0–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,002	0,002–0,001	$< 0,001$	$< 0,01$
Спасская падь								
M	35,55	21,12	21,27	4,47	4,48	2,44	10,68	17,59
SD	18,80	7,46	12,65	3,32	3,64	1,30	4,91	6,98
CV, %	52,9	35,3	59,5	74,3	81,3	53,3	46,0	39,7
min	11,05	15,28	0,84	0,40	0,60	0,44	2,60	3,44
max	60,39	34,73	35,11	9,60	10,22	3,78	14,96	26,54
Эльгээйи								
M	7,20	18,48	30,37	7,74	8,47	4,18	23,56	35,81
SD	2,52	2,97	4,10	0,68	1,25	0,73	3,20	2,69
CV, %	35,0	16,1	13,5	8,8	14,8	17,5	13,6	7,5
min	4,16	14,40	25,04	6,68	7,09	3,18	20,11	31,97
max	10,74	21,80	35,31	8,41	10,44	5,19	28,22	38,66
Чокурдах								
M	1,14	15,50	57,26	7,08	5,49	3,51	10,01	18,60
SD	0,83	7,16	6,24	1,77	0,67	0,70	1,35	1,91
CV, %	72,8	46,2	10,9	25,0	12,2	19,9	13,5	10,3
min	0,45	7,91	49,50	4,69	4,69	2,88	8,24	15,81
max	2,58	26,01	66,22	9,52	6,69	4,27	11,61	20,48

Примечание. Здесь и далее. Физическая глина рассчитана как сумма фракций $<0,01$ мм. M – среднее арифметическое, SD – стандартное отклонение, CV – коэффициент вариации, %, min и max – минимальное и максимальное значение.

Валовой химический состав отражает как исходный минералогический состав пород, так и степень проявления элементарных почвенных процессов (табл. 3 и 4). Для четвертичных отложений Спасской пади характерен кварц-полевошпатовый состав [16]. Содержание SiO_2 варьирует от 60,69 % до 63,31 % (исключая оподзоленный горизонт с 45,38 %), Al_2O_3 – 16,64–18,01 %, Fe_2O_3 – 4,28–4,91 %. Обращает на себя внимание высокое содержание CaO 20,03 % при низком содержании SiO_2 (45,38 %) и Al_2O_3 (9,76 %). Значительная концентрация CaO при низком содержании CO_2 карбонатов (1,58 % в горизонте ВС и отсутствии в горизонте С) означает, что значительная часть кальция, вероятно, связана с силикатными минералами (например, полевыми шпатами), а не только с карбонатными конкрециями, как предполагалось ранее. Это соответствует повышенному содержанию Sr (519 мг/кг), характерного для карбонатных пород (табл. 4). Содержание K_2O (2,44–2,73 %), Na_2O (1,43–1,88 %) и MgO (2,25–2,62 %) находится в типичных для пород Центральной Якутии пределах. Высокий коэффициент вариации для CaO ($\text{CV}=135,8$ %) и Cu ($\text{CV}=87,6$ %) свидетельствует о гетерогенности пород по содержанию этих элементов. В автоморфных почвах большая часть химических элементов выносятся из поверхностных органогенных горизонтов и концентрируется в минеральных, причем наибольшими коэффициентами радиальной дифференциации отличаются Ca , Ti , Mn , Fe , Zn и Zr [17, 18]. Сопоставление с морфологическими данными показывает, что наибольшие концентрации Fe_2O_3 и TiO_2 приурочены к горизонтам с более темной окраской (10YR 4/1), в результате чего аккумуляция железа и титана происходит в тонкодисперсных фракциях. Наличие древесного угля в горизонтах BPL и BC свидетельствует о пирогенном факторе в почвообразовании [19]. В палевых типичных постпирогенных почвах Центральной Якутии содержание несиликатного Fe по Тамму в горизонте С составляет 0,12 %, увеличиваясь в гумусовых горизонтах в 1,5–3,0 раза [19].

Таблица 3

Валовый химический состав почвообразующих пород (макроэлементы, %)

Table 3

Gross chemical composition of soil-forming rocks (macroelements, %)

Показатель	Содержание оксидов, %										
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	MnO	TiO_2	SO_3
Спасская падь											
M	60,63	16,45	4,45	4,83	2,49	2,49	1,52	0,15	0,07	0,70	0,19
SD	6,53	2,68	0,64	6,56	0,19	0,26	0,35	0,04	0,02	0,13	0,02
CV, %	10,80	16,30	14,40	135,80	7,60	10,40	23,00	26,70	33,30	18,60	10,50
min	45,38	9,76	3,20	1,73	2,19	1,94	0,91	0,09	0,04	0,43	0,17
max	64,66	18,01	5,27	20,03	2,84	2,73	1,88	0,22	0,11	0,78	0,23
Эльгээйи											
M	58,15	15,90	5,83	2,64	2,33	2,23	1,31	0,13	0,08	0,77	0,17
SD	1,40	0,62	0,21	0,86	0,37	0,06	0,39	0,02	0,01	0,03	0,03
CV, %	2,40	3,90	3,60	32,60	15,90	2,70	29,80	15,40	16,90	3,90	17,60
min	55,38	14,94	5,55	1,86	1,84	2,14	0,87	0,09	0,06	0,73	0,15
max	59,23	16,45	6,10	4,16	2,84	2,29	1,85	0,15	0,10	0,80	0,21
Чокурдах											
M	64,73	15,76	4,35	0,72	1,28	1,77	1,82	0,17	0,04	0,84	0,20
SD	2,50	0,74	0,63	0,12	0,15	0,11	0,29	0,04	0,01	0,05	0,07
CV, %	3,90	4,70	14,50	16,70	11,70	6,20	15,90	23,50	19,40	6,00	35,00
min	59,22	14,44	3,62	0,62	1,11	1,62	1,41	0,12	0,03	0,77	0,12
max	67,95	16,96	5,76	1,03	1,60	1,95	2,35	0,22	0,05	0,91	0,34

Относительно высокое содержание Fe_2O_3 и TiO_2 (0,73–0,91 %) в Эльгээйи по сравнению со Спасской падью показывает на более интенсивное выветривание в условиях большего увлажнения (табл. 3 и 4). Содержание CaO варьирует от 1,73 % до 4,16 %, что ниже, чем в карбонатных породах Спасской пади. Низкие коэффициенты вариации для большинства элементов ($\text{SiO}_2=2,4$ %, $\text{Al}_2\text{O}_3=3,9$ %, $\text{TiO}_2=3,9$ %) показывают однородность элювиально-делювиальных отложений. При морфологическом описании заметно проявляется гумусовый горизонт АН с цветом 5Y 5/1 и влажностью от свежей до сырой. В горизонте BPL отмечены прикорневые и унаследованные новообразования, характерные для биогенной и криогенной переработки материала.

В Чокурдах зафиксировано высокое содержание SiO_2 (59,22–67,95 %), низкое – Al_2O_3 (14,44–16,95 %) и Fe_2O_3 (3,62–5,76 %) (табл. 3 и 4). Более того, высокое содержание Zr (359–656 мг/кг) и Nb (14–22 мг/кг) связано с присутствием акцессорных минералов в аллювиальных отложениях тундровой зоны. Содержание CaO минимально (0,62–0,81 %), что подтверждает отсутствие карбонатных новообразований. Содержание Sr (174–206 мг/кг) также существенно ниже, чем в лесных ландшафтах. Морфологический профиль характеризуется мощным торфяным горизонтом Т (до 20 см) со степенью разложения H5 (полуразложившийся) по шкале фон Поста. Глеевый горизонт G₁ с цветом 10Y 5/1 и тиксотропностью указывает на восстановительные условия, характерные для торфяно-глееземов [15].

Таблица 4

Валовой химический состав почвообразующих пород (микроэлементы, мг/кг)

Table 4

Gross chemical composition of soil-forming rocks (microelements, mg/kg)

Показатель	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Br	Pb	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
Спасская падь												
M	30,80	40,20	59,00	26,80	2,70	9,30	15,50	93,30	384,00	27,20	303,00	16,30
SD	10,00	35,20	9,60	3,40	1,20	3,80	3,60	9,80	75,90	4,10	36,50	2,60
CV, %	32,50	87,60	16,30	12,70	44,40	40,90	23,20	10,50	19,80	15,10	12,00	16,00
min	18,00	16,00	46,00	22,00	0,00	5,00	13,00	73,00	312,00	20,00	242,00	12,00
max	47,00	112,00	73,00	31,00	4,00	14,00	23,00	102,00	519,00	32,00	340,00	19,00
Эльгээйи												
M	39,00	27,20	72,60	30,00	2,50	6,80	12,60	93,80	308,40	30,80	279,00	15,00
SD	3,70	4,40	3,90	3,10	2,40	4,60	2,70	3,40	25,90	1,60	19,50	2,00
CV, %	9,50	16,20	5,40	10,30	96,00	67,60	21,40	3,60	8,40	5,20	7,00	13,30
min	35,00	22,00	68,00	25,00	0,00	0,00	9,00	89,00	279,00	29,00	245,00	13,00
max	42,00	34,00	79,00	34,00	6,00	13,00	17,00	98,00	332,00	33,00	298,00	18,00
Чокурдах												
M	25,60	17,40	63,00	28,00	6,10	-	13,40	73,90	192,90	39,60	467,70	18,70
SD	4,40	4,40	4,80	3,70	2,00	-	2,40	3,90	9,90	2,90	97,80	2,10
CV, %	17,20	25,30	7,60	13,20	32,80	-	17,90	5,30	5,10	7,30	20,90	11,20
min	18,00	11,00	56,00	22,00	5,00	-	11,00	68,00	174,00	34,00	359,00	14,00
max	31,00	26,00	70,00	33,00	11,00	-	18,00	81,00	206,00	45,00	656,00	22,00

Анализ ТОС и Нобш выявил выраженную зависимость от гранулометрического и минералогического состава пород. На Спасской пади максимальное содержание ТОС отмечено в органических горизонтах (OF: 14,40 %, ОН_{ао}: 12,90 %), что обусловлено аккумуляцией слаборазложившегося растительного опада на поверхности почвы. В минеральных горизонтах содержание ТОС резко снижается: от 0,65 % в горизонте BPL до 0,03 % в горизонте С. Содержание Нобш также закономерно убывает с глубиной: 1,05 % в OF, 0,08 % в BPL, 0,01 % в ВС. Широкое

соотношение C/N в органогенных горизонтах (13,7–33,9) указывает на преобладание грубого гумуса и замедленную микробную трансформацию органического вещества [1]. В карбонат-содержащих горизонтах BC и C отмечено присутствие неорганического углерода (TIC 0,01–0,02 %), что согласуется с высоким содержанием CaO (до 3,92 %) в этих горизонтах.

В Эльгээйи содержание ТОС в органогенных горизонтах значительно выше, чем на Спасской пади (OF: 23,21 %, ONao: 19,97 %, AN: 5,13 %), это связано с более мощным гумусово-аккумулятивным горизонтом (АН до 40 см) и более благоприятными условиями увлажнения [12, 13]. Содержание Нобщ выше (OF: 0,83 %, ONao: 0,91 %, AN: 0,25 %), в минеральных горизонтах BPL, BC и C содержание TIC (0,12–0,59 %), коррелирует с карбонатами (2,65–3,22 %) и CaO (до 4,16 %). Повышенные значения ТОС в элювиально-делювиальных суглинках Эльгээйи обусловлены как более тяжелым гранулометрическим составом, способствующим сорбции органического вещества на поверхности глинистых частиц, так и высоким содержанием Fe_2O_3 (до 6,10 %) и TiO_2 , участвующих в формировании органоминеральных комплексов [17, 18].

В Чокурдах максимальное содержание ТОС зафиксировано в горизонте O (39,62 %), вследствие слабого разложения растительного опада в условиях короткого вегетационного периода. В торфяном горизонте T содержание ТОС снижается до 12,74 % при максимальном содержании Нобщ (1,84 %) и минимальном отношении C/N (6,9). Результаты показывают высокую степень гумификации, обогащение азотом за счет состава растительного опада и активную микробную деятельность в анаэробных условиях. Эти процессы приводят к замедлению деструкции органического материала, что способствует стабилизации и длительному сохранению органического вещества в горизонте T.

Глеевый горизонт GC₁ характеризуется низким содержанием ТОС (1,15 %) и Нобщ (0,11 %). Неорганического углерода содержится в незначительных количествах (TIC 0,16 %) (табл. 1) и минимальным содержанием CaO (0,72 %), в том числе отсутствием карбонатов. Супесчаный состав пород Чокурдах не способствует сорбции органического вещества, это объясняет низкое содержание ТОС в минеральных горизонтах.

Обнаружена зависимость между гранулометрическим и валовым составом, а также содержанием биогенных элементов. Суглинистые породы Эльгээйи с высоким содержанием илистой фракции и оксидов Fe и Ti характеризуются максимальным содержанием ТОС в минеральных горизонтах (до 5,13 %). В супесчаных отложениях Чокурдах с низким содержанием глинистых минералов и F_2O_3 содержание ТОС в минеральной толще (1,15 %) выше, чем в песчано-суглинистых породах Спасской пади (0,03–0,65 %), это связано с процессами криотурбации и тиксотропностью горизонтов. Промежуточное положение занимают песчано-суглинистые породы Спасской пади, где содержание ТОС в минеральных горизонтах варьирует от 0,03 до 0,65 % в зависимости от присутствия карбонатных включений и гранулометрического состава конкретного горизонта.

Коэффициенты вариации изученных параметров позволяют судить об однородности исследуемых выборок. По гранулометрическому составу заметная изменчивость характерна для Спасской пади (CV для физической глины=39,7 %). Минимальная отмечена для полигона «Эльгээйи» (CV для физической глины=7,5 %), что свидетельствует об однородности элювиально-делювиальных суглинистых отложений. По валовому химическому составу экстремально высокие значения CV характерны для CaO на Спасской пади (135,8 %) из-за присутствия карбонатных включений. Для Чокурдах коэффициент вариации Zr (20,9 %) отражает распределение акцессорных минералов в аллювиальных отложениях и характеризует среднюю или повышенную степень вариации.

Обсуждение

Полученные данные согласуются с результатами современных почвенных исследований. Уровень гумусонакопления в палевых осолоделых почвах Центральной Якутии увеличивается с утяжелением гранулометрического состава. Легкий гранулометрический состав обуславливает

увеличение доли фульвокислот в составе гумуса [3]. Наши данные подтверждают эту закономерность: суглинистые породы Спасской пади и Эльгээйи характеризуются более высоким содержанием ТОС в минеральных горизонтах по сравнению с супесчаными породами Чокурдах.

В автоморфных почвах большая часть химических элементов выносятся из поверхностных органогенных горизонтов и концентрируется в минеральных, причем наибольшими коэффициентами радиальной дифференциации отличаются Ca, Ti, Mn, Fe, Zn и Zr. По латеральному расчленению большинство изученных элементов накапливаются в верхней части почвенно-геохимической катены [17, 18]. Высокое содержание упомянутых выше элементов в материнской породе коррелирует с данными об их аккумуляции в минеральной толще.

Профильная дифференциация глинистых минералов в криогенных почвах выражена слабо из-за криогенной гомогенизации, а выветривание минералов в палевых почвах Центральной Якутии является более значимым фактором [1]. Специфика минералогического состава покровных отложений Центральной Якутии подтверждается исследованиями [11], показавшими, что отличительной особенностью почвообразующих пород Ленского плато является высокая доля каолинита среди глинистых минералов. При исследовании валового состава почв бассейна р. Алазея установлено, что легкий гранулометрический состав, насыщенность слаборазложившимися органическими остатками и низким молярным соотношением различных оксидов определяют ослабленные процессы выветривания в экстремальных условиях Севера [2]. Полученные нами данные для Чокурдах согласуются с этими выводами: соотношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в породах тундровой зоны составляет в среднем 4,11, что подтверждает низкую интенсивность криогенного выветривания.

По палинологическим реконструкциям в бассейне Верхней Индигирки показано, что в поздней ледниковой эпохе и голоцене происходили значительные изменения растительного покрова, связанные с климатическими колебаниями. Они, в свою очередь, влияли на характер почвообразования и свойства почвообразующих пород [20]. Полученные нами данные отражают современное состояние почв, сформировавшихся в условиях длительного развития термокарстовых процессов в голоцене.

Заключение

Гранулометрический состав почвообразующих пород закономерно изменяется в ряду от супесей тундровых ландшафтов (Чокурдах, физическая глина 18,60 %) и супесей лесов Центральной Якутии (Спасская падь, физическая глина 17,59 %) к однородным суглинкам южно-таежных экосистем (Эльгээйи, физическая глина 35,81 %), что обусловлено сменой генезиса отложений от озерно-аллювиального к элювиально-делювиальному. Несмотря на близость значений физической глины для Чокурдах и Спасской пади, их генезис различен: в первом случае это озерно-аллювиальные отложения, во втором – полигенетичные отложения ледового комплекса, что подтверждается высокой вариабельностью гранулометрического состава на Спасской пади.

Валовой химический состав, отражающий исходную минералогию пород и степень выветривания, закономерно варьирует в этом же ряду: карбонатные породы Спасской пади обогащены CaO (до 20,03 %) и Sr (до 519 мг/кг), однако значительная часть CaO, связана с силикатными минералами, тогда как в гомогенных супесях Чокурдах их содержание минимально, а отложения Эльгээйи, напротив, отличаются повышенными концентрациями Fe_2O_3 и TiO_2 , свидетельствующими о более интенсивном выветривании.

Содержание органического углерода в минеральных горизонтах тесно зависит от гранулометрического состава: максимальные значения зафиксированы в суглинках Эльгээйи (до 5,13 %). В супесчаных отложениях Чокурдах (1,15 %) содержание ТОС выше, чем в песчано-суглинистых отложениях Спасской пади (0,03–0,65 %). В тундровых ландшафтах это обусловлено тиксотропными свойствами минеральных горизонтов. Это подтверждает определяющую роль не только гранулометрического, но и криогенного факторов в стабилизации и перераспределении органического вещества мерзлотных экосистем.

Литература

1. Десяткин Р.В., Лесовая С.Н., Оконешникова М.В. и др. Криоземы и палевые слабодифференцированные почвы тундр и тайги Якутии: свойства, минералогический состав и классификация. *Почвоведение*. 2021;12:1423-1436. DOI: 10.31857/S0032180X21120042
2. Иванова А.З., Десяткин Р.В. Валовой состав основных типов почв бассейна реки Алазея. *Природные ресурсы Арктики и Субарктики*. 2016;21(1):110-114.
3. Оконешникова М.В. Гумусное состояние мерзлотных палевых осолоделых почв Центральной Якутии разного гранулометрического состава. *Вестник Северо-Восточного федерального университета имени М.К. Аммосова*. 2019;4:34-45. DOI: 10.25587/SVFU.2019.72.35046
4. Nizamutdinov T.I., Abakumov E.V., Khalitov R.M. et al. Microstructure and mineral composition of long-cultivated permafrost-affected soils from the Yamal experimental agricultural station (Salekhard, Yamal-Nenets Autonomous Okrug). *Eurasian Soil Sci.* 2025;58(12):1-13. DOI: 10.1134/S106422932560232X
5. Gentsch N., Mikutta R., Shibistova O. et al. Properties and bioavailability of particulate and mineral-associated organic matter in Arctic permafrost soils, Lower Kolyma Region, Russia. *Eur J Soil Sci.* 2015;66:722-734. DOI: 10.1111/ejss.12269
6. Montaña-López F., Landis J.D., Wilkins S.D. et al. Organo-mineral interactions in active layer and permafrost soils along aging Arctic landscapes. *Catena*. 2025;272:110377. DOI: 10.1016/j.catena.2026.110377
7. Monhonval A., Opfergelt S., Verrecchia E.P. et al. Thermokarst processes increase the supply of stabilizing surfaces and elements (Fe, Mn, Al, and Ca) for mineral–organic carbon interactions. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2022;33(4):398-413. DOI: 10.1002/ppp.2162
8. Szymański W., Drewnik M., Stolarczyk M. et al. Occurrence and stability of organic intercalation in clay minerals from permafrost-affected soils in the High Arctic – case study from Spitsbergen (Svalbard). *Geoderma*. 2022;408:115591. DOI: 10.1016/j.geoderma.2021.115591
9. Zhu J.-H., Martens J., Kuzyakov Y. et al. Mineral–enzyme interactions drive soil organic carbon accumulation and stabilization in permafrost. *Environ Sci Technol.* 2025;59(51):27824-27835. DOI: 10.1021/acs.est.5c08036
10. Tarnocai C., Canadell J.G., Schuur E.A.G. et al. Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global Biogeochemical Cycles*. 2009;23(2):GB2023. DOI: 10.1029/2008GB003327
11. Оконешникова М.В., Лесовая С.Н., Десяткин Р.В. Почвы лиственничных лесов стационаров «Спасская падь» и «Элгээйи» (Центральная Якутия). *Природные ресурсы Арктики и Субарктики*. 2018;25(3):71-79. DOI: 10.31242/2618-9712-2018-25-3-71-79
12. Desyatkin R.V., Lessovaia S.N., Okoneshnikova M.V. et al. Genesis, properties, and mineralogical features of soils of the Lena Plateau, Yakutia. *Eurasian Soil Sci.* 2026;59(3). DOI: 10.1134/S1064229325601647
13. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена; 2004. 342 с.
14. Бронникова М.А., Герасимова М.И., Конопляникова Ю.В. и др. Криоаридные почвы как генетический тип в классификации почв России: география, морфология, диагностика. *Почвоведение*. 2022;3:263-280. DOI: 10.31857/S0032180X22030030
15. Meisel O.H., Rijkers R., Dean J.F. et al. Geochemical, sedimentological and microbial diversity in two thermokarst lakes of far Eastern Siberia. *Biogeochemistry*. 2023;165:239-263. DOI: 10.1007/s10533-023-01076-1
16. Васильева Т.И. Особенности формирования свойств и состава мерзлотных почв Центральной Якутии. *Природные ресурсы Арктики и Субарктики*. 2016;21(1):100-106.
17. Vasil'chuk Y.K., Ginzburg A.P. Lateral and radial differentiation of cryogenic soil chemical composition in the Vilyuy River Valley, Central Yakutia. *Moscow Univ Soil Sci Bull.* 2024;79(1):S34-S48. DOI: 10.3103/S0147687424700339
18. Васильчук Ю.К., Гинзбург А.П. Латеральная и радиальная дифференциация химического состава криогенных почв долины реки Вилюй, Центральная Якутия. *Арктика и Антарктика*. 2023;1:68-87. DOI: 10.7256/2453-8922.2023.1.40034
19. Desyatkin A., Okoneshnikova M., Fedorov P., et al. The impact of catastrophic forest fires of 2021 on the light soils in Central Yakutia. *Land*. 2024;13(8):1130. DOI: 10.3390/land13081130
20. Lozhkin A., Minyuk P., Korzun J. et al. Implications for conifer glacial refugia and postglacial climatic variation in western Beringia from lake sediments of the Upper Indigirka basin. *Boreas*. 2018;47:938-953. DOI: 10.1111/bor.12316

References

1. Desyatkin R.V., Lesovaya S.N., Okoneshnikova M.V., et al. Cryozems and pale weakly differentiated soils of tundra and taiga of Yakutia: properties, mineralogical composition and classification. *Eurasian Soil Sci.* 2021;12:1423–1436 (in Russian). DOI: 10.31857/S0032180X21120042
2. Ivanova A.Z., Desyatkin R.V. Bulk composition of the main soil types in the Alazeya River basin. *Arctic and Subarctic Natural Resources.* 2016;21(1):110–114 (in Russian).
3. Okoneshnikova M.V. Humus state of permafrost pale solodic soils of Central Yakutia with different particle size distribution. *Vestnik of the North-Eastern Federal University.* 2019;4:34–45 (in Russian). DOI: 10.25587/SVFU.2019.72.35046.
4. Nizamutdinov T.I., Abakumov E.V., Khalitov R.M., et al. Microstructure and mineral composition of long cultivated permafrost affected soils from the Yamal experimental agricultural station (Salekhard, Yamal Nenets Autonomous Okrug). *Eurasian Soil Sci.* 2025;58(12):1–13. DOI: 10.1134/S106422932560232X.
5. Gentsch N., Mikutta R., Shibistova O., et al. Properties and bioavailability of particulate and mineral associated organic matter in Arctic permafrost soils, Lower Kolyma Region, Russia. *Eur J Soil Sci.* 2015;66:722–734. DOI: 10.1111/ejss.12269.
6. Montaña López F., Landis J.D., Wilkins S.D., et al. Organo mineral interactions in active layer and permafrost soils along aging Arctic landscapes. *Catena.* 2025;272:110377. DOI: 10.1016/j.catena.2026.110377.
7. Monhonval A., Opfergelt S., Verrecchia E.P., et al. Thermokarst processes increase the supply of stabilizing surfaces and elements (Fe, Mn, Al, and Ca) for mineral–organic carbon interactions. *Permafrost and Periglacial Processes.* 2022;33(4):398–413. DOI: 10.1002/ppp.2162.
8. Szymański W., Drewnik M., Stolarczyk M., et al. Occurrence and stability of organic intercalation in clay minerals from permafrost affected soils in the High Arctic – case study from Spitsbergen (Svalbard). *Geoderma.* 2022;408:115591. DOI: 10.1016/j.geoderma.2021.115591.
9. Zhu J.-H., Martens J., Kuzyakov Y., et al. Mineral–enzyme interactions drive soil organic carbon accumulation and stabilization in permafrost. *Environ Sci Technol.* 2025;59(51):27824–27835. DOI: 10.1021/acs.est.5c08036.
10. Tarnocai C., Canadell J.G., Schuur E.A.G., et al. Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global Biogeochemical Cycles.* 2009;23(2):GB2023. DOI: 10.1029/2008GB003327.
11. Okoneshnikova M.V., Lessovaya S.N., Desyatkin R.V. Soils of larch forests at the Spasskaya Pad' and Elgeeyi research stations (Central Yakutia). *Arctic and Subarctic Natural Resources.* 2018;25(3):71–79 (in Russian). DOI: 10.31242/2618-9712-2018-25-3-71-79
12. Desyatkin R.V., Lessovaya S.N., Okoneshnikova M.V., et al. Genesis, properties, and mineralogical features of soils of the Lena Plateau, Yakutia. *Eurasian Soil Sci.* 2026;59(3). DOI: 10.1134/S1064229325601647.
13. Classification and diagnostics of soils of Russia. Smolensk: Oikumena; 2004:342 (in Russian).
14. Bronnikova M.A., Gerasimova M.I., Konoplyanikova Yu.V., et al. Cryoarid soils as a genetic type in the classification of soils of Russia: geography, morphology, diagnostics. *Eurasian Soil Sci.* 2022;3:263–280 (in Russian). DOI: 10.31857/S0032180X22030030.
15. Meisel O.H., Rijkers R., Dean J.F. et al. Geochemical, sedimentological and microbial diversity in two thermokarst lakes of far Eastern Siberia. *Biogeochemistry.* 2023;165:239–263. DOI: 10.1007/s10533-023-01076-1.
16. Vasilieva T.I. Features of the formation of properties and composition of permafrost soils in Central Yakutia. *Arctic and Subarctic Natural Resources.* 2016;21(1):100–106 (in Russian).
17. Vasil'chuk Y.K., Ginzburg A.P. Lateral and radial differentiation of cryogenic soil chemical composition in the Vilyuy River Valley, Central Yakutia. *Moscow Univ Soil Sci Bull.* 2024;79(1):S34–S48. DOI: 10.3103/S0147687424700339.
18. Vasilchuk Yu.K., Ginzburg A.P. Lateral and radial differentiation of the chemical composition of cryogenic soils in the Vilyuy River valley, Central Yakutia. *Arctic and Antarctic.* 2023;1:68–87 (in Russian). DOI: 10.7256/2453-8922.2023.1.40034.
19. Desyatkin A., Okoneshnikova M., Fedorov P., et al. The impact of catastrophic forest fires of 2021 on the light soils in Central Yakutia. *Land.* 2024;13(8):1130. DOI: 10.3390/land13081130.
20. Lozhkin A., Minyuk P., Korzun J., et al. Implications for conifer glacial refugia and postglacial climatic variation in western Beringia from lake sediments of the Upper Indigirka basin. *Boreas.* 2018;47:938–953. DOI: 10.1111/bor.12316

Сведения об авторах

ШЕПЕЛЕВ Андрей Геннадиевич – кандидат биологических наук, старший научный сотрудник лаборатории криогенных ландшафтов Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, ORCID: 0000-0002-8836-2123, ResearcherID: M-7299-2016, Scopus Author ID: 56146927300, SPIN: 9766-4679. E-mail: carbon-shag@yandex.ru

ЧЕРЕПАНОВА Александра Михайловна – младший научный сотрудник лаборатории общей гео-криологии Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, ORCID: 0000-0002-4638-4770, ResearcherID: HKV-8412-2023, Scopus Author ID: 57189389513, SPIN: 4427-2311. E-mail: alexandra_587@mail.ru

МАКСИМОВ Трофим Христофорович – доктор биологических наук, главный научный сотрудник, и.о. заместителя генерального директора по науке и международным проектам ЯНЦ СО РАН, ORCID: 0000-0001-7003-5653, ResearcherID: J-8964-2016, SPIN: 9160-8274. E-mail: tcmx@mail.ru

Author Information

Andrei G. SHEPELEV – Cand. Sci. (Biology), Senior Researcher, Laboratory of Cryogenic Landscapes, P. I. Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russian Federation, ORCID: 0000-0002-8836-2123, ResearcherID: M-7299-2016, Scopus Author ID: 56146927300, SPIN: 9766-4679. E-mail: carbon-shag@yandex.ru

Alexandra M. CHEREPANOVA – Junior Researcher, Laboratory of General Geocryology, P. I. Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russian Federation, ORCID: 0000-0002-4638-4770, ResearcherID: HKV-8412-2023, Scopus Author ID: 57189389513, SPIN: 4427-2311. E-mail: alexandra_587@mail.ru

Trofim C. MAXIMOV – Dr. Sci. (Biology), Chief Researcher, Acting Deputy General Director for Science and International Projects, Yakutsk Scientific Center, Yakutsk, Russian Federation, ORCID: 0000-0001-7003-5653, ResearcherID: J-8964-2016, SPIN: 9160-8274. E-mail: tcmx@mail.ru

Вклад авторов

Все авторы внесли равный вклад в подготовку публикации.

Authors' contribution

All authors contributed equally to the preparation of the publication.

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of interests

The authors declare no conflicts of interests.

Поступила в редакцию / Submitted 07.08.2026

Поступила после рецензирования / Revised 21.08.2026

Принята к публикации / Accepted 21.09.2026

**Вестник Северо-Восточного федерального университета
им. М.К. Аммосова.**

**Vestnik of North – Eastern Federal University.
Серия "Науки о Земле. Earth Sciences"**

Сетевое научное периодическое издание

№ 3(43) 2026

*Технический редактор А.Н. Егорова
Компьютерная верстка Л.М. Винокурова
Оформление обложки П.И. Антипин*

Подписано в печать 23.09.2026. Формат 70х108/16.
Дата выхода в свет 23.09.26.