

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 502, номер 1, 2022

---

---

## ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изотопный состав серы и геохимические характеристики золотоносных сульфидов орогенного месторождения Бадран, Яно-Колымский металлогенический пояс (северо-восток Азии)

*В. Ю. Фридовский, Л. И. Полуфунтикова, М. В. Кудрин, Н. А. Горячев* 3

---

## ГЕОХИМИЯ

Распространение изотопных аномалий серы в архее  
(на примере Карельского и Сибирского кратонов)

*Т. А. Веливецкая, С. В. Высоцкий, А. И. Ханчук, А. В. Игнатъев, Л. В. Кулешевич* 10

Оценка роли карбонат-бикарбонатных флюидов в транспорте и осаждении РЗЭ  
в процессе рудообразования (термодинамическое моделирование)

*Г. П. Широнова, И. Р. Прокопьев* 16

---

## ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Следы зубов млекопитающих на кости эутриконодонта  
*Gobiconodon borissiaki* (Mammalia, Gobiconodontidae) из нижнего мела Монголии

*А. В. Лопатин* 22

---

## ГЕОФИЗИКА

Геофизические эффекты сильных атмосферных фронтов

*А. А. Спивак, С. А. Рябова* 26

---

## ГЕОГРАФИЯ

Первая реконструкция среды обитания охотников-собирателей  
Мамаканского археологического района в среднем голоцене, Патомское нагорье

*С. А. Решетова, Е. В. Безрукова, А. В. Тенькин, М. И. Кузьмин* 32

Анализ изменения режима осадков на территории Российской Федерации  
во второй половине 20—начале 21 века с применением байесовской оценки  
параметров марковской цепи

*И. О. Попов, Е. Н. Попова* 38

---

---

# CONTENTS

---

---

**Vol. 502, no. 1, 2022**

---

---

## **GEOLOGY OF ORE DEPOSITS**

Sulfur Isotope Composition and Geochemical Characteristics of the Gold-Bearing Sulfides of the Badran Orogenic Deposit, Yana-Kolyma Metallogenic Belt (Northeast Asia)

*V. Yu. Fridovsky, L. I. Polufuntikova, M. V. Kudrin, and N. A. Goryachev* 3

---

## **GEOCHEMISTRY**

Distribution of Sulfur Isotope Anomalies in the Archean  
(On the Example of the Karelian and Siberian Cratons)

*T. A. Velivetskaya, S. V. Vysotskii, A. I. Khanchuk, A. V. Ignatiev, and L. V. Kuleshevich* 10

Assessment of the Role of Carbonate-bicarbonate Fluids in the Transport and Deposition of Rees in the Process of Ore Formation (Thermodynamic Modeling)

*G. P. Shironosova and I. R. Prokopyev* 16

---

## **PALEONTOLOGY**

Mammalian Tooth Marks on the Bone of Eutriconodontan Gobiconodon Borissiaki (Mammalia, Gobiconodontidae) from the Lower Cretaceous of Mongolia

*A. V. Lopatin* 22

---

## **GEOFYSICS**

Geophysical Effects of Strong Atmospheric Fronts

*A. A. Spivak and S. A. Riabova* 26

---

## **GEOGRAPHY**

First Reconstruction of the Middle Holocene Huntergatherers Environment in the Mamakan Archeological Area, Patom Highland

*S. A. Reshetova, E. V. Bezrukova, A. V. Tetenkin, and M. I. Kuzmin* 32

Analysis of Changes in the Precipitation Regime on the Territory of Russian Federation in the Second Half of the 20th and in the Early 21st Century with the Usage of the Bayesian Estimation of the Markov Chain Parameters

*I. O. Popov and E. N. Popova* 38

---

---

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 550.4:553.2

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ  
ЗОЛОТОНОСНЫХ СУЛЬФИДОВ ОРОГЕННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
БАДРАН, ЯНО-КОЛЫМСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС  
(СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

© 2022 г. В. Ю. Фридовский<sup>1,\*</sup>, Л. И. Полуфунтикова<sup>2,1</sup>,  
М. В. Кудрин<sup>1</sup>, член-корреспондент РАН Н. А. Горячев<sup>3</sup>

Поступило 20.09.2021 г.

После доработки 04.10.2021 г.

Принято к публикации 05.10.2021 г.

Изотопный состав серы изучен локальным методом в пирите и арсенопирите, отобранных на различных гипсометрических уровнях (от 587 до 970 м) из кварц-серицит-карбонат-пирит-арсенопиритовых метасоматитов минерализованной зоны Надвиговая орогенного золоторудного месторождения Бадран. Определены геохимические характеристики сульфидов. Узкий интервал изменения  $\delta^{34}\text{S}$  пирита (от  $-0.7$  до  $+1.9\%$ ) и арсенопирита (от  $-1.1$  до  $+0.3\%$ ) свидетельствует о формировании сульфидов в ходе единого эволюционирующего гидротермального события. Выделено два типа пирита: изотопно и геохимически неоднородный с ростом величин  $\delta^{34}\text{S}$  от центра к периферии зерен, синхронным уменьшением концентраций As, и гомогенный. Пирит и арсенопирит содержат структурно связанное золото, арсенопирит с околонулевыми величинами  $\delta^{34}\text{S}$  более золотоносный. Оценка связи изотопного состава серы пирита и арсенопирита с глубиной показала наличие нелинейной вертикальной изотопно-геохимической зональности, обусловленной неоднородностью гидротермально-метасоматических изменений минерализованной зоны Надвиговая месторождения Бадран.

*Ключевые слова:* пирит, арсенопирит, локальный изотопный состав серы, изотопно-геохимическая неоднородность, орогенное месторождение Au Бадран, северо-восток Азии

DOI: 10.31857/S2686739722010030

ВВЕДЕНИЕ

Вдоль северо-восточной окраины Сибирского кратона на границе с Колымо-Омолонским супертеррейном расположены многочисленные орогенные золоторудные месторождения позднеюрско-ранненеокомового Яно-Колымского металлогенического пояса (ЯКМП). Самородное золото здесь встречается в кварцевых жилах, а “невидимое” связано с сульфидами (пирит, арсенопирит) – как в жилах, так и в проксимальных метасоматитах рудных зон. Ранее изотопный анализ серы сульфидов из рудных тел, вмещающих

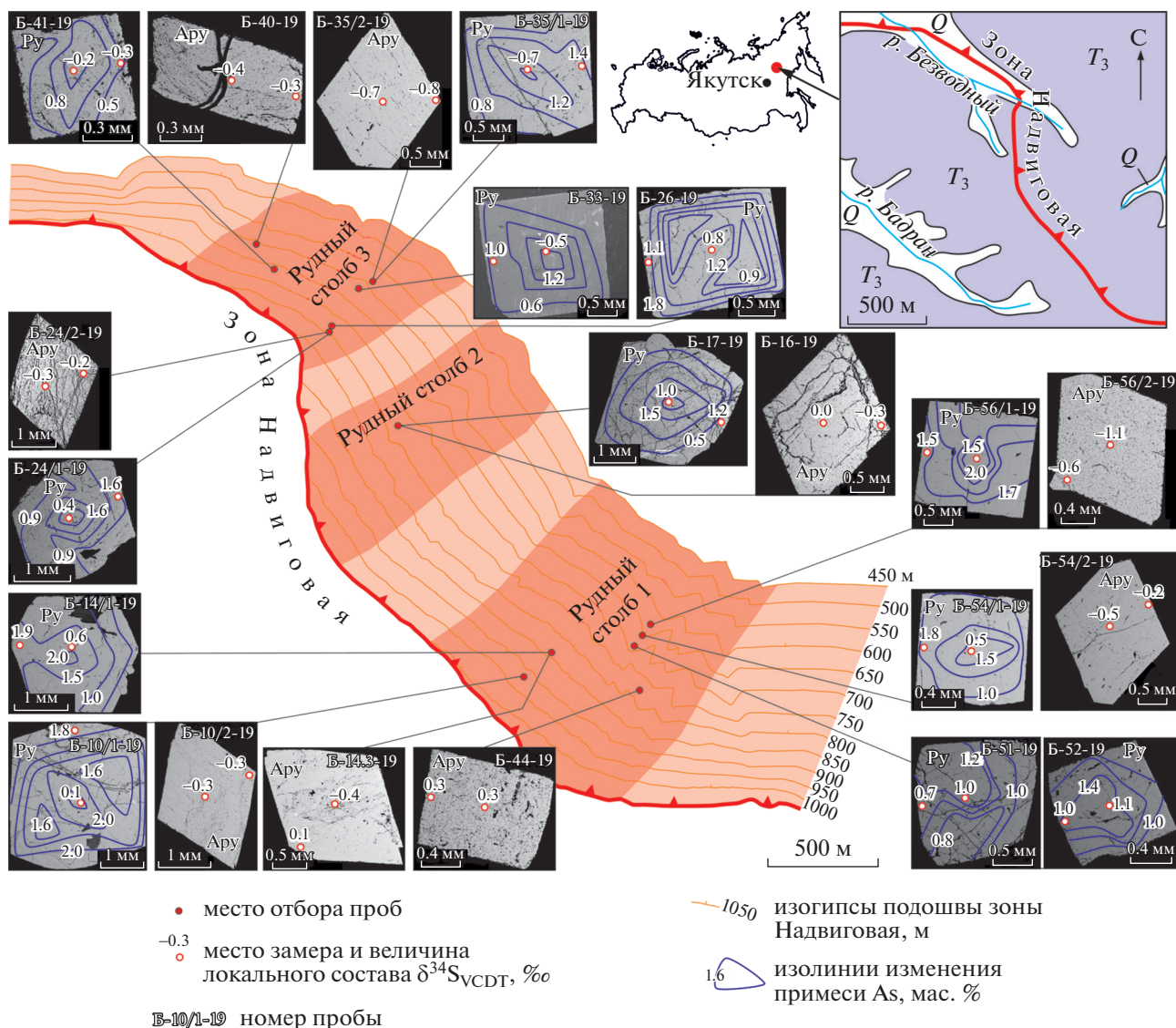
пород и метатерригенных толщ месторождений ЯКМП проводился только из микронавесок. Он показал чрезвычайно изменчивый диапазон значений  $\delta^{34}\text{S}$  от  $-23.1$  до  $+5.7\%$  ([1, 2] и ссылки в них). В зависимости от возраста вмещающих пород, как на это указывают Р. Гольдфарб и Д. Гровс [3], составы  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов для орогенных золоторудных месторождений меняются от  $-20$  до  $+25\%$ . Новые данные и закономерности по вариациям  $\delta^{34}\text{S}$  могут быть получены с применением локального изучения изотопного состава S сульфидов [4, 5]. Совместный анализ изотопного состава с геохимическими характеристиками золотоносных сульфидов позволяет оценить/выявить латеральную и вертикальную изотопно-геохимическую зональность, возможные источники серы – комплексобразующего агента для золота, а следовательно, специфику рудообразующих процессов. В сообщении приводятся результаты анализа изотопного состава серы и геохимических характеристик пирита и арсенопирита месторождения Бадран, с целью выяснения наличия неоднородностей состава отдельных зерен, изменения вари-

<sup>1</sup> Институт геологии алмаза и благородных металлов, Сибирское отделение Российской академии наук, Якутск, Россия

<sup>2</sup> Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Якутск, Россия

<sup>3</sup> Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило, Магадан, Россия

\*E-mail: fridovsky@diamond.ysn.ru



**Рис. 1.** Изогипсы подошвы зоны Надвиговая месторождения Бадран и положение проб с данными локального изотопного состава серы сульфидов и изменения примеси As, мас. % в пирите. На врезке: схема геологического строения месторождения Бадран. Q – четвертичные аллювиальные отложения, T<sub>3</sub> – познетриасовые терригенные отложения.

аций величин  $\delta^{34}\text{S}$  пиритов и арсенопиритов с глубиной и с содержанием в них золота, что важно для уточнения генетических аспектов формирования орогенных золоторудных месторождений ЯКМП.

### ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Месторождение Бадран (рис. 1), разрабатываемое с 1984 г., относится к типичным орогенным месторождениям золота с жильно-прожилковой кварцевой и вкрапленной сульфидной минерализацией, контролируемым разломами [6]. Месторождение локализуется в минерализованной зоне

Надвиговая, мощностью от первых десятков сантиметров до 30 м, прослеженной поверхностными и подземными горными выработками по простиранию на расстояние более 5 км, по падению – более 1.2 км.

Отмеченное позволило изучить на различных глубинных уровнях изотопный состав серы и геохимические характеристики сульфидов из рудных столбов в кварц-серцит-карбонат-пирит-арсенопиритовых метасоматитах минерализованной зоны Надвиговая. Содержание золота в метасоматитах достигает первых грамм на тонну, а в рудных столбах с кварцевыми жилами мощностью до 3.5 м, содержание золота достигает нескольких кг на тонну [6]. Вмещающие верхнетриасовые (кар-

ний и норий) песчаники и алевролиты метаморфизованы до уровня начальных ступеней зеленосланцевой фации.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопный анализ серы выполнен в лаборатории стабильных изотопов центра коллективного пользования Дальневосточного геологического института РАН (ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток). Подготовка образцов для масс-спектрометрического изотопного анализа серы проведена локальным лазерным методом с использованием фемтосекундного комплекса лазерной абляции NWR Femto [7, 8]. Соотношение изотопов серы измеряли на массах  $127$  ( $^{32}\text{S}^{5+}$ ) и  $129$  ( $^{34}\text{S}^{5+}$ ) на масс-спектрометре MAT-253 ("Thermo Fisher Scientific", Germany). Измерения проведены относительно лабораторного рабочего стандарта, калиброванного по международным стандартам IAEA-S-1, IAEA-S-2 и IAEA-S-3.

Результаты измерений  $\delta^{34}\text{S}$  приведены относительно международного стандарта VCDT и выражены в промилле (‰). Точность анализа величин  $\delta^{34}\text{S}$  составляла  $\pm 0.20$ ‰ ( $2\sigma$ ). Химический состав пирита и арсенопирита определен в отделе физико-химических методов анализа Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (ИГАБМ СО РАН, г. Якутск) по профилям по стандартной методике рентгеноспектральным методом на микроанализаторе Camebax-Micro ("Cameca", Courbevoie, France). Условия съемки: ускоряющее напряжение: 20 кВ, ток: 25 нА,  $t$  измерений – 10 с, аналитические линии:  $\text{Fe}\alpha$ ,  $\text{Co}\alpha$ ,  $\text{Ni}\alpha$ ,  $\text{Cu}\alpha$ ,  $\text{AuM}\alpha$ ,  $\text{Sb}\alpha$ ,  $\text{AsL}\alpha$ ,  $\text{PbM}\alpha$ . Стандарты:  $\text{FeS}_2$  – Fe, S;  $\text{FeAsS}$  – As;  $\text{FeNiCo}$  – Co, Ni;  $\text{Au}$  850‰ – Au;  $\text{CuSbS}_2$  – Sb;  $\text{PbS}$  – Pb. Содержание Au более 2 г/т определено в ИГАБМ СО РАН на атомно-эмиссионном спектрометре Agilent 4200 MP-AES с СВЧ-насыщаемой плазмой.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Изотопный состав серы и составы сульфидов изучены для 12 зерен пирита и 9 зерен арсенопирита, отобранных на различных глубинах (от 587 до 916 м) (см. рис. 1). Арсенопириты представлены короткопризматическими кристаллами, для пиритов характерны кубические, реже пентагон-додекаэдрические формы. Размер кристаллов от 1–1.5 до 2–3 мм. Результаты изотопных исследований приводятся на рис. 1 и в табл. 1.

Согласно полученным нами данным, изотопный состав серы пирита и арсенопирита месторождения Бадран характеризуется узким диапазоном значений от  $-1.1$  до  $+1.9$ ‰ и средней величиной  $+0.4$ ‰ (табл. 1) и близок к значениям  $\delta^{34}\text{S}$

для сульфидов из золото-кварцевых жил орогенных месторождений Адыча-Тарынской металлогенической зоны ЯКМП: арсенопирит – от  $-2.1$  до  $+2.4$ ‰, пирит – от  $-6.6$  до  $+5.4$ ‰ [2, 9].

Схожий изотопный состав серы арсенопирита и пирита золото-кварцевых жил месторождений Адыча-Тарынской металлогенической зоны ЯКМП и вкрапленной минерализации из рудных метасоматитов месторождения Бадран свидетельствует об их формировании в ходе единого изотопно равновесного гидротермального события. Образование ранней прожилково-вкрапленной малосульфидной золото-кварцевой минерализации произошло в условиях фазовой сепарации рудообразующих флюидов [10]. Близкие к нулю значения  $\delta^{34}\text{S}$  характерны для ювенильных/магматических источников [3, 11–13].

Наибольшие вариации величины  $\delta^{34}\text{S}$  установлены в пиритах (от  $-0.7$  до  $+1.9$ ‰, среднее  $+0.9$ ‰, коэффициент вариации  $\text{CV} = 84\%$ ). Изотопный состав серы пирита месторождения Бадран несколько тяжелее арсенопирита и характеризуется меньшим интервалом вариаций, чем  $\delta^{34}\text{S}$  в пирите из кварцевых жил и метасоматитов (среднее  $+4.0$ ‰) Верхне-Колымского золотоносного района [1]. По вариациям  $\delta^{34}\text{S}$  в пирите выделено два типа кристаллов. Первый тип – изотопно-неоднородный с утяжелением серы от центра к периферии зерен (среднее в центре зерен  $0.2$ ‰, среднее на периферии зерен  $1.5$ ‰) (пробы Б-10/1–19, Б-14/1–19, Б-24/1–19, Б-26-19, Б-33-19, Б-35/1–19, Б-54/1–19). Разница величины  $\delta^{34}\text{S}$  составляет до  $2.1$ ‰ (проба Б-35/1–19). Подобная зональность отмечена ранее на месторождении Сухой Лог, где она связывается как с первичной неоднородностью, так и с процессом перекристаллизации пирита во время формирования золотой минерализации [14]. Она может быть обусловлена также вариациями  $f\text{O}_2$ -рН условий рудообразующих процессов [15]. Второй тип с учетом ошибки анализа – изотопно-однородный пирит, в котором значения  $\delta^{34}\text{S}$  в центре кристаллов незначительно ( $0.0$ – $0.3$ ‰) отличаются от периферии (пробы Б-17-19, Б-41–19, Б-51–19, Б-52-19, Б-56/1–19).

Пириты имеют нестехиометрический состав (более 60% анализов  $\text{Fe/S} + \text{As} \neq 0.5$ ), недостаток S (65% анализов  $\text{S/Fe} < 2.0$  при  $C_s = 50.08$ – $53.22$  мас. %) и элементы-примеси As, Co, Ni, Cu, Sb и Pb. Наиболее значимой является примесь As, она составляет  $0.18$ – $2.56$  мас. % и часто формирует в кристаллах химическую зональность и блочность. Концентрации As более 2.0 мас. % фиксируются как в центральной части зерен (рис. 1, табл. 1, проба Б 14/1–19), так и по периферии (рис. 1, табл. 1, проба Б 10/1–19). Большинство зерен изотопно-неоднородного пирита характеризуются уменьшением концентраций As и утя-

**Таблица 1.** Изотопный состав серы и содержания Au (г/т) и As (мас. %) в пиритах и арсенопиритах из метасоматитов месторождения Бадран

№ пп	№ пробы	Характеристика породы	Место отбора, абсолютная отметка, м	Положение точки анализа в зерне	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ (‰)	$C_{\text{Au}}$ , г/т	$C_{\text{As}}$ , мас. %
1	2	3	4	5	6	7	8
Пирит							
1	Б-10/1-19	Катаклазит с кварцевыми прожилками и вкрапленностью пирита	Рудный столб 1, 916	Центр Периферия	0.1 1.8	51.03	2.560 2.070
2	Б-54/1-19	Метасоматит по песчанику с вкрапленностью пирита	Рудный столб 1, 852	Центр Периферия	0.5 1.8	26.22	1.990 0.924
3	Б-14/1-19	Катаклазит с кварцевыми прожилками и вкрапленностью пирита	Рудный столб 1, 840	Центр Периферия	0.6 1.9	47.25	2.170 0.996
4	Б-24/1-19	Метасоматит по алевролиту с кварцевыми прожилками и вкрапленностью пирита	Рудный столб 3, 748	Центр Периферия	0.4 1.6	36.86	1.810 0.376
5	Б-17-19	Метасоматит по алевролиту с вкрапленностью пирита	Рудный столб 2, 730	Центр Периферия	1.0 1.2	53.04	2.240 0.181
6	Б-26-19	Метасоматит по алевролиту с вкрапленностью пирита	Рудный столб 3, 730	Центр Периферия	0.8 1.1	36.74	1.360 2.010
7	Б-51-19	Катаклазит с кварцевыми прожилками и вкрапленностью пирита	Рудный столб 1, 687	Центр Периферия	1.0 0.7	57.41	1.420 1.050
8	Б-52-19	Метасоматит по песчанику с вкрапленностью пирита	Рудный столб 1, 687	Центр Периферия	1.1 1.0	33.78	1.440 0.673
9	Б-41-19	Катаклазит с вкрапленностью пирита	Рудный столб 3, 663	Центр Периферия	-0.2 -0.3	13.7	1.120 0.266
10	Б-56/1-19	Метасоматит по песчанику с вкрапленностью пирита	Рудный столб 1, 627	Центр Периферия	1.5 1.5	45.36	2.190 1.600
11	Б-33-19	Катаклазит с вкрапленностью пирита	Рудный столб 3, 615	Центр Периферия	-0.5 1.0	19.61	1.650 0.232
12	Б-35/1-19	Метасоматит по алевролиту с вкрапленностью пирита	Рудный столб 3, 587	Центр Периферия	-0.7 1.4	155.45	1.390 0.685
Арсенопирит							
13	Б-10/2-19	Катаклазит с кварцевыми прожилками и вкрапленностью арсенопирита	Рудный столб 1, 916	Центр Периферия	-0.3 -0.3	150.73	45.760 45.460
14	Б-54/2-19	Метасоматит по песчанику с вкрапленностью арсенопирита	Рудный столб 1, 852	Центр Периферия	-0.5 -0.2	52.33	41.870 42.970
15	Б-14/3-19	Катаклазит с кварцевыми прожилками и вкрапленностью арсенопирита	Рудный столб 1, 840	Центр Периферия	-0.4 0.1	168.45	41.200 44.840
16	Б-44-19	Метасоматит по песчанику с кварцевыми прожилками и вкрапленностью арсенопирита	Рудный столб 1, 749	Центр Периферия	0.3 0.3	62.37	42.880 42.680

Таблица 1. Окончание

№ пп	№ пробы	Характеристика породы	Место отбора, абсолютная отметка, м	Положение точки анализа в зерне	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ (‰)	$C_{\text{Au}}$ , г/т	$C_{\text{As}}$ , мас. %
1	2	3	4	5	6	7	8
17	Б-24/2-19	Метасоматит по алевролиту с кварцевыми прожилками и вкрапленностью арсенопирита	Рудный столб 3, 748	Центр Периферия	-0.3 -0.2	123.56	44.430 44.610
18	Б-16-19	Метасоматит по алевролиту с вкрапленностью арсенопирита	Рудный столб 2, 723	Центр Периферия	0.0 -0.3	154.27	42.500 43.790
19	Б-56/2-19	Метасоматит по песчанику с вкрапленностью арсенопирита	Рудный столб 1, 627	Центр Периферия	-1.1 -0.6	56.94	43.310 42.290
20	Б-40-19	Метасоматит по песчанику с кварцевыми прожилками и вкрапленностью арсенопирита	Рудный столб 3, 609	Центр Периферия	-0.4 -0.3	133.01	42.880 41.680
21	Б-35/2-19	Метасоматит по алевролиту с вкрапленностью арсенопирита	Рудный столб 3, 587	Центр Периферия	-0.7 -0.8	34.81	42.560 42.360

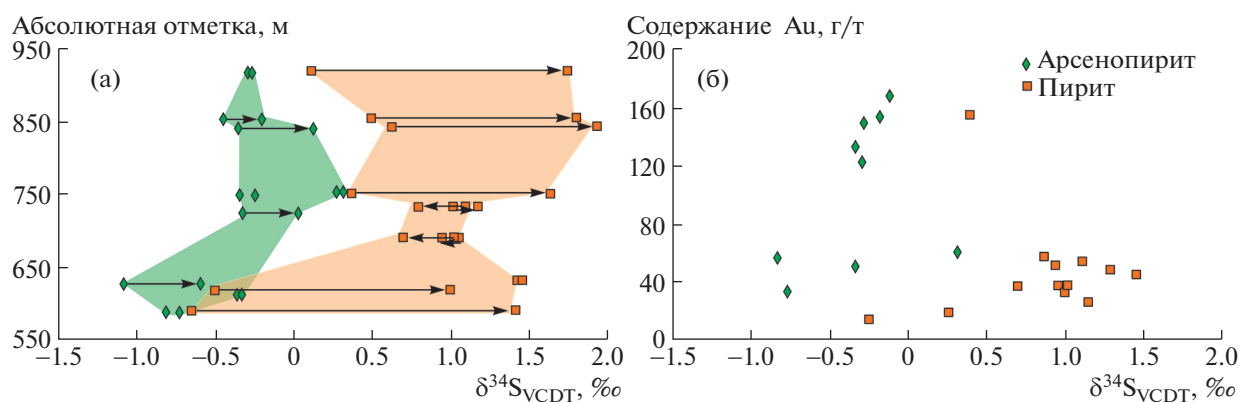
желением  $\delta^{34}\text{S}$  от центра к периферии (среднее в центре 1.6 мас. %, среднее на периферии зерен 1.2 мас. %) (пробы Б-14/1–19, Б-24/1–19, Б-26-19, Б-33–19, Б-35/1–19, Б-54/1–19). Для As не характерно проявление корреляционных связей с другими элементами-примесями, а с содержаниями S наблюдается значимая отрицательная корреляционная связь ( $r = -0.47$ ), что указывает на процессы изоморфного замещения. Общая концентрация примеси Co, Ni, Cu, Sb и Pb не превышает 0.54%. Кобальт является постоянной примесью в пиритах и составляет 0.008–0.157 мас. %. Для него характерна сильная корреляционная связь с Ni ( $r = 0.61$ ), превышение концентрации Co над Ni ( $\text{Co}/\text{Ni} = 1.1–31.0$ ). Примесь Ni, Cu и Pb фиксируется в 30% анализов и характеризуется секторальным распределением в объеме кристалла. Примесь Sb (от 0.001 до 0.208 мас. %, среднее 0.040 мас. %) присутствует во всех проанализированных зернах, а изменения ее концентрации отличаются наибольшим коэффициентом вариаций ( $\text{CV} = 109.42\%$ ).

Величины  $\delta^{34}\text{S}$  арсенопирита несколько ниже, чем пирита, и имеют весьма узкий диапазон вариаций от -1.1 до +0.3‰ (среднее -0.4‰,  $\text{CV} = 78\%$ ). Это согласуется с ранее полученными оценками  $\delta^{34}\text{S}$  для арсенопирита из золото-кварцевых жил Адыча-Тарынской металлогенической зоны ЯКМП [2]. Для арсенопиритов также характерны нестехиометричность составов ( $\text{Fe}/\text{S} + \text{As} = 0.497–0.479$ ) и обогащенность серой ( $\text{As}/\text{S} = 0.77–0.99$ ). Суммарное содержание типоморфных элементов-примесей Co, Ni, Cu и Sb составляет 0.1–0.5 мас. %. Распределение концентраций элементов-примесей в кристаллах часто имеет зональный характер, так в центральной части на-

блюдаются повышенные содержания кобальта или сурьмы, при этом между этими элементами наблюдается значимая отрицательная корреляция ( $r = -0.39$ , на периферии до  $r = -0.47$ ). Повышение концентрации Sb (более 0.15 мас. %) сопровождается уменьшением содержания As ( $r = -0.46$ ). Как и в пиритах, для арсенопиритов характерна сильная корреляционная связь между Co и Ni ( $r = 0.64$ ) и преобладание концентраций Co ( $\text{Co}/\text{Ni} = 1.09–15.0$ ). Примесь Cu не превышает 0.04 мас. % и для нее не характерна упорядоченность распределения.

Оценка зависимости изотопного состава S пирита и арсенопирита от глубины показала наличие нелинейной вертикальной изотопно-геохимической зональности (рис. 2а). Так,  $\delta^{34}\text{S}$  арсенопирита выше уровня 700–750 м имеет величину +0.3...–0.5‰, ниже – отмечается облегчение изотопного состава S до -1.1‰ ( $r = 0.74$ ) (рис. 2а). Сходная тенденция характерна для  $\delta^{34}\text{S}$  пирита из центра зерен ( $r = 0.5$ ). Можно предположить связь изменения с глубиной  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов с неоднородностью гидротермально-метасоматических изменений минерализованной зоны Надвиговая, как это показано на примере золоторудного месторождения Сухой Лог [14].

Пирит и арсенопирит из метасоматитов месторождения Бадран содержат золото (см. табл. 1). При близком диапазоне концентраций золота в пирите – от 13.7 до 155.45 г/т и в арсенопирите – от 34.81 до 168.45 г/т, его средние содержания выше в арсенопирите (109.26 г/т), чем в пирите (42.87 г/т) (табл. 1). Микровключений самородного золота  $\text{Au}^0$  на электронном сканирующем микроскопе JEOL JSM-6480LV не обнаружено. Можно пред-



**Рис. 2.** Связь изотопного состава серы пиритов и арсенопиритов из руд месторождения Бадран с глубиной (а) и с содержанием в них золота (б). Показано: стрелкой — направление изменения изотопного состава S от центра к периферии зерна, цветом — области изменения изотопного состава S.

положить, что также как и на месторождении Хангалас [9] золото в сульфидах, в основном, “невидимое” структурно связанное  $\text{Au}^+$ . Из рис. 2б следует, что и пирит, и арсенопирит имеют низкое содержание Au во всем интервале изотопного состава серы. Однако образцы, характеризующиеся высоким содержанием золота (168.45 г/т), имеют узкий диапазон величин  $\delta^{34}\text{S}$ , близкий к 0 (от  $-0.5$  до  $+0.5\text{‰}$ ).

### ВЫВОДЫ

Гомогенный изотопный состав серы в локальных микропробах пирита и арсенопирита из рудных столбов месторождения Бадран указывает на их формирование в ходе единого эволюционирующего гидротермального события. Величины  $\delta^{34}\text{S}$ , близкие к нулю, соответствуют представлениям об участии глубинных мантийных флюидов в рудообразовании месторождения Бадран [16]. В рудах выявлены две разновидности пирита: изотопно и геохимически неоднородный с ростом  $\delta^{34}\text{S}$  от центра к периферии зерен, синхронным уменьшением концентраций As, и гомогенный. Пирит и арсенопирит содержат концентрации структурно связанного золота, арсенопирит с околонулевыми величинами  $\delta^{34}\text{S}$  более золотоносный. Оценка связи изотопного состава S пирита и арсенопирита с глубиной показала наличие нелинейной вертикальной изотопно-геохимической зональности, обусловленной неоднородностью гидротермально-метасоматических изменений минерализованной зоны Надвиговая месторождения Бадран.

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет средств по плану НИР ИГАБМ СО РАН, СВКНИИ ДВО РАН и ИГХ СО РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тюкова Е.Э., Ворошин С.В. Изотопный состав серы в сульфидах из руд и вмещающих пород Верхне-Колымского региона (Магаданская область) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 1. С. 29–43.
2. Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Викентьева О.В. Благороднометалльная минерализация Адыча-Тарынской металлогенической зоны: геохимия стабильных изотопов, флюидный режим и условия рудообразования // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. №. 10. С. 1586–1605.
3. Goldfarb R.J., Groves D.I. Orogenic Gold: Common or Evolving Fluid and Metal Sources through Time // Lithos. 2015. № 233. P. 2–26.
4. Guy B.M., Ono S., Gutzmer J., Lin Y., Beukes N.J. Sulfur Sources of Sedimentary “buckshot” Pyrite in the Auriferous Conglomerates of the Mesoarchean Witwatersrand and Ventersdorp Supergroups, Kaapvaal Craton, South Africa // Mineralium Deposita. 2014. № 6. P. 751–775.
5. Горячев Н.А., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Будяк А.Е., Тарасова Ю.И. Опыт применения локального анализа изотопного состава серы сульфидов руд крупнейших месторождений Бодайбинского синклинория (Восточная Сибирь) // ДАН. 2019. Т. 484. №. 4. С. 460–463.
6. Золоторудные месторождения России // Константинов М. М. М.: Акварель, 2010. 349 с.
7. Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskiy S.Y., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V., Levitskii V.I. Precision Analysis of Multisulfur Isotopes in Sulfides by Femtosecond Laser Ablation GC-IRMS at High Spatial Resolution // Chemical Geology. 2018. V. 493. P. 316–326.
8. Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V. An Improved Femtosecond Laser-ablation Fluorination Method for Measurements of Sulfur Isotopic Anomalies ( $\Delta^{33}\text{S}$  and  $\Delta^{36}\text{S}$ ) in Sulfides with High Precision // Rapid Communications in Mass Spectrometry. 2019. V. 33. P. 1722–1729.
9. Kudrin M.V., Fridovsky V.Yu., Polufuntikova L.I., Kryuchkova L.Yu. Disseminated Gold–Sulfide Mineralization in Metasomatites of the Khangalass Deposit, Yana–



- Kolyma Metallogenic Belt (Northeast Russia): Analysis of the Texture, Geochemistry, and S Isotopic Composition of Pyrite and Arsenopyrite // *Minerals*. 2021. № 4. P. 403.
10. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Прокопьев А.В. Золото-сурьмяные месторождения Сарылах и Сентачан (Саха-Якутия): пример совмещения мезотермальных золото-кварцевых и эпитеpmальных антимонитовых руд // *Геология рудных месторождений*. 2010. Т. 52. № 5. С. 381–417.
  11. Xue Y., Campbell I., Ireland T.R., Holden P., Armstrong R. No Mass-independent Sulfur Isotope Fractionation in Auriferous Fluids Supports a Magmatic Origin for Archean Gold Deposits // *Geology*. 2013. № 7. P. 791–794.
  12. Кряжев С.Г. Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // *Отечественная геология*. 2017. № 1. С. 28–38.
  13. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданнинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2001. 230 с.
  14. Дубинина Е.О., Иконникова Т.А., Чугаев А.В. Неоднородность изотопного состава серы пирита на месторождении Сухой Лог и определяющие ее факторы // *ДАН*. 2010. Т. 435. № 6. С. 786–790.
  15. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М.: Недра, 1974. 272 с.
  16. Оболенский А.А., Гущина Л.В., Анисимова Г.С., Серкебаева Е.С., Томиленко А.А., Гибшер Н.А. Физико-химическое моделирование процессов минералообразования Бадранского золоторудного месторождения (Якутия) // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 3. С. 373–392.

## SULFUR ISOTOPE COMPOSITION AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE GOLD-BEARING SULFIDES OF THE BADRAN OROGENIC DEPOSIT, YANA-KOLYMA METALLOGENIC BELT (NORTHEAST ASIA)

V. Yu. Fridovsky<sup>a, #</sup>, L. I. Polufuntikova<sup>b, a</sup>,  
M. V. Kudrin<sup>a</sup>, and Corresponding Member of the RAS N. A. Goryachev<sup>c</sup>

<sup>a</sup> *Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russian Federation*

<sup>b</sup> *Ammosov Northeastern Federal University, Yakutsk, Russian Federation*

<sup>c</sup> *Shilo North-Eastern Integrated Research Institute, Magadan, Russian Federation*

<sup>#</sup> *E-mail: fridovsky@diamond.ysn.ru*

The sulfur isotope composition was studied by the local method for pyrite and arsenopyrite selected at various hypsometric levels (from 587 to 970 m) from quartz-sericite-carbonate-pyrite-arsenopyrite metasomatites of the Nadvigovaya mineralized zone of the Badran orogenic gold deposit. The geochemical characteristics of sulfides have been determined. The established narrow interval of changes of  $\delta^{34}\text{S}$  of pyrite (from  $-0.7$  to  $+1.9\text{‰}$ ) and arsenopyrite (from  $-1.1$  to  $+0.3\text{‰}$ ) indicates that the elements were formed during a single evolving isotopic-equilibrium hydrothermal event. Two types of pyrite are identified: isotopically and geochemically heterogeneous with an increase in the values of  $\delta^{34}\text{S}$  from the center to the edges of the grains, a synchronous decrease in As concentrations, and homogeneous. Pyrite and arsenopyrite contain structurally bound gold, arsenopyrite with about zero values of  $\delta^{34}\text{S}$  is more gold-bearing. The assessment of the relationship of the isotopic composition of S pyrite and arsenopyrite with depth showed the presence of a nonlinear vertical isotope-geochemical zoning due to the heterogeneity of hydrothermal-metasomatic changes in the Nadvigovaya mineralized zone of the Badran deposit.

**Keywords:** pyrite, arsenopyrite, local isotopic composition of sulfur, isotopic-geochemical heterogeneity, Badran orogenic gold deposit, northeast Asia

УДК 550.423

## РАСПРОСТРАНЕНИЕ ИЗОТОПНЫХ АНОМАЛИЙ СЕРЫ В АРХЕЕ (НА ПРИМЕРЕ КАРЕЛЬСКОГО И СИБИРСКОГО КРАТОНОВ)

© 2022 г. Т. А. Веливецкая<sup>1,\*</sup>, С. В. Высоцкий<sup>1</sup>, академик РАН А. И. Ханчук<sup>1</sup>,  
А. В. Игнатьев<sup>1</sup>, Л. В. Кулешевич<sup>1</sup>

Поступило 30.08.2021 г.

После доработки 13.09.2021 г.

Принято к публикации 27.09.2021 г.

Изотопные аномалии серы  $\Delta^{33}\text{S}$  и  $\Delta^{36}\text{S}$ , обнаруженные к настоящему времени в древних породах, проявляют общие геохимические закономерности в поведении, что выражается в наличии корреляционной связи между ними в виде  $\Delta^{36}\text{S} \approx -\Delta^{33}\text{S}$  для сульфидов из архейских комплексов на территории Австралии, Африки и Америки. В данной работе мы проследили масштаб развития данного явления. С этой целью мы исследовали закономерности фракционирования изотопов серы в сульфидных породах из порода Иркутского блока Шарыжалгайский выступа фундамента Сибирского кратона и рудопроявлений Лекса, локализованных в Карельской провинции. Установлено, что в исследованных нами объектах заархивированы изотопные аномалии серы  $\Delta^{33}\text{S}$  и  $\Delta^{36}\text{S}$ . Это приводит к выводу о гораздо более широкой распространенности геохимических процессов, ответственных за генерирование изотопных аномалий серы, чем полагалось до сих пор, и позволяет признать их явлением планетарного значения. Тот факт, что закономерная взаимосвязь между изотопными аномалиями серы  $\Delta^{36}\text{S} \approx -1.0 \Delta^{33}\text{S}$  демонстрирует такой же характер, как и в других архейских комплексах древнейших щитов мира, свидетельствует об установлении сходных условий и механизмов разделения изотопов серы на этапах ее трансформации в атмосферном фотохимическом цикле.

*Ключевые слова:* изотопные аномалии серы, архей, Сибирский кратон, Карельский кратон

DOI: 10.31857/S2686739722010091

Соотношение стабильных изотопов серы  $^{34}\text{S}$  и  $^{32}\text{S}$  в сульфидных минералах ( $\delta^{34}\text{S}$ ) служит эффективным инструментом для познания эволюции геохимического круговорота серы в ходе геологической истории и установления источников серы рудных месторождений. Значительный прогресс был достигнут за последние два десятилетия благодаря изучению вариаций малораспространенных изотопов серы ( $^{33}\text{S}$  и  $^{36}\text{S}$ ) и обнаружению их аномального содержания ( $\Delta^{33}\text{S}$  и  $\Delta^{36}\text{S}$ ) в сульфидных породах архейского возраста [1, 2]. Наличие изотопных аномалий серы  $\Delta^{33}\text{S}$  и  $\Delta^{36}\text{S}$  в древних (3.8–2.3 млрд лет) осадочных породах свидетельствует о том, что в архейскую эру геохимический цикл серы в системе атмосфера–гидросфера–литосфера существенно отличался от современного [3].

Обобщение данных по изотопным аномалиям  $\Delta^{33}\text{S}$  и  $\Delta^{36}\text{S}$  в сульфидных древнейших комплексов

континентальной коры западной Австралии, Южной Африки, Бразилии и Канады проявило важный факт – наличие закономерности в виде корреляционной связи  $\Delta^{36}\text{S} \approx -1.0 \Delta^{33}\text{S}$  [2]. Такое поразительное сходство значений отношения изотопных аномалий  $\Delta^{36}\text{S}/\Delta^{33}\text{S} \approx -1$  в архейских комплексах на разных континентах не случайно. Оно должно свидетельствовать о постоянстве в пространственно-временном масштабе тех процессов и механизмов, которые ответственны за возникновение изотопной аномалии серы. Поэтому необходимо иметь объективное представление о масштабе распространения серы фотохимического генезиса в архейских конгломератах, изотопные характеристики которой отвечают корреляционному соотношению  $\Delta^{36}\text{S} \approx -1.0 \Delta^{33}\text{S}$ . Это имеет принципиальное значение для развития наших знаний в области геохимии изотопов, поскольку позволяет судить о глобальном характере циркуляции серы в атмосферных фотохимических процессах на протяжении первых ~2.5 млрд лет геологической истории Земли.

С целью проследить пространственное распространение явлений масс-независимого изотопного фракционирования серы нами были

<sup>1</sup> Дальневосточный геологический институт  
Дальневосточного отделения Российской академии наук,  
Владивосток, Россия

\*E-mail: velivetskaya@mail.ru

проведены исследования изотопного состава серы ( $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\Delta^{33}\text{S}$  и  $\Delta^{36}\text{S}$ ) в сульфидах Каменноозерской структуры Сумозёрско-Кенозёрского зеленокаменного пояса возрастом  $\sim 2.9$  млрд лет (Карельский кратон Фенноскандинавского щита) и в сульфидах из гранулит-гнейсовых пород Иркутского блока возрастом  $\sim 3.0$  млрд лет (Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирского кратона).

В Каменноозёрской структуре сульфидные образования ассоциируются с вулканогенно-осадочными породами. Образцы для исследования были взяты из керна скважин месторождения Лекса. Руды здесь расположены в толще кварц-альбит-серицитовых и углеродсодержащих сланцев в виде пластовых и линзовидных тел. Сульфиды представлены пиритом, реже марказитом и пирротинном [4]. Породы Иркутского блока представлены метаосадочными биотитовыми, амфибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-кордиерит-биотитовыми гнейсами. Образцы для исследования были взяты из керна поисково-картировочных скважин (№№ 7, 11 и 12 глубиной до 500 м), пробуренных в северо-восточной части блока в бассейне р. Средняя Черемшанка, правого притока р. Китой. Сульфидное оруденение, проявленное в виде рассеянной вкрапленности, скоплений, гнезд и тонких прожилков, представлено, в основном, пиритом и пирротинном [5].

Метод фемтосекундной лазерной абляции с последующей хроматографией и изотопной масс-спектрометрией [6, 7] был применен для анализа образцов сульфидов. Газовый изотопный масс-спектрометр (модель MAT 253, производитель "Thermo Scientific", Германия) оборудован коллекторами для одновременного измерения ионных токов на массах 127 ( $^{32}\text{SF}_5^+$ ), 128 ( $^{33}\text{SF}_5^+$ ), 129 ( $^{34}\text{SF}_5^+$ ) и 131 ( $^{36}\text{SF}_5^+$ ). Изотопные данные приведены относительно международного стандарта VCDT, воспроизводимость определений  $\pm 0.2\%$  для  $\delta^{34}\text{S}$ ,  $\pm 0.03\%$  для  $\Delta^{33}\text{S}$  и  $\pm 0.27\%$  для  $\Delta^{36}\text{S}$ . Анализы проведены в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН.

В основу настоящей работы положены новые оригинальные данные, полученные для величин изотопной аномалии серы  $\Delta^{36}\text{S}$  в сульфидной сере из рудопоявлений Лекса и Иркутского блока. Ранее в наших работах [8, 9] уже был засвидетельствован факт наличия изотопной аномалии серы в сульфидах из этих объектов — это отличные от нуля значения  $\Delta^{33}\text{S}$ . Однако сам по себе этот факт указывает лишь на генетическую связь сульфидной серы с серой фотолитического происхождения, но он не дает никаких оснований сделать выводы о схожести или различии тех процессов, что приводили к появлению сигнала о масс-независимом фракционировании изотопов серы в рассматриваемых здесь объектах и в других архей-

ских комплексах на разных континентах. Только располагая информацией о сопряженных с  $\Delta^{33}\text{S}$  величинами  $\Delta^{36}\text{S}$ , можно судить об однотипности процессов, приводящих к возникновению изотопных аномалий серы в разных архейских комплексах, что имеет важное значение для развития представлений о глобальности процессов масс-независимого фракционирования изотопов серы в архейской атмосфере.

В табл. 1 приведены новые данные по изотопному составу серы в сульфидах из пород и руд исследуемых объектов. Значения  $\Delta^{36}\text{S}$  были измерены в тех образцах сульфидов, в которых магнитуда изотопных аномалий серы  $\Delta^{33}\text{S}$  более  $1\%$ .

Значительная часть сульфидов имеет отличные от нуля значения  $\Delta^{33}\text{S}$  — это является собой убедительное свидетельство наличия изотопной аномалии серы-33 в рассматриваемых архейских комплексах Карельского и Сибирского кратонов (рис. 1).

Значения  $\Delta^{33}\text{S}$  варьируют от  $-0.27\%$  до  $+2.64\%$  в образцах Лекса и от  $-1.49\%$  до  $+3.50\%$  в образцах Иркутского блока. Присутствие изотопно-аномальной серы говорит о том, что сера прошла через атмосферный фотохимический цикл (т.е. вовлечение вулканогенной серы в атмосферные окислительно-восстановительные процессы, инициируемые ультрафиолетом, и вывод соединений серы с атмосферными осадками к земной поверхности) прежде, чем быть захороненной в сульфидной форме в породах. Это утверждение основано на недавно полученных экспериментальных фактах, демонстрирующих, что источник изотопных аномалий серы с архейскими характеристиками ассоциируется с фотохимическими реакциями, протекающими в бескислородной атмосфере под воздействием ультрафиолетового излучения на диоксид серы [10]. Соответственно, сохранившиеся, по преимуществу, положительные значения изотопной аномалии серы в породах указывают, что существенным компонентом в рудообразовании была фотолитическая элементарная сера — продукт фотолиза  $\text{SO}_2$ . Кроме того, в формировании сульфидных отложений так же принимала участие сульфатная сера фотохимического происхождения, о чем свидетельствует присутствие отрицательных аномалий серы.

Как показывают наши исследования, магнитуда  $\Delta^{33}\text{S}$ , зафиксированная в сульфидах из образцов Карельского и Сибирского кратонов, хорошо соотносится с опубликованными данными  $\Delta^{33}\text{S}$  для мезоархейских (3.2–2.8 млрд лет) образцов из Австралии и Африки [11, 12]. Это означает, что уже в мезоархее фотохимический цикл серы установился на обширной территории.

**Таблица 1.** Изотопный состав серы в сульфидных проявлениях Лекса (Карельский кратон) и в породах Иркутского блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона

Образец	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	$\Delta^{33}\text{S}$ (‰)	$\Delta^{36}\text{S}$ (‰)
<i>Иркутский блок</i>				
Скв. № 7, X1/12 Переслаивание кварцитов с гранат-биотитовыми кварцитогнейсами с вкрапленностью сульфидов	Po	4.0	2.01	-2.12
		4.0	1.93	-1.90
		4.0	1.98	-1.86
		3.8	1.95	-2.01
		3.9	1.98	-2.06
Скв. № 7, X1/28 Гнейс гиперстеновый с вкрапленностью сульфидов	Po	4.9	2.21	-3.01
		5.0	2.23	-3.03
		5.0	1.95	-2.27
		5.2	2.12	-2.78
Скв. № 11, X11/3 Плаггиогнейс дупироксеновый с вкрапленной сульфидной минерализацией	Py	3.4	3.43	-2.44
		3.6	3.43	-2.38
		3.4	3.44	-2.51
		3.2	3.31	-2.53
		3.2	3.16	-2.55
Скв. № 12, 90-88 Пирротиновые породы в биотит-кордиритовом плаггиогнейсе	Py	2.9	-1.51	1.25
		2.9	-1.52	1.51
		2.8	-1.51	1.29
		2.8	-1.53	1.12
		2.8	-1.54	1.51
<i>Лекса</i>				
С1-75 Идиоморфный массивный пирит	Py	3.7	1.76	-1.3
		2.8	1.57	-2.0
		3.8	1.93	-2.4
		3.8	1.85	-2.5
С1-75 Идиоморфный пирит	Py	6.1	1.95	
		6.3	2.20	
		5.2	1.55	
		4.6	1.55	
		5.3	1.93	
		5.2	1.96	
		5.1	1.85	
		7.0	2.64	
		5.7	2.06	
5.9	2.02			
С1-75 Конкреция однородная пиритовая	Py	-9.5	0.13	
		-9.8	0.22	
		-10.2	0.11	
С1-75 Конкреция однородная пирит-марказитовая, мелкая	Py	-6.6	-0.27	
С1-75 Конкреция слоистая пирит-марказитовая	Mgs	27.5	0.44	
		24.5	0.33	
		15.4	-0.01	

Образец	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	$\Delta^{33}\text{S}$ (‰)	$\Delta^{36}\text{S}$ (‰)
C1-50.7 Густовкрапленные сульфиды	Py	-1.3	0.03	
		-0.1	-0.04	
		-0.9	-0.02	
		-1.2	0.03	
		5.4	0.04	
C1-54.6 Параллельно-слоистая массивная руда	Py	13.4	0.02	
		13.9	0.34	
		13.5	-0.02	
C1-54.6 Тонкая пиритовая жила	Py	-3.2	0.00	
		-2.9	-0.05	
C1-63 Массивный пирит	Py	-1.0	0.00	
Le3-56 Ксеноморфная линза	Py	13.8	1.48	
		12.6	1.28	
Le3-56 Ксеноморфные кристаллы	Py	7.6	0.25	
		11.5	0.4	
		11.6	0.28	
		10.2	0.28	
Le3-56 Агрегаты небольших кристаллов	Py	12.1	0.32	
		12.0	0.35	
Le3-56 Рассеянные микрокристаллы	Py	13.8	0.12	
		10.3	0.41	
		16.9	0.67	
		12.2	0.42	
Le3-56 Изометрическое зональное срастание кристаллов, образующих сферические формы	Py	5.7	0.17	
		8.5	0.23	
		10.6	0.48	
		10.1	0.49	
		11.9	0.45	
Le3-56 Идиоморфный пирит	Py	5.4	0.10	

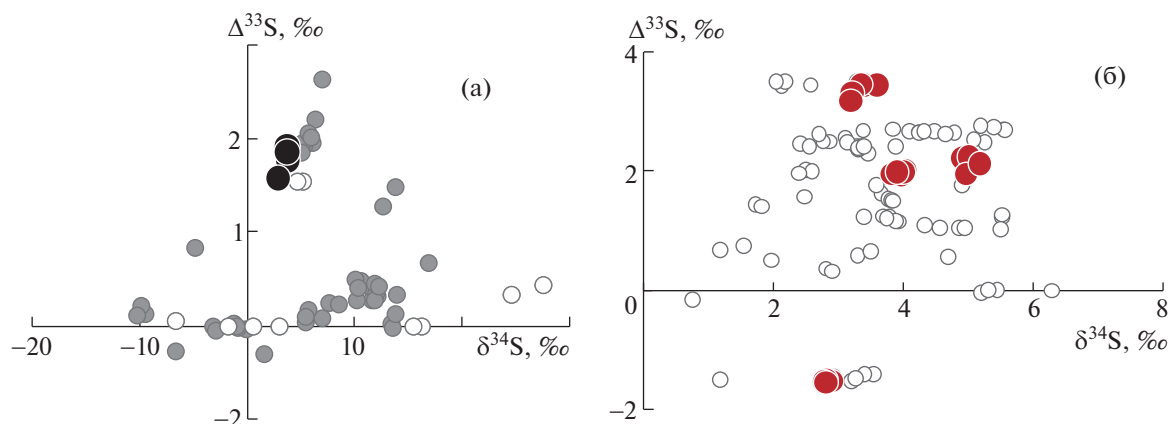
Примечание. Po – пирротин, Py – пирит, Mgs – марказит.

Однако наиболее ценная информация об этих процессах была получена из установления характера корреляционной связи между изотопными аномалиями серы  $\Delta^{36}\text{S}-\Delta^{33}\text{S}$ , так как она напрямую отражает условия фотохимической трансформации серы в архейской атмосфере.

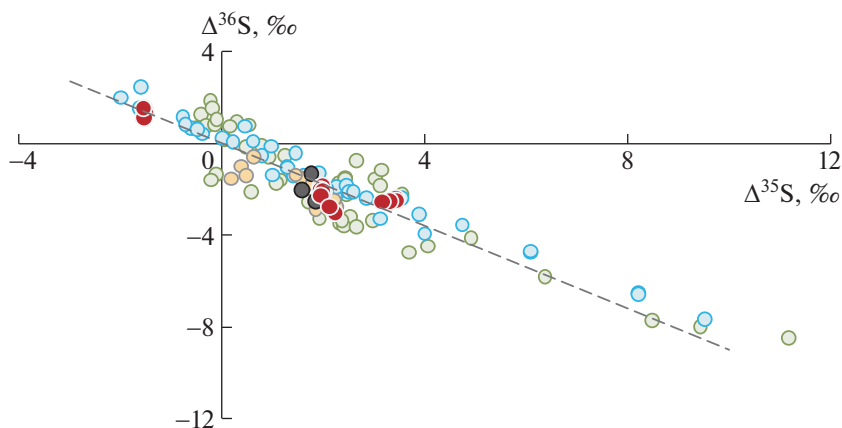
На рис. 2 приведены данные величины  $\Delta^{36}\text{S}$  относительно  $\Delta^{33}\text{S}$  для сульфидной серы из рудопроявлений Лекса ( $-1.3\text{‰} \leq \Delta^{36}\text{S} \leq -2.5\text{‰}$ ) и Иркутского блока ( $-3.0\text{‰} \leq \Delta^{36}\text{S} \leq +1.5\text{‰}$ ) в сравнении с другими архейскими образцами. Наши данные аппроксимируются прямой линией с наклоном  $\Delta^{36}\text{S}/\Delta^{33}\text{S} \approx -0.9$ . Это полностью совпадает с архейским трендом, который характери-

зует корреляционную зависимость между  $\Delta^{36}\text{S}$  и  $\Delta^{33}\text{S}$  для большинства неоархейских (2.8–2.5 млрд лет) [13, 14], мезоархейских (3.2–2.8 млрд лет) [11, 12] и палеоархейских (3.6–3.2 млрд лет) [15] образцов.

Из того факта, что отношение изотопных аномалий  $\Delta^{36}\text{S}/\Delta^{33}\text{S}$  в исследованных нами сульфидных Карельского и Сибирского кратонов практически идентично таковому в сульфидных архейских комплексах Канады, Южной Африки и западной Австралии неизбежно следуют следующие выводы. Процессы фотохимической трансформации серы, фиксируемые в древних породах, были развиты в планетарном масштабе. Наличие



**Рис. 1.** Данные по изотопным аномалиям серы  $\Delta^{33}\text{S}$  относительно изотопного состава  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах из образцов рудопоявлений Лекса Карельского кратона (а) и Иркутского блока Шарьжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона (б). Красным и черным цветом выделены те данные, для которых в табл. 1 приведены значения величин  $\Delta^{36}\text{S}$ . Круги белого цвета – данные из предыдущих работ [8, 9].



**Рис. 2.** Соотношение между изотопными аномалиями серы  $\Delta^{36}\text{S}$  и  $\Delta^{33}\text{S}$  в сульфидной сере из архейских комплексов Карельского кратона (черные круги) и Сибирского кратона (красные круги). Для сравнения приведены изотопные данные в других архейских комплексах древнейших щитов мира на территории Африки, Австралии и Канады [11–15] (круги зеленого, синего и оранжевого цвета соответственно). Штрихпунктирная линия представляет архейский тренд  $\Delta^{36}\text{S} \approx -1.0 \Delta^{33}\text{S}$  [3].

общих закономерностей поведения изотопных аномалий  $\Delta^{36}\text{S}$  и  $\Delta^{33}\text{S}$  в различных архейских комплексах служит убедительным доказательством постоянства процессов и механизмов, обуславливающих масс-независимое разделение изотопов серы, как во времени, так и в пространстве. На разделение изотопов серы, как уже было показано в экспериментах по фотолизу  $\text{SO}_2$  [10], главное влияние оказывают такие факторы, как спектральный состав и интенсивность ультрафиолетового излучения. Если учесть, что эти факторы, в свою очередь, связаны с солнечным излучением, то надо полагать, что интенсивное ультрафиолетовое излучение Солнца в архее [16] играло в

процессах разделения изотопов серы при фотолизу  $\text{SO}_2$  системообразующую роль.

Таким образом, проведенные нами исследования изотопных характеристик сульфидной серы из архейских пород Фенноскандинавского щита и Сибирской платформы в совокупности с имеющимися изотопными данными для сульфидных образований в древних породах Африки, Австралии и Канады не оставляют сомнений в том, что процесс фотохимического круговорота серы в архейскую эру – это явление планетарного значения. Возникновение осадочных сульфидных образований в архее во многом обязано активному влиянию фотохимических процессов на трансформацию серы в ее общем геохимическом кру-

говороте в течение всей первой половины геологической истории Земли.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00076, <https://rscf.ru/project/21-17-00076/>.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Farquhar J., Savarino J., Jackson T.L., et al. // *Nature*. 2000. V. 404. P. 50–52.
2. Ono S. // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2017. V. 45. P. 301–329.
3. Johnston D.T. // *Earth-Science Rev.* 2011. V. 106. P. 161–183.
4. Кулешевич Л.В. *Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита / Петрозаводск: Изд-во “КарНЦ РАН”. 1992. 266 с.*
5. Левицкий В.И. *Петрология и геохимия метасомато-за при формировании континентальной коры / Новосибирск: Академ. изд-во «Гео». 2005. 343 с.*
6. Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskiy S.Y., et al. // *Chem. Geol.* 2018. V. 493. P. 316–326.
7. Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Yakovenko V.V., et al. // *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 2019. V. 33. P. 1722–1729.
8. Высоцкий С.В., Ханчук А.И., Кулешевич Л.В. и др. // *ДАН.* 2019. Т. 485. № 5. С. 65–69.
9. Высоцкий С.В., Игнатъев А.В., Левицкий В.И. и др. // *Геология и геофизика.* 2019. Т. 60. № 8. С. 1091–1107.
10. Веливецкая Т.А., Игнатъев А.В., Яковенко В.В. // *Геохимия.* 2020. Т. 65. № 11. С. 1080–1091.
11. Montinaro A., Strauss H., Mason P.R.D., et al. // *Precambrian Res.* 2015. V. 267. P. 311–322.
12. Ono S., Beukes N.J., Rumble D., et al. // *S. Afr. J. Geol.* 2006. V. 109. P. 97–108.
13. Kaufman A.J., Johnston D.T., Farquhar J., et al. // *Science.* 2007. V. 317. № 5846. P. 1900–1903.
14. Ono S., Beukes N.J., Rumble D. // *Precambrian Research.* 2009. V. 169. № 1–4. P. 48–57.
15. Thomassot E., O’Neil J., Francis D., et al. // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2015. V. 112. P. 707–712.
16. Ribas I., Porto De Mello G.F., Ferreira L.D., et al. // *Astrophys. J.* 2010. V. 714. P. 384–395.

## DISTRIBUTION OF SULFUR ISOTOPE ANOMALIES IN THE ARCHEAN (ON THE EXAMPLE OF THE KARELIAN AND SIBERIAN CRATONS)

T. A. Velivetskaya<sup>a, #</sup>, S. V. Vysotskii<sup>a</sup>, Academician of the RAS A. I. Khanchuk<sup>a</sup>,  
A. V. Ignatiev<sup>a</sup>, and L. V. Kuleshevich<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Far East Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

<sup>#</sup> E-mail: velivetskaya@mail.ru

The sulfur isotope anomalies  $\Delta^{33}\text{S}$  and  $\Delta^{36}\text{S}$  known today in ancient rocks exhibit common geochemical patterns of behavior, which is reflected in the existence of a correlation expressed as  $\Delta^{36}\text{S} \approx -\Delta^{33}\text{S}$  for sulfides from Archean formations of Australia, Africa, and America. In this work, we have traced the scale of the development of this phenomenon. In view of this we have studied the pattern of sulfur isotope fractionation in sulfides from the rocks of the Irkut block of the Sharyzhgai uplift of the basement of the Siberian craton, as well as the Lexa ore occurrences localized in the Karelian province. It has been established that objects of our research archived  $\Delta^{33}\text{S}$  and  $\Delta^{36}\text{S}$  isotope anomalies. This leads to the conclusion that the geochemical processes responsible for the generation of sulfur isotopic anomalies are much more widespread than was assumed until now and allows us to recognize them as a phenomenon of planetary significance. The fact that relationship between  $\Delta^{36}\text{S} \approx -1.0 \Delta^{33}\text{S}$  isotope anomalies demonstrates the same characteristics as in other Archean rocks of the most ancient world shields indicates the development of similar conditions and mechanisms for fractionation of sulfur isotopes at the stages of its transformation in an atmospheric photochemical cycle.

**Keywords:** sulfur isotope anomalies, Archean, Siberian craton, Karelian craton

УДК 550.41

## ОЦЕНКА РОЛИ КАРБОНАТ-БИКАРБОНАТНЫХ ФЛЮИДОВ В ТРАНСПОРТЕ И ОСАЖДЕНИИ РЗЭ В ПРОЦЕССЕ РУДООБРАЗОВАНИЯ (ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)

© 2022 г. Г. П. Широнова<sup>1,\*</sup>, И. Р. Прокопьев<sup>1,2</sup>

Представлено академиком РАН Н.В. Соболевым 12.08.2021 г.

Поступило 12.08.2021 г.

После доработки 01.10.2021 г.

Принято к публикации 06.10.2021 г.

Выполнены термодинамические расчеты по воздействию на монацит + кальцит карбонат-бикарбонатных охлаждающихся от 500 до 100°C флюидов с одновременным понижением давления от 2000 до 125 бар. Показано, что карбонат-бикарбонатные комплексы РЗЭ приобретают значение только при пониженных температурах. При этом общая концентрация лантаноидов во флюиде оказывается довольно низкой. Это свидетельствует о том, что в присутствии даже незначительных количеств фтора и кальция в гидротермальной системе карбонат-бикарбонатные флюиды не приводят к выносу РЗЭ, а способствуют их накоплению в виде осаждающихся фторокарбонатов. Таким образом, впервые для широкого ряда *TR*-параметров и всего ряда лантаноидов проведена оценка роли карбонат-бикарбонатных гидротермальных флюидов в транспорте и отложении редкоземельных элементов.

*Ключевые слова:* лантаноиды, карбонат-бикарбонатные комплексы, монацит, ксенотим, бастнезит, паризит, термодинамическое моделирование

DOI: 10.31857/S2686739722010078

Авторы обзора по карбонатитовым месторождениям редкоземельных элементов (РЗЭ) [1] приходят к выводу, что обогащение, миграция и осаждение РЗЭ в основном происходят во флюидах, богатых CO<sub>2</sub>, при средних и высоких температурах, хотя предпосылкой для обеспечения достаточного количества РЗЭ на ранней стадии эволюции флюидов является жидкостная несмесимость между карбонатитовыми расплавами и гидротермальными флюидами. Широкое распространение CO<sub>2</sub> [2, 3] и бикарбонатных флюидов (вплоть до образования дочерних включений нахколита NaHCO<sub>3</sub> [4] и троны Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> NaHCO<sub>3</sub> H<sub>2</sub>O [5] на карбонатитовых месторождениях заставляют обратить внимание на роль карбонат-бикарбонатных комплексов в транспорте редкоземельных элементов (РЗЭ) при формировании их месторождений.

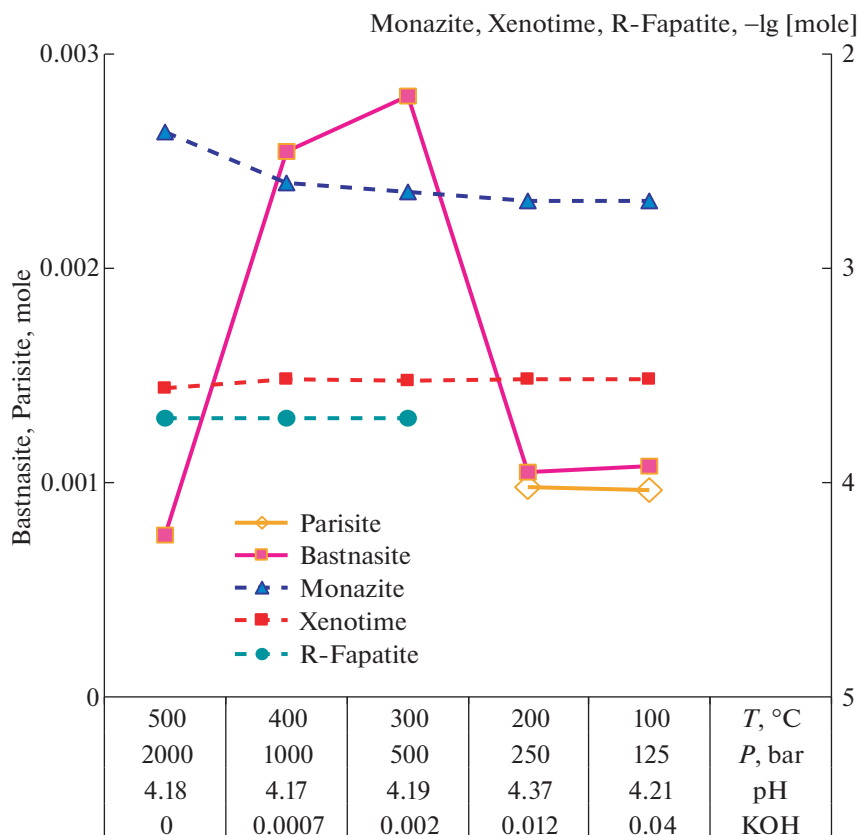
Экспериментально были изучены карбонат-бикарбонатные комплексы Y + РЗЭ только для нормальных условий в основополагающих работах [6, 7]. Для повышенных температур их устойчивость была предсказана методом экстраполяции [8]. В настоящей работе эти данные используются для оценки роли карбонат-бикарбонатных комплексов в транспорте и отложении РЗЭ при формировании их месторождений. С этой целью проведены термодинамические расчеты по составу равновесных минеральных ассоциаций и сосуществующих флюидов при воздействии на монацит + кальцит слабокислого и близнеутрального щелочного флюидов, охлаждающихся от 500 до 100°C при одновременно снижающемся давлении от 2000 до 125 бар. Из твердых фаз в исходный состав системы вводилось  $5.37 \times 10^{-3}$  моль модельного монацита, содержащего РЗЭ в соотношении (моли соответствующих фосфатов): La –  $1.3 \times 10^{-3}$ , Ce –  $2.4 \times 10^{-3}$ , Pr –  $2.7 \times 10^{-4}$ , Nd –  $8.3 \times 10^{-4}$ , Sm –  $1.17 \times 10^{-4}$ , Eu –  $4.7 \times 10^{-6}$ , Gd –  $9 \times 10^{-5}$ , Tb –  $9.17 \times 10^{-6}$ , Dy –  $3.8 \times 10^{-5}$ , Ho –  $5.2 \times 10^{-8}$ , Er –  $9.5 \times 10^{-6}$ , Yb –  $2.7 \times 10^{-6}$ , Lu –  $2 \times 10^{-7}$ , Y –  $2.4 \times 10^{-4}$  и 0.001 моль CaCO<sub>3</sub>. В качестве возможных равновесных твердых фаз РЗЭ-содержащие минералы в расчетах рассматриваются как идеальные твердые растворы: монацит (LnPO<sub>4</sub>, где Ln – La, Ce, Pr,

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

\*E-mail: shiron@igm.nsc.ru





**Рис. 1.** Соотношение твердых фаз в результате взаимодействия ассоциации монацит + кальцит с охлаждающимся слабокислым карбонатным флюидом. Исходный состав системы:  $0.001\text{mCaCO}_3 + 5\text{E}-3\text{m monazite} + 4\text{mH}_2\text{CO}_3 + \text{E}-4\text{mHCl} + 3\text{E}-3\text{mHF} + \text{mKOH}$ .

Nd, Sm, Eu, Gd); PЗЭ-флюорит ( $\text{CaF}_2 - (\text{Ln}, \text{Y})\text{F}_3$ ) и PЗЭ-фторапатит ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F} - (\text{Ln}, \text{Y})_3(\text{PO}_4)_3$ ), где Ln весь ряд от La до Lu, а также ксенотим  $(\text{Y}, \text{Ln})\text{PO}_4$ , где Ln – Tb, Dy, Er, Yb, Lu. Из-за отсутствия данных по конечным миналам во фторокарбонатах PЗЭ бастнезит и паризит приняты как минералы постоянного состава  $\text{Ce}_{0.5}\text{La}_{0.25}\text{Nd}_{0.2}\text{Pr}_{0.05}\text{CO}_3\text{F}$  и  $\text{CaCe}_{0.95}\text{La}_{0.6}\text{Nd}_{0.35}\text{Pr}_{0.1}(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$  соответственно [9]. Термодинамические данные для фосфатов PЗЭ заимствованы из [10]. Расчеты проведены для слабокислых и близнейтральных – слабощелочных флюидов с применением программного комплекса HCh [11] в комплексе с базой термодинамических данных UNITHERM, дополненной недостающими термодинамическими данными из работы [10]. Данные для кальцита, флюорита и фторапатита заимствованы из [12], для базовых ионов и комплексных частиц макросистемы – из термодинамической базы данных SUPCRT [13], а для HCl взяты из публикации [14].

В случае слабокислого флюида в исходный состав его входило  $4\text{mH}_2\text{CO}_3 + \text{E}-4\text{mHCl} + 3\text{E}-3\text{mHF} + \text{mKOH}$  (здесь и далее m означает моль/кг

$\text{H}_2\text{O}$ ), KOH вводился для создания определенного pH примерно равным 4.2 (см. подписи к оси абсцисс на рис. 1). Соотношение равновесных твердых фаз после воздействия на монацит + кальцит слабокислого карбонатного раствора в условиях охлаждающегося гидротермального флюида приведено на рис. 1.

Во всем температурном интервале новообразованными оказываются бастнезит (привязан к левой оси ординат, количество приведено в молях) и ксенотим (правая ось ординат, где его количество приведено в логарифмических единицах).

В интервале  $500-300^\circ\text{C}$  образуется редкоземельный фторапатит (R-фторапатит – правая ось ординат), который с понижением температуры замещается паризитом (левая ось ординат). Ввиду низкого содержания фтора во флюиде и исходно малого количества введенного кальция предсмотренная возможность образования редкоземельного флюорита не реализуется. За оба эти компонента идет конкуренция между редкоземельным фторапатитом и паризитом. Количество монацита исходно взято с избытком, поэтому он остается не израсходованным и присутствует в

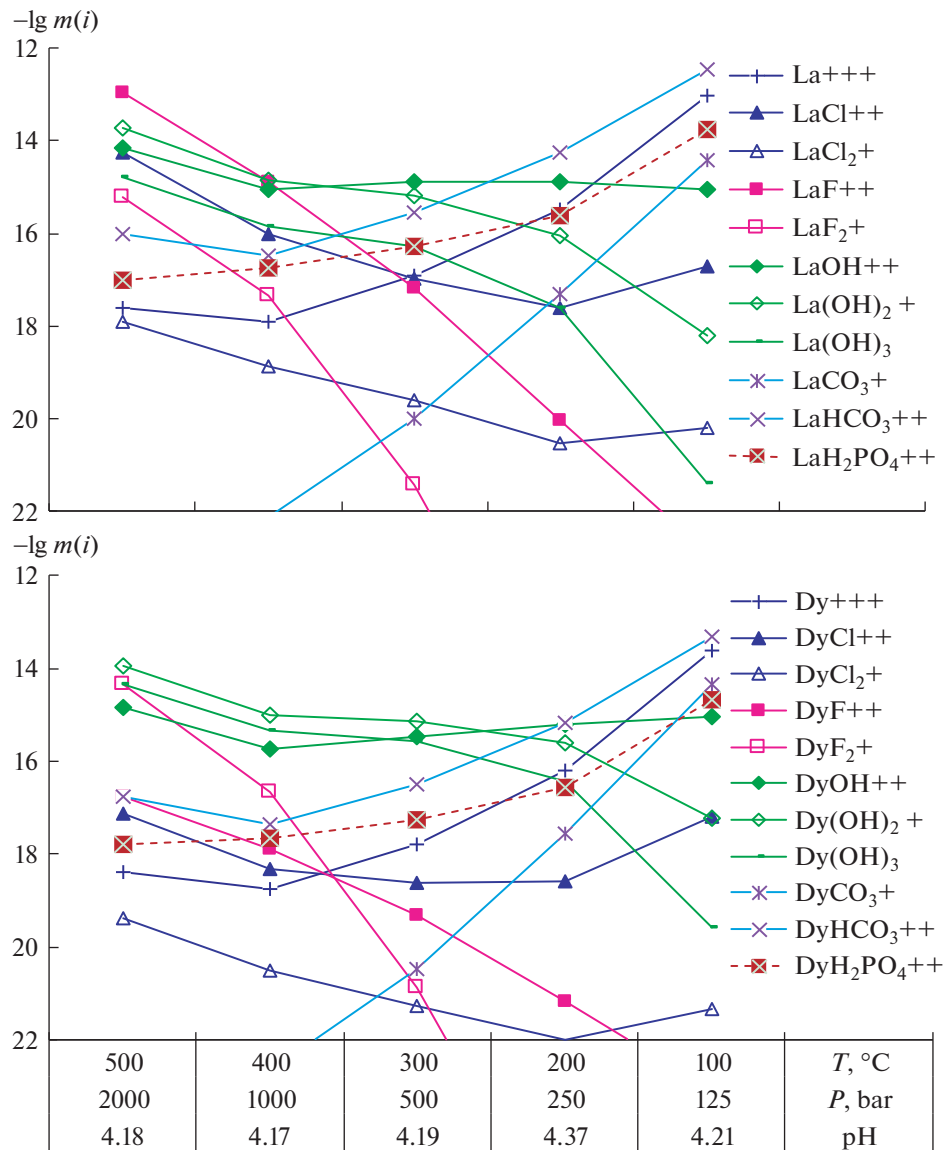
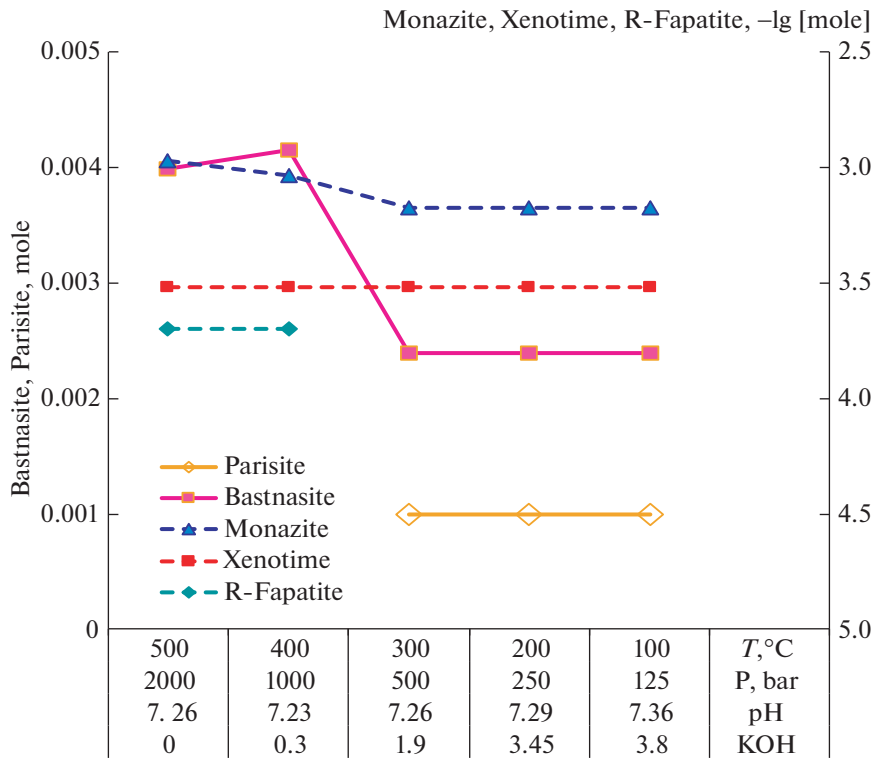


Рис. 2. Распределение по формам лантана и диспрозия в слабокислом карбонатном флюиде (см. рис. 1).

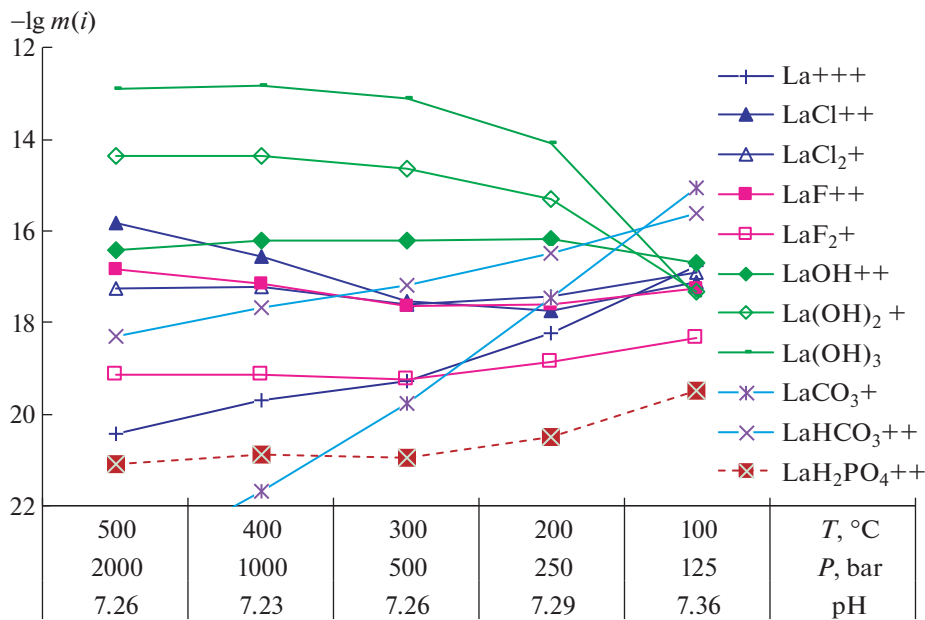
равновесной ассоциации во всем интервале исследованных параметров флюида. Оговоримся, что низкие концентрации хлорид- и фторид-ионов во флюиде приняты во избежание превалирования их РЗЭ-комплексов и подавления образования карбонат-бикарбонатных комплексов РЗЭ.

На рис. 2 в качестве примера показано распределение представителя легких лантана и тяжелых РЗЭ – диспрозия по их формам в слабокислом флюиде. Хорошо видно, что в случае La, несмотря на принятую низкую концентрацию HF при 500°C, первый его фторокомплекс  $\text{LaF}^{+2}$  оказывается ведущим, при 400°C к нему присоединяется второй гидроксокомплекс  $\text{La}(\text{OH})_2^+$ , а к 300°C они оба уступают место первому гидроксоком-

плексу  $\text{LaOH}^{+2}$ . Только при 200–100°C на первое место выходит бикарбонатный комплекс лантана  $\text{LaHCO}_3^{+2}$ . Обратим внимание на то, что в целом общая концентрация лантана максимальная при 500 и 100°C не превышает  $10^{-12}$  молей, при средних температурах опускаясь до  $10^{-15}$  молей. Что касается диспрозия, то в высокотемпературной области вплоть до 300°C на первое место выходит второй гидроксокомплекс  $\text{Ln}(\text{OH})_2^+$ , а на втором месте оказывается второй фторокомплекс  $\text{DyF}_2^+$ , но только при 500°C. Бикарбонатный комплекс диспрозия  $\text{DyHCO}_3^{+2}$  также как и для лантана становится преобладающим только при 200–100°C. Аналогичная картина наблюдается и для осталь-



**Рис. 3.** Соотношение твердых фаз после взаимодействия ассоциации монацит + кальцит с охлаждающимся слабощелочным раствором бикарбоната натрия. Исходный состав системы:  $0.001\text{mCaCO}_3 + 5\text{E}-3\text{m monazite} + 4\text{mNaHCO}_3 + 3.8\text{mHCl} + 5\text{E}-3\text{mHF} + \text{mKOH}$ .



**Рис. 4.** Распределение по формам лантана в слабощелочном—близнеитральном флюиде бикарбоната натрия (см. рис. 3).

ных РЗЭ с той лишь разницей, что и при  $100^\circ\text{C}$  с возрастанием номера лантаноида наблюдается общее понижение их концентрации до  $10^{-14}$ – $10^{-15}$  моля, несмотря на то, что при  $100^\circ\text{C}$  к бикар-

бонатным их комплексам присоединяется частица  $\text{Ln}^{+3}$ . Таким образом, в слабощелочных условиях карбонатные растворы несут низкие концентрации РЗЭ и не способствуют их выносу в процессе

рудообразования благодаря осаждению их фторокарбонатных минералов бастнезита и паризита.

При расчетах в близнеитральных–слабощелочных условиях в исходный состав раствора введено  $4m\text{NaHCO}_3 + 3.8m\text{HCl} + 5E-3m\text{HF} + m\text{KOH}$ , количество щелочи менялось для создания определенного pH примерно равным 7.3 (показано в подписях к оси абсцисс рис. 3). На рис. 3 приведено соотношение равновесных твердых фаз в варианте слабощелочного флюида, воздействовавшего также на исходную ассоциацию монацита с кальцитом. Сплошными линиями показано количество молей новообразованных бастнезита и паризита (левая ось ординат). Пунктирными линиями обозначены логарифмы количеств ( $\lg$  [моль], правая ось ординат) остаточного монацита и новообразованных ксенотима и фторапатита.

В целом равновесная ассоциация остается аналогичной наблюдавшейся при воздействии слабокислого флюида. По-прежнему во всем исследованном интервале параметров наблюдаются образование бастнезита и ксенотима и конкуренция за кальций и фтор между редкоземельным фторапатитом и паризитом. РЗЭ-фторапатит оказывается устойчивым в высокотемпературной области, а при понижении температуры уступает место фторокарбонату – паризиту. Отличие заключается лишь в том, что в слабощелочных условиях область устойчивости РЗЭ-фторапатита сокращается до 500–400°C, а паризит появляется на 100°C раньше в интервале 300–100°C.

На рис. 4 для примера показано распределение лантана по формам в равновесном флюиде. Как и следовало ожидать, в слабощелочных условиях в широкой области параметров системы (от 500 до 200°C) ведущими оказываются третий и второй гидроксокомплексы  $\text{La}(\text{OH})_3^0 > \text{La}(\text{OH})_2^+$ . Отметим, что четвертый гидроксокомплекс  $\text{La}(\text{OH})_4^-$  нами исключен из числа возможных, так как при экспериментальном исследовании устойчивости гидроксокомплексов РЗЭ в работе [15] этот комплекс не обнаружен. К 100°C концентрация гидроксокомплексов значительно понижается, и на первое место выходит сначала карбонатный комплекс  $\text{LaCO}_3^+$  и следом за ним идет бикарбонатный комплекс  $\text{LaHCO}_3^{+2}$ . Для остальных лантаноидов с возрастанием их номера начиная с самария всю область температур от 500 до 200°C занимают все три гидроксокомплекса в порядке  $\text{La}(\text{OH})_3^0 > \text{La}(\text{OH})_2^+ > \text{La}(\text{OH})^{+2}$ . Следует отметить, что если в слабокислых условиях ведущим был бикарбонатный комплекс и концентрация его при 100°C приближалась к  $10^{-12}$  моль, то при тех же 100°C, где карбонат-бикарбонатные комплексы преобладают, общая концентрация их достигает лишь  $10^{-15}$  моль. Это, по-видимому, обусловлено

повышенным образованием паризита в близнеитральных условиях (максимально возможным из-за ограничения по кальцию – 0.001 моль). Увеличение при расчетах исходной концентрации  $\text{NaHCO}_3$  до 6 молей приводит при 100°C к образованию в равновесной ассоциации нахколита, в соответствии с данными работы [16], но это не сопровождается повышением концентрации карбонат-бикарбонатных комплексов РЗЭ.

Таким образом, проведенное исследование воздействия на монацит в ассоциации с кальцитом карбонат-бикарбонатных флюидов в широком диапазоне *TP*-параметров показало, что карбонат-бикарбонатные комплексы РЗЭ приобретают значение только при пониженных температурах. При этом общая концентрация лантаноидов во флюиде оказывается довольно низкой. Это свидетельствует о том, что в присутствии даже незначительных количеств фтора и кальция в гидротермальной системе карбонат-бикарбонатные флюиды не приводят к выносу РЗЭ, а способствуют их накоплению в виде осаждающихся фторокарбонатов, в нашем случае – бастнезита и паризита. Следует особо отметить тот факт, что наши оценки роли карбонат-бикарбонатных флюидов являются приблизительными из-за не учета возможной гетерогенности карбонатных флюидов в области повышенных *TP*-параметров, а также из-за отсутствия экспериментальных данных по определению констант устойчивости карбонатных комплексов РЗЭ. Для уточнения сделанных выводов требуется настоятельная необходимость их определения особенно в области повышенных температур.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне благодарны рецензенту за ценные замечания, что позволило улучшить качество работы.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (0330-2016-0002). Численные эксперименты в щелочных системах проведены за счет средств гранта РФФИ 19-77-10004.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Wang Zhen-Yu, Fan Hong-Rui, Zhou L., Yang Kui-Feng, She H.-Dong. Carbonatite-Related REE Deposits: An Overview // Minerals. 2020. 10. 965. <https://doi.org/10.3390/min10110965>
2. Chen J., Yang R.-D., Du L.-J., Gao J.-B., Zheng L.-L., Huang Z.-L. Multistage Fluid Sources and Evolution of Qinglong Sb-(Au) Deposit in Northern Margin of Youjiang Basin, SW China: REE Geochemistry and Sr-H-O Isotopes of Ore-related Jasperoid, Quartz and Fluorite // Ore Geology Reviews. 2020. V. 127. 103851.

3. Yuan H.-X., Ni P., Chen H., Lv Z.-Ch., Yu X.-F., Bao T., Wang G.-G., Hu R.-H., Du J.-W. Geology, Fluid Inclusion and H-O-S-Pb Isotope Constraint on the Genesis of the Changxing Gold Deposit, Fujian, South China // *Ore Geology Reviews*. V. 129. 103887.
4. Vasyukova O.V., Williams-Jones A.E. Direct Measurement of Metal Concentrations in Fluid Inclusions, a Tale of Hydrothermal Alteration and REE Ore Formation from Strange Lake, Canada // *ChGeol*. 2018. V. 483. P. 385–396.
5. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Zhumadilova D.V., Starikova A.E., Nugumanova Ya.N., Vladykin N.V. Petrogenesis of Zr–Nb (REE) Carbonatites from the Arbarastakh Complex (Aldan Shield, Russia): Mineralogy and Inclusion Data // *Ore Geology Reviews*. 2021. V. 131. 104042.
6. Liu X.W., Byrne R.H. Comprehensive Investigation of Yttrium and Rare Earth Element Complexation by Carbonate Ions Using ICP Mass Spectrometry // *J. Solution Chem*. 1998. V. 27. P. 803–815.
7. Luo Y.R., Byrne R.H. Carbonate Complexation of Yttrium and the Rare Earth Elements in Natural Waters // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2004. V. 68. P. 691–699.
8. Haas J., Shock E.L., Sassani D. Rare Earth Elements in Hydrothermal Systems: Estimates of Standard Partial Molal Thermodynamic Properties of Aqueous Complexes of the Rare Earth Elements at High Temperature and Pressure // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. P. 4329–4350.
9. Gysi A.P., Williams-Jones A.E. The Thermodynamic Properties of Bastnasite-(Ce) and Parisite-(Ce) // *Chemical Geology*. 2015. V. 21. P. 87–101.
10. Migdisov A., Williams-Jones A.E., Brugger J., Caporuscio F.A. Hydrothermal Transport, Deposition, and Fractionation of the REE: Experimental Data and Thermodynamic Calculations // *Chemical Geology*. 2016. V. 439. P. 13–42.
11. Shvarov Yu.V. HCh: New Potentialities for the Thermodynamic Simulation of Geochemical Systems Offered by Windows // *Geochemistry International*. 2008. V. 46. № 8. P. 834–839.
12. Robie R.A., Hemingway B.S. Thermodynamic Properties of Minerals and Related Substances at 298.15 K and 1 Bar (105 Pascals) Pressure and at Higher Temperatures // *U.S. Geological Survey Bulletin*. 1995. V. 2131. P. 461.
13. Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C. SUPCRT92: A Software Package for Calculating the Standard Molal Thermodynamic Properties of Minerals, Gases, Aqueous Species, and Reactions from 1 to 5000 Bar and 0 to 1000°C // *Computer Geoscientist*. 1992. V. 18. P. 899–947.
14. Tagirov B.R., Zotov A., Akinfiyev N. Experimental Study of Dissociation of HCl from 350 to 500°C and from 500 to 2500 Bars: Thermodynamic Properties of HCl<sup>o</sup>(aq) // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. V. 61. P. 4267–4280.
15. Stepanchikova S.A., Biteikina R.P., Shironosova G.P., Kolonin G.R. An Experimental Study of Hydroxo Complex Formation in Basic and Near-neutral Solutions of Rare-earth Elements and Yttrium at 25°C // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. V. 55. P. 941–944.
16. Широносова Г.П., Борисенко А.С., Колонин Г.П. Термодинамическая оценка условий устойчивости нахколита // Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. Москва. 2015. С. 167–170.

## ASSESSMENT OF THE ROLE OF CARBONATE-BICARBONATE FLUIDS IN THE TRANSPORT AND DEPOSITION OF REE IN THE PROCESS OF ORE FORMATION (THERMODYNAMIC MODELING)

G. P. Shironosova<sup>a, #</sup> and I. R. Prokopyev<sup>a, b</sup>

<sup>a</sup> Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

<sup>b</sup> Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation

<sup>#</sup> E-mail: shiron@igm.nsc.ru

Presented by Academician of the RAS N.V. Sobolev August 12, 2021

Thermodynamic calculations on the impact on the monazite + calcite association of carbonate-bicarbonate fluids cooling from 500 to 100°C with a simultaneous decrease in pressure from 2000 to 125 bar have been performed. It has been shown that the carbonate-bicarbonate complexes of REE become important only at low temperatures. In this case, the total concentration of lanthanides in the fluid turns out to be rather low. This indicates that in the presence of even insignificant amounts of fluorine and calcium in the hydrothermal system, carbonate-bicarbonate fluids do not lead to the removal of REE, but contribute to their accumulation in the form of precipitating fluorocarbonates. Thus, the role of carbonate-bicarbonate hydrothermal fluids in the transport and deposition of rare earth elements has been assessed for the first time for a wide range of TP-parameters and for the entire series of lanthanides.

**Keywords:** lanthanides, carbonate-bicarbonate complexes, monazite, xenotime, bastnasite, parisite, thermodynamic modeling

УДК 56.016+569:551.763.1(517)

## СЛЕДЫ ЗУБОВ МЛЕКОПИТАЮЩИХ НА КОСТИ ЭУТРИКОНОДОНТА *GOBICONODON BORISSIAKI* (MAMMALIA, GOBICONODONTIDAE) ИЗ НИЖНЕГО МЕЛА МОНГОЛИИ

© 2022 г. Академик РАН А. В. Лопатин<sup>1</sup>, \*

Поступило 04.10.2021 г.

После доработки 05.10.2021 г.

Принято к публикации 06.10.2021 г.

Описаны следы зубов, сохранившиеся на фрагменте нижнечелюстной кости эутриконодонта *Gobiconodon borissiaeki* Trofimov, 1978 из раннемелового местонахождения Зун-Ховур в Северной Гоби (аймак Уверхангай, Монголия). Наиболее вероятно, что эти следы оставлены резцами мелких грызунов млекопитающих – мультитуберкулят. Это первая находка следов зубов меловых млекопитающих в Азии и древнейшее свидетельство падалеядения мультитуберкулят.

**Ключевые слова:** Multituberculata, следы зубов, погрызы, падалеядение, биоэрозия, *Gobiconodon*, нижний мел, Монголия

DOI: 10.31857/S2686739722010042

Следы питания как частный случай биоэрозии на остатках вымерших организмов являются прямыми свидетельствами трофических взаимодействий в палеоэкосистемах и поэтому представляют большой интерес для палеоэкологических исследований. Следы зубов мезозойских млекопитающих на костях динозавров и других позвоночных идентифицируются довольно редко; ранее они были описаны из верхнего мела США [1], Канады [2], Аргентины [3, 4], Румынии [5] и верхней юры Китая [6].

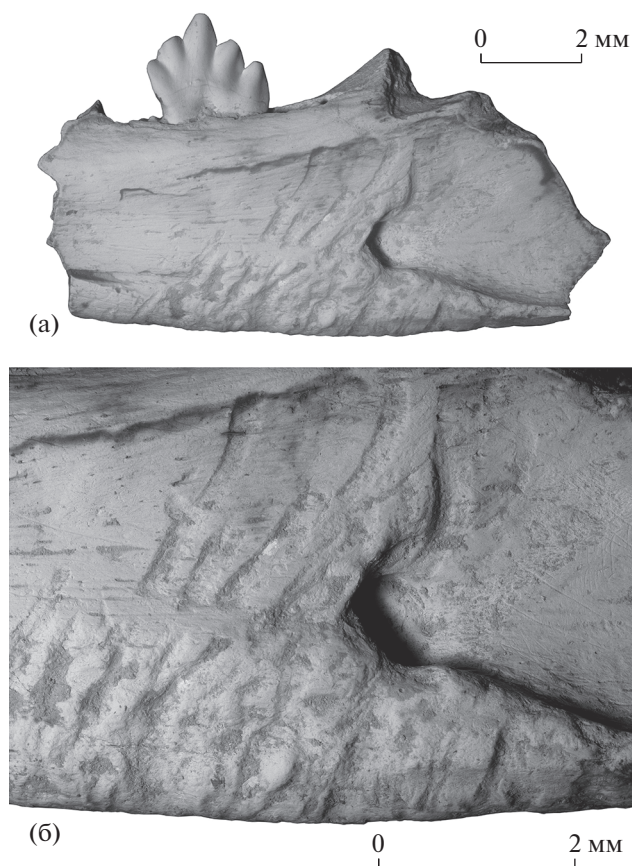
В настоящей статье описан несущий следы биоэрозии фрагмент нижнечелюстной кости эутриконодонта *Gobiconodon borissiaeki* Trofimov, 1978 из раннемелового местонахождения Зун-Ховур (Zuun-Höövör, Zun-Khovoog) в Гучинской впадине Северной Гоби (северный борт урочища Ховур, сомон Гучин-Ус, аймак Уверхангай, Монголия; 45°21'41" с.ш., 102°34'35" в.д.; апт–альб, хухтыкская свита; см. [7, 8]). *G. borissiaeki* – относительно крупное для раннего мела (размером приблизительно с современного обыкновенного ежа *Erinaceus europaeus* Linnaeus, 1758) плотоядное млекопитающее из семейства гобиконодонтид (Gobiconodontidae), вероятно, занимавшее место высшего хищника в сообществе млекопитающих ховурского комплекса позвоночных [9, 10].

Исследованный образец хранится в Палеонтологическом институте им. А.А. Борисяка РАН (ПИН), г. Москва (сборы Совместной российско-монгольской палеонтологической экспедиции, 2012 г.). Изображения получены с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega II ХМУ в ПИН.

Фрагмент правой нижнечелюстной кости *G. borissiaeki* (экз. ПИН, № 5593/1; рис. 1а) обломан впереди альвеол М<sub>3</sub>, содержит целый предпоследний моляриформный зуб М<sub>4</sub> и непрорезавшийся последний моляриформный зуб М<sub>5</sub> в открытой альвеоле. М<sub>4</sub> слабо стертый, имеет характерное триконодонтное строение – три главных бугорка (центральный бугорок а, передний бугорок b, задний бугорок с), лингвальный цингулид, два передних и один задний цингулидный бугорок. Бугорок а существенно выше остальных бугорков, бугорок с ниже бугорка b. Передние цингулидные бугорки имеют вид вертикальных гребней, в желобке между которыми помещался задний цингулидный бугорок предыдущего зуба, что обеспечивало межзубное сцепление, консолидирующее ряд моляриформных зубов. Сохранилась часть восходящей ветви с основанием вечноного отростка, глубокой массетерной впадиной, нижнечелюстным отверстием и мощным птеригоидным гребнем, ограничивающим вентрально довольно глубокую птеригоидную ямку. На уровне М<sub>3</sub> и передней части М<sub>4</sub> хорошо выражена меккелева борозда, особенно глубокая под М<sub>3</sub>. Размеры в мм: длина М<sub>4</sub> – 2.5, ширина М<sub>4</sub> – 1.2; высота горизон-

<sup>1</sup> Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: alop@paleo.ru



**Рис. 1.** *Gobiconodon borissiaki* Trofimov, 1978, экз. ПИН, № 5593/1, фрагмент правой нижнечелюстной кости с лингвальной стороны: а – общий вид; б – участки со следами зубов; местонахождение Зун-Ховур, Монголия; хухтыкская свита, нижний мел.

тальной ветви нижнечелюстной кости с лабиальной стороны под  $M_4 - 4.8$ .

Биоэрозийные следы на экз. ПИН, № 5593/1 представлены в виде многочисленных субпараллельных, субвертикально ориентированных (с дистальным наклоном), удлиненных бороздок на лингвальной стороне задней части горизонтальной ветви нижнечелюстной кости (рис. 1а). Бороздки концентрируются на двух участках: (1) непосредственно перед птеригоидной ямкой и (2) вблизи вентрального края кости, ниже уровня нижнечелюстного отверстия (рис. 1б). Эти поврежденные участки разделены узким промежутком нетронутой гладкой поверхности кости, соответствующим субгоризонтально ориентированному слабо возвышенному костному гребню, протягивающемуся вперед от основания птеригоидного гребня.

Перед птеригоидной ямкой, мезиальнее и дорсальнее нижнечелюстного отверстия располагаются шесть относительно широких (ширина около 0.25 мм) и длинных (длина наибольшей – 2.3 мм),

слегка изогнутых бороздок. Выемки сравнительно неглубокие, но четко очерченные, с рельефными краями, равномерно углублены на всем протяжении.

Вблизи вентрального края лингвальной стороны нижнечелюстной кости бороздки наиболее многочисленны и глубоки, они также переходят на вентральную поверхность и немного на лабиальную сторону кости. Эти бороздки сравнительно узкие (ширина около 0.15 мм, реже – 0.2 мм) и короткие, с углубленной осевой частью. Бороздки плотно локализованы, иногда соприкасаются или перекрываются, что в целом формирует характерный “изъеденный” рельеф поврежденного участка. Некоторые бороздки частично заполнены вмещающей породой.

Размеры и характер описанных следов биоэрозии позволяют исключить из числа ее агентов как насекомых, так и хищных рептилий и млекопитающих (см. [2, 6]). Следы питания такого типа могли быть оставлены только мелкими грызунами млекопитающими, которые обладали двумя парами прокумбентных резцов, способных к формированию параллельных удлиненных поверхностных выемок на твердых объектах, включая кости.

Субвертикальная (субперпендикулярная по отношению к длинной оси кости) ориентация зубных бороздок характерна для следов зубов мультитуберкулят [2] и погрызов современных мелких грызунов [11, 12]. Также следы погрызов грызунов и мультитуберкулят на ископаемых костях отличаются от прочих следов зубов млекопитающих характерным параллельным расположением бороздок и царапин [2, 13].

Описанные зубные бороздки на экз. ПИН, № 5593/1 слабо заглублены в корковый слой кости, следы откусывания фрагментов костной ткани отсутствуют. Локализация бороздок в основном у вентрального края кости указывает на избирательный характер повреждения костной поверхности. Все это свидетельствует, что целью потребления было не минеральное вещество самой кости, а остатки мягких тканей, сохранившиеся на ней. Таким образом, следы зубов на образце из Зун-Ховура представляют собой свидетельство падалеядения, а не остеофагии. Среди мелких растительноядных млекопитающих остеофагия характерна для современных и ископаемых грызунов, а также для кайнозойских мультитуберкулят [2, 14]; данные о специализированной остеофагии у мезозойских млекопитающих отсутствуют [2]. Следы зубов мультитуберкулят, свидетельствующие о падалеядении, известны из верхнего мела Северной Америки [1, 2] и Европы [5]; древнейшие следы этого типа питания млекопитающих (сохранившиеся на костях динозавров) описаны из верхней юры Китая [6].

Мелкими грызущими млекопитающими в раннем мелу были мультитуберкуляты (отряд Multituberculata). В местонахождениях ховурского комплекса они представлены тремя формами плагиауляцид [7, 8, 15]: *Arginbaatar dmitrievae* Trofimov, 1980 (= *Monobaatar mimicus* Kielan-Jaworowska et al., 1987) из семейства Arginbaataridae, *Eobaatar magnus* Kielan-Jaworowska et al., 1987 и *Nokerbaatar minor* (Kielan-Jaworowska et al., 1987) (= *Eobaatar minor*) из семейства Eobaataridae. В наиболее изученном местонахождении Ховур (Нёövör, Khovoor; южный борт урочища Ховур, Гучинская впадина, Северная Гоби, сомон Гучин-Ус, аймак Уверхангай, Монголия; 45°21'31" с.ш., 102°33'10" в.д.) по числу остатков среди мультитуберкулятов преобладает *A. dmitrievae* [15].

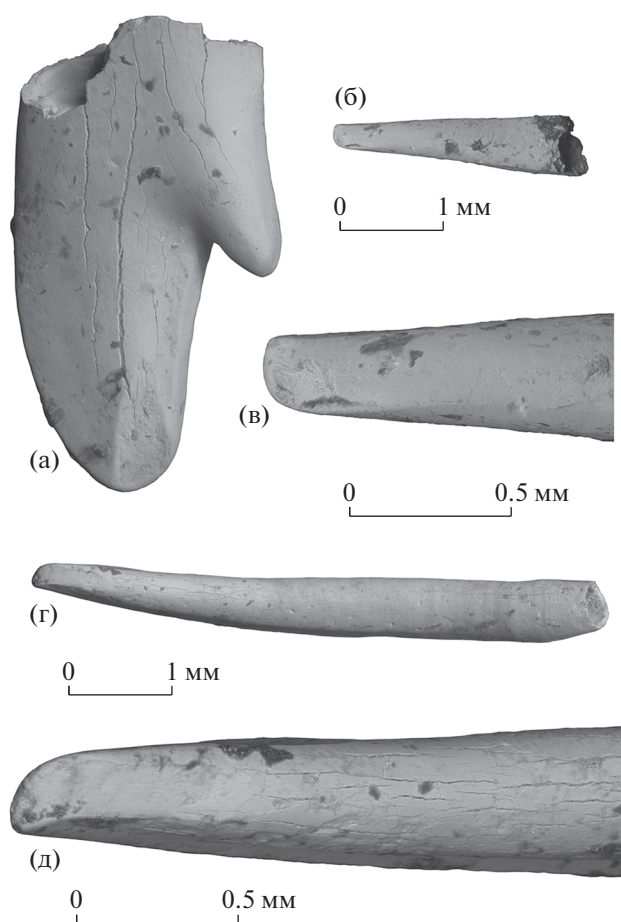
Для *A. dmitrievae* из местонахождения Ховур известны строение и размеры верхних и нижних резцов [15: рис. 21, 30], для *E. magnus* и *N. minor* — только нижних [15: рис. 8, 16] (коллекция ПИН, сборы Совместной советско-монгольской палеонтологической экспедиции, 1969–1971 гг.).

Увеличенный верхний резец I<sup>2</sup> *A. dmitrievae* двухзубцовый, с крупным загнутым назад главным бугорком и более мелким дополнительным задним бугорком [15: рис. 21]. Ширина фасетки стирания у режущего края главного бугорка (см. рис. 2а) составляет от 0.2 мм (экз. ПИН, №№ 3101/678, 3101/682) до 0.3 мм (экз. ПИН, № 3101/679). Нижний резец овального сечения с плоским дорсальным краем, передний конец резца плавно заострен; ширина у переднего края режущей поверхности — около 0.25 мм (экз. ПИН, № 3101/643; рис. 2б, 2в). Данные значения соответствуют ширине бороздок от зубов на нижнечелюстной кости (экз. ПИН, № 5593/1) из местонахождения Зун-Ховур.

У молодых особей *E. magnus* (экз. ПИН, № 3101/662) заостренный нижний резец имеет режущую поверхность шириной около 0.35 мм [15: рис. 8а–8с], что заметно превышает ширину бороздок от зубов на нижнечелюстной кости из Зун-Ховура. У взрослых особей (экз. ПИН, № 3101/663) ширина нижних резцов еще больше [15: рис. 8д, 8е].

Нижний резец *N. minor* (экз. ПИН, № 3101/657) — удлиненный постоянно растущий зуб с открытым корнем (рис. 2г). Вершина нижнего резца заостренная (рис. 2д), ширина у переднего края режущей поверхности — 0.2 мм, что соответствует ширине бороздок от зубов на образце из Зун-Ховура.

На основании приведенных выше данных можно с наибольшей вероятностью полагать, что следы зубов млекопитающих на нижнечелюстной кости эутриконодонта *Gobiconodon borissiakii* из местонахождения Зун-Ховур представляют собой следы падалеядного питания, которые были оставлены резцами мелких мультитуберкулятов —



**Рис. 2.** Резцы мультитуберкулятов со стороны фасеток стирания: а–в — *Arginbaatar dmitrievae* Trofimov, 1980: а — экз. ПИН, № 3101/678, фрагмент правого верхнего резца I<sup>2</sup> с постеролингвальной стороны; б, в — экз. ПИН, № 3101/643, фрагмент левого нижнего резца с дорсальной стороны; б — общий вид; в — передняя часть; г, д — *Nokerbaatar minor* (Kielan-Jaworowska et al., 1987), экз. ПИН, № 3101/657, правый нижний резец с дорсальной стороны: г — общий вид; д — передняя часть; местонахождение Ховур, Монголия; хухтыкская свита, нижний мел.

предположительно, *Arginbaatar dmitrievae* или *Nokerbaatar minor*. Это первая находка следов зубов меловых млекопитающих в Азии и древнейшее свидетельство падалеядения мультитуберкулятов. Кроме того, все предыдущие находки следов зубов мультитуберкулятов [1, 2, 5] относятся к представителям подотряда Cimolodonta, тогда как материал из нижнего мела Монголии связывается с Plagiaulacida.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарен А.О. Аверьянову (Зоологический институт РАН) за полезное обсуждение материала статьи и Р.А. Ракитову (ПИН) за помощь в подготовке фотографий на СЭМ.



## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана грантом в области науки в форме субсидий из федерального бюджета на обеспечение проведения научных исследований российскими научными организациями и (или) образовательными организациями высшего образования совместно с организациями стран СНГ и Монголии, в рамках обеспечения реализации программы двух- и многостороннего научно-технологического взаимодействия (госконтракт № 13.2251.21.0029, проект “Высшие позвоночные позднего мезозоя и кайнозоя Монголии”).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Wood A.E., Ormsbee J.B.S. // *Journal of Paleontology*. 1954. V. 28. № 1. P. 26–31.
2. Longrich N.R., Ryan M.J. // *Palaeontology*. 2010. V. 53. Pt. 4. P. 703–709.
3. de Valais S., Apesteguía S., Garrido A.C. // *PLoS ONE*. 2012. V. 7. № 1. Art. e29841. P. 1–8.
4. Gianechini F.A., de Valais S. // *Historical Biology*. 2016. V. 28. № 4. P. 533–549.
5. Augustin F.J., Matzke A.T., Csiki-Sava Z., Pfretzschner H.-U. // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2019. V. 534. Art. 109318. P. 1–16.
6. Augustin F.J., Matzke A.T., Maisch M.V. et al. // *The Science of Nature*. 2020. V. 107. № 32. P. 1–5.
7. Лопатин А.В. // *ДАН*. 2013. Т. 449. № 4. С. 491–493.
8. Лопатин А.В., Бадамгарав Д. // *ДАН*. 2013. Т. 453. № 4. С. 413–415.
9. Lopatin A.V., Averianov A.O. // *Journal of Mammalian Evolution*. 2015. V. 22. № 1. P. 17–43.
10. Лопатин А.В., Аверьянов А.О. // *Природа*. 2018. № 4. С. 34–40.
11. Pei W.C. // *Palaeontologica Sinica. New Ser. D*. 1938. № 7. P. 1–66.
12. Tong H.W., Zhang S., Chen F., Li Q. // *L'Anthropologie*. 2008. V. 112. P. 353–369.
13. Pobiner B. // *Journal of Taphonomy*. 2008. V. 6. № 3–4. P. 373–397.
14. Sinclair W.J., Granger W. // *Bulletin of the American Museum of Natural History*. 1914. V. 33. Art. 22. P. 297–316.
15. Lopatin A.V., Averianov A.O. // *Paleontological Journal*. 2021. V. 55. № 11. P. 1275–1317.

**MAMMALIAN TOOTH MARKS ON THE BONE OF EUTRICONODONTAN  
GOBICONODON BORISSIAKI (MAMMALIA, GOBICONODONTIDAE)  
FROM THE LOWER CRETACEOUS OF MONGOLIA**

Academician of the RAS A. V. Lopatin<sup>a, #</sup>

<sup>a</sup> *Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup> *E-mail: alopap@paleo.ru*

Tooth marks preserved on a dentary fragment of eutriconodontan *Gobiconodon borissiakii* Trofimov, 1978 from the Early Cretaceous Zuun-Höövör locality in northern Gobi Desert (Övörkhangaï aimag, Mongolia) are described. It is most probably that these traces were left by incisors of the small gnawing mammals, namely multituberculates. This is the first finding of Cretaceous mammalian tooth marks in Asia and the earliest evidence of scavenging of multituberculates.

**Keywords:** Multituberculata, tooth marks, gnawing traces, scavenging, bioerosion, *Gobiconodon*, Lower Cretaceous, Mongolia

УДК 551.515: 550.38: 551.594

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ СИЛЬНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ

© 2022 г. А. А. Спивак<sup>1</sup>, \*, С. А. Рябова<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН В.В. Адушкиным 24.08.2021 г.

Поступило 09.09.2021 г.

После доработки 23.09.2021 г.

Принято к публикации 27.09.2021 г.

Приведены результаты инструментальных наблюдений за геомагнитными вариациями, а также вариациями электрических характеристик приземной атмосферы (электрическое поле, атмосферный ток), выполненных в Геофизической обсерватории “Михнево” ИДГ РАН и в Центре геофизического мониторинга г. Москвы ИДГ РАН в периоды прохождения холодных атмосферных фронтов. На примере 34 событий, произошедших в период 2015–2021 гг., показано, что атмосферные фронты сопровождаются вариациями магнитного поля, электрического поля и атмосферного тока. Приведены основные характеристики вызванных вариаций.

*Ключевые слова:* атмосферный фронт, электрическое поле, геомагнитное поле, атмосферный ток, вариации

**DOI:** 10.31857/S268673972201008X

Как показано в докладе Межправительственной группы экспертов ООН по изменению климата (IPCC), на Земле в последнее десятилетие наблюдается заметное и постоянно нарастающее количество опасных и катастрофических явлений [1], которые вызывают не только гибель людей, крупномасштабные разрушения, но также приводят к значительному увеличению расходов на борьбу с их последствиями.

Сильные атмосферные явления и процессы в виде ураганов, шквалов, усиления тепловых волн, экстремальных осадков, вызывающих наводнения, усугубления засухи и т.д., являются, как правило, следствием мощной циклонической деятельности. Отмечаемые в последнее время нарушения сезонного хода повторяемости мощных циклонов и их распределения по регионам приводят к сложным и весьма изменчивым погодным условиям на планете. Все это связано с увеличением контрастности термобарических зон и перестройкой основных направлений воздушных потоков. В результате мы наблюдаем не только изменения основных синоптических периодов, но, что более важно, увеличение количества сильных локальных явлений с опасными для человека и инфраструктуры последствиями.

Имеющиеся подходы к прогнозу опасных явлений погоды, которые большей частью опира-

ются на анализ метеорологической обстановки, характеризуются известной неопределенностью в оценках конкретного района, времени, а главное интенсивности события. В этой связи представляют интерес исследования, связанные с установлением геофизических эффектов природных явлений повышенного риска с целью разработки их прогностических признаков и мероприятий, направленных на предупреждение негативных последствий [2, 3].

Экстремальные атмосферные явления возникают в подавляющем большинстве случаев во фронтальной зоне циклонов. В связи с этим представляет интерес рассмотрение вариаций геофизических полей в периоды прохождения атмосферных фронтов.

В настоящей работе на основе анализа данных инструментальных наблюдений определены возмущения магнитного поля и электрических характеристик приземной атмосферы, вызванные прохождением холодных атмосферных фронтов.

В качестве исходных нами использованы данные, полученные при синхронной регистрации в Геофизической обсерватории “Михнево” (МНВ) ИДГ РАН (54.94° с.ш.; 37.73° в.д.) и в Центре геофизического мониторинга г. Москвы (ЦГМ) ИДГ РАН (55.71° с.ш.; 37.57° в.д.) [4, 5] магнитного и электрического поля, а также вертикального атмосферного тока в периоды 34 наиболее мощных холодных атмосферных фронтов, зарегистрированных в 2015–2021 гг. (табл. 1).

<sup>1</sup> Институт динамики геосфер им. М.А. Садовского  
Российской академии наук, Москва, Россия

\*E-mail: aaspivak100@gmail.com

Таблица 1. Характеристики холодных атмосферных фронтов по данным МНУ

Дата	Время (UTC)	$\Delta T$ , °C	$\Delta P$ , Па	$t^*$ , мин	$g$ , °/мин	$\Delta E$ , В/м	$\Delta I$ , пА/м <sup>2</sup>	$\Delta B_H$ , нТл
15.06.2015	~13:00	10.5	180	150	0.07	~4000	~10	75
02.07.2015	14:30	6	70	40	0.15	4700	80	15
11.07.2015	15:00	5.5	50	110	0.05	2000	70	40
13.07.2015	12:30	5	100	30	0.17	600	>80	35
28.07.2015	13:00	75	170	35	0.14	—	—	35
11.06.2016	13:30	4	100	180	0.02	3000	>60	25
27.06.2016	13:00	7	60	200	0.11	—	—	5
05.07.2016	13:30	6	120	90	0.06	6300	40	5
24.08.2016	~14:00	5.5	270	30	0.18	—	—	10
30.08.2016	13:00	10	~400	80	.12	—	—	25
30.06.2017	12:20	9.5	290	55	0.17	—	—	30
30.07.2017	12:30	4	120	50	0.08	1300	70	10
12.06.2018	~11:00	7	60	130	0.05	850	60	20
30.06.2018	11:30	9	100	40	0.21	4800	60	5
08.05.2019	14:30	6	260	35	0.17	15 (?)	3 (?)	5
09.05.2019	11:30	8.5	90	120	0.16	4400	65	20
23.05.2019	12:30	8	165	50	0.16	3400	75	10
08.06.2019	~12:00	5.5	80	40	0.14	4000	70	15
09.07.2019	~14:00	5.5	110	80	0.07	>4500	75	30
16.07.2019	13:00	7.5	180	80	0.09	3500	80	15
04.05.2020	14:00	6.5	190	45	0.14	4300	50	5
12.06.2020	9:00	10.5	~100	65	0.16	600	15	10
25.06.2020	15:00	6.5	—	65	0.10	—	40	10
04.07.2020	~10:30	8.5	—	170	0.05	—	45	10
01.08.2020	11:00	6	30	50	0.12	4100	50	5
12.05.2021	14:00	6	180	100	0.06	—	—	80
15.05.2021	15:00	8	—	60	0.13	—	—	10
20.05.2021	12:00	5	—	60	0.08	—	—	40
13.06.2021	10:30	7	160	50	0.14	—	—	10
28.06.2021	10:00	7.5	—	70	0.11	—	—	5
15.07.2021	10:30	6	100	50	0.12	—	—	20
17.07.2021	11:00	7	40	55	0.13	—	—	10
02.08.2021	20:00	6.5	200	60	0.10	3600	—	50
18.08.2021	13:30	10.5	250	75	0.14	~3000	—	10

Примечание.  $\Delta T$ ,  $\Delta P$ ,  $\Delta E$ ,  $\Delta I$  и  $\Delta B_H$  — максимальная амплитуда изменения температуры воздуха, атмосферного давления, напряженности электрического поля, атмосферного тока и горизонтальной компоненты геомагнитного поля соответственно,  $t^*$  — длительность переходной зоны фронта, в которой температура падает на  $\Delta T$ ,  $g$  — средняя скорость изменения температуры.

Метеорологические параметры атмосферы: атмосферное давление  $P_0$ , температура  $T$ , скорость ветра и влажность воздуха  $W$  в приземной атмосфере регистрировались с помощью цифровой автоматической метеостанции Davis Vantage Pro2. Вариации индукции магнитного поля в МНУ регистрировались феррозондовым цифровым магнитометром LEMI-018, обеспечивающим

регистрацию в диапазоне  $\pm 68000$  нТл с разрешением 10 пТл (частота выборки  $1 \text{ с}^{-1}$ ). При оценках спектральных характеристик геомагнитных возмущений привлекались данные, полученные с использованием широкополосных датчиков MFS-06 и MFS-07 фирмы "Metronix". Вертикальная компонента напряженности электрического поля  $E$  регистрировалась с помощью элек-

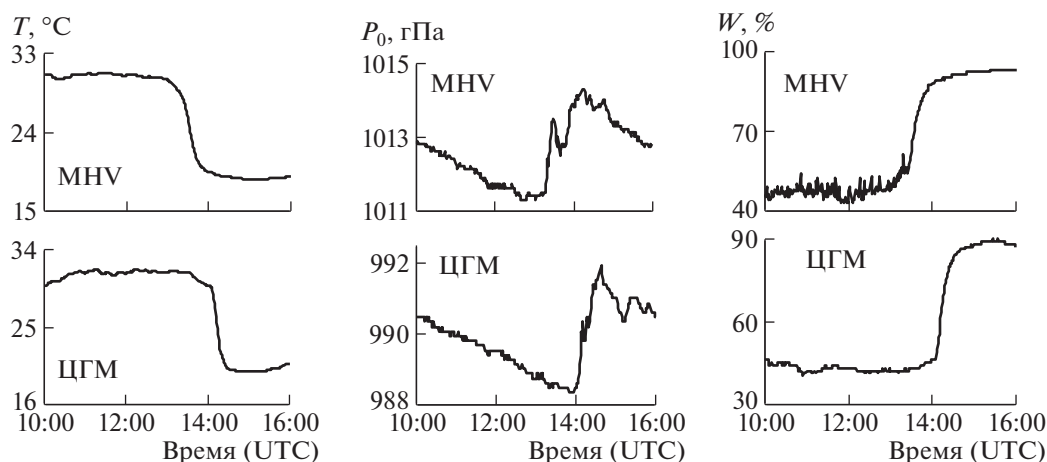


Рис. 1. Характеристики холодного атмосферного фронта 18.08.2021 г. по данным МНВ и ЦГМ.

тостатического флюксметра ИНЭП, обеспечивающего измерения  $E$  в частотном диапазоне 0–20 Гц в интервале от 1 В/м до 6–10 кВ/м в зависимости от конкретного экземпляра прибора. При грозовой активности молниевые разряды регистрировались в ЦГМ грозопеленгатором LD-250 фирмы “ВОЛТЕК”. Измерения вертикального атмосферного тока  $I$  осуществлялись с помощью компенсационного регистратора тока с частотой выборки 1 Гц [6]. Вследствие высокой временной вариабельности атмосферного тока в настоящей работе использовались ряды его абсолютных значений  $I$ , усредненные по односторонним интервалам. Результаты регистрации выложены на сайте ИДГ РАН в графическом и цифровом виде (<http://idg-comp.chph.ras.ru/~mikhnevo/> и <http://idg-comp.chph.ras.ru/~idg/>).

Обработка и анализ результатов инструментальных наблюдений показали, что возмущения атмосферы, вызванные прохождением мощных холодных атмосферных фронтов, характеризуются не только резкими изменениями метеорологических параметров (температура и влажность воздуха, атмосферное давление и т.д.), но также вариациями электрических характеристик атмосферы и геомагнитного поля у земной поверхности. Это связано с формированием в окрестности линии атмосферного фронта и вдоль его фронтальной поверхности конвективных потоков теплых воздушных масс, более мощных в условиях фронтов 2-го рода<sup>1</sup> и в меньшей степени выраженных в условиях фронтов 1-го рода<sup>2</sup> [7]. Развитие турбулентности в восходящих теплых и нисходящих холодных воздушных потоках вызывает взаимо-

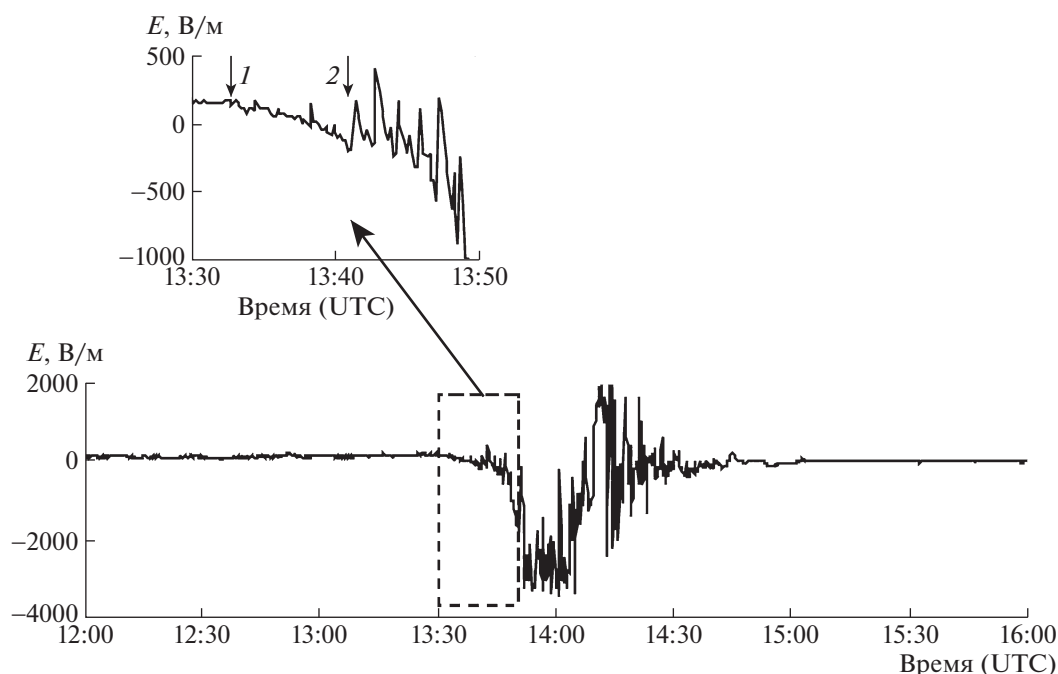
действие нейтральных и электрически заряженных частиц, что приводит к формированию объемных электрических зарядов разного знака и, соответственно, локальных токовых систем. Возникшая электрически активная область с токами приводит к возникновению локальных электрических и магнитных эффектов, которые накладываются на основное электрическое поле атмосферы и основное локальное геомагнитное поле, возмущения которых регистрируются инструментально.

В качестве примера рассмотрим геофизические эффекты, вызванные холодным атмосферным фронтом 18.08.2021 г. На рис. 1 приведены основные метеорологические характеристики атмосферы в период прохождения указанного фронта через МНВ и ЦГМ. Фронт, распространяющийся в северо-западном направлении, подошел к МНВ и ЦГМ соответственно в ~13:10 UTC и 13:42 UTC (скорость перемещения фронта ~110 км/ч) и вызвал резкое понижение температуры воздуха у земной поверхности соответственно на ~10.5 и ~11°C. Средняя скорость изменения температуры  $g$  составила для условий МНВ и ЦГМ соответственно 0.14 и 0.17°C/мин при максимальных значениях соответственно 0.23 и 0.47°C/мин. Как это видно из рис. 1, замещение теплых воздушных масс холодными привело также к достаточно резкому увеличению атмосферного давления. Приход фронта обозначился также резким повышением влажности воздуха  $W$ , что связано с подходом к пунктам измерений кучевых облаков, вызвавших осадки в виде ливня спустя ~10 мин после прохождения фронта.

Результаты регистрации свидетельствуют о сильной реакции электрического поля атмосферы на прохождение холодного атмосферного фронта, что хорошо видно из рис. 2, на котором в качестве примера представлены вариации  $E$  по данным ЦГМ. Следует отметить, что рассматри-

<sup>1</sup> Вытеснение теплых воздушных масс валом холодных с формированием мощной конвекции.

<sup>2</sup> Упорядоченное поднятие теплых воздушных масс при скорости распространения фронта со скоростью менее ~30 км/ч.



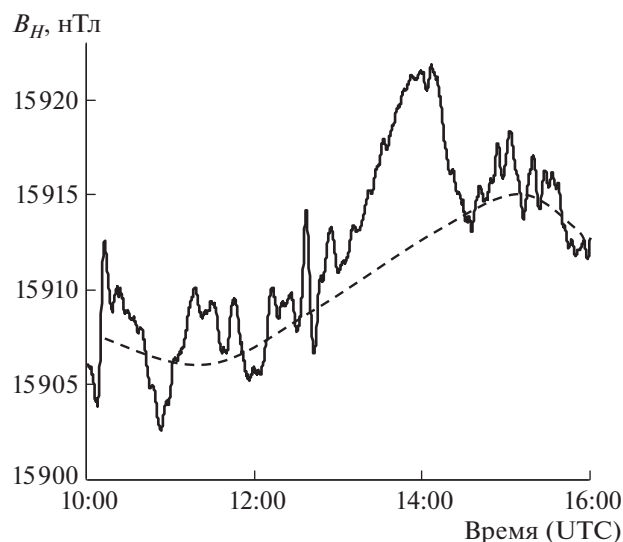
**Рис. 2.** Вариации вертикальной компоненты напряженности электрического поля в приземной атмосфере по данным ЦГМ при прохождении холодного атмосферного фронта 18.08.2021 г.; стрелками 1 и 2 на врезке обозначены начала интервалов регистрации удаленных и местных молниевых разрядов.

ваемый холодный фронт сопровождался грозовой ячейкой. Характер реакции атмосферного электрического поля на прохождение грозовой ячейки хорошо виден из врезки на рис. 2. Примерно за 10 мин до подхода фронта (в частности, в 13:30 UTC в ЦГМ) датчик начал регистрировать удаленные молниевые разряды, затем в период с ~13:41 до ~13:51 UTC был отмечен период локальной, так называемой “сухой” грозы, во время которой на записях электрического поля хорошо проявлялись молниевые разряды местного происхождения (см. врезку на рис. 2). В период с ~13:51 до ~14:10 UTC наблюдались сильные осадки, которые привели к существенному уменьшению  $E$  до отрицательных значений. Однако и в этом случае на записях электрического поля отчетливо регистрировались молниевые разряды. Общая длительность возмущения электрического поля составила около 1 ч при максимальной амплитуде вариаций  $\Delta E$  более 3000 В/м (количественные характеристики всех рассмотренных атмосферных фронтов приведены в табл. 1).

Вызванные прохождением атмосферных фронтов вариации атмосферного тока имеют в подавляющем большинстве случаев знакопеременный характер с периодом в пределах 15–40 мин и характеризуются максимальной амплитудой  $\Delta I$  в интервале 15–80 пА/м<sup>2</sup> (табл. 1).

Холодный атмосферный фронт сопровождается также временным увеличением индукции маг-

нитного поля. В качестве примера на рис. 3 представлены вариации горизонтальной (наиболее чувствительной к внешним возмущениям) компоненты индукции магнитного поля  $B_H$  в период прохождения холодного фронта 18.08.2021 г. через МНВ. Из рис. 3 следует, что в этом случае ат-



**Рис. 3.** Вариации горизонтальной компоненты индукции геомагнитного поля по данным МНВ в период прохождения холодного атмосферного фронта 18.08.2021 г. (пунктир – суточный ход  $B_H$ ).

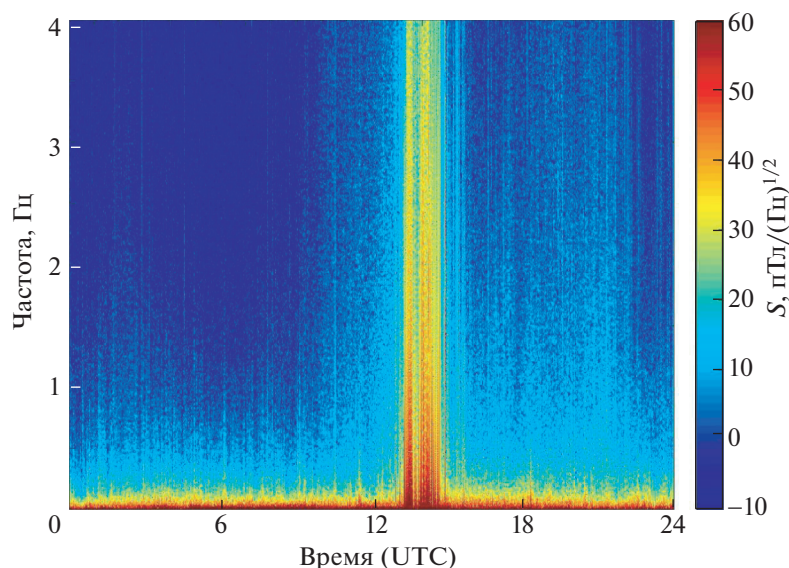


Рис. 4. Динамический спектр геомагнитных пульсаций по данным МНУ за 18.08.2021 г.

мосферный фронт вызвал увеличение  $B_H$  на фоне естественных вариаций в течение примерно 50–55 мин. При этом максимальная амплитуда вызванной вариации  $\Delta B_H$  составила около 10 нТл.

Представляет интерес отметить, что наряду с вариациями амплитуды атмосферный фронт оказывает влияние на спектральные характеристики магнитного поля. Как пример, на рис. 4 приведен динамический спектр геомагнитных пульсаций по данным МНУ за 18.08.2021 г. Из рис. 4 в частности следует, что период с ~13:20 UTC до ~14:40 UTC характеризуется повышенными вариациями геомагнитного поля в диапазоне частот 0.2–5 Гц, которые в данном случае представлены вертикальной светлой полосой (приведены данные датчика Metronix).

Анализ и обобщение полученных результатов позволяют отметить следующее. Холодные атмосферные фронты, сопровождающиеся резкими изменениями в суточном ходе температуры и влажности воздуха, а также вариациями атмосферного давления, вызывают значительные вариации атмосферного тока и напряженности электрического поля. Одновременно с этим в периоды прохождения холодных атмосферных

фронтов отмечаются вариации индукции геомагнитного поля в виде положительных бухт.

Полученные данные свидетельствуют о значительном интервале изменения амплитуд вариаций анализируемых полей при прохождении холодных атмосферных фронтов. В качестве иллюстрации в табл. 2 приведены интервалы вызванных вариаций  $E$ ,  $B_H$  и  $I$  в сопоставлении с величиной изменения температуры воздуха  $\Delta T$  и атмосферного давления  $\Delta P$ . В качестве возможных причин разного по амплитуде отклика полей на атмосферный фронт следует рассматривать дополнительные факторы, например, разный тип и разное время формирования облаков, что существенно может сказываться на процессах турбулизации воздушных потоков, разделения электрических зарядов и формирования токовых систем, начальные метеорологические характеристики атмосферы в местах выполнения инструментальных наблюдений и т.д.

Установление природы и возможных механизмов возбуждения вариаций электрических характеристик приземной атмосферы и геомагнитного поля требует проведения дополнительных исследований. Тем не менее авторы полагают, что полученные в настоящей работе данные будут полезны для разработки теоретических и расчетных моделей сильных атмосферных явлений, а также их верификации.

Таблица 2. Интервалы вызванных вариаций  $\Delta B_H$ ,  $\Delta E$  и  $\Delta I$

Параметр	Интервал вариаций
$\Delta T$ , °C	4–11
$\Delta B_H$ , нТл	5–80
$\Delta E$ , В/м	15–6000 и более
$\Delta I$ , пА/м <sup>2</sup>	15–80

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены по государственному заданию (тема АААА-А-19-119021890067-0).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Climate change 2021. The Physical Science Basis. IPCC Sixth Assessment Report. Geneva, 2021. 3949 p.
2. Адушкин В.В., Овчинников В.М., Санина И.А., Ризниченко О.Ю. “Михнево”: от сейсмостанции № 1 до современной геофизической обсерватории // Физика Земли. 2016. № 1. С. 108–120.
3. Рябова С.А., Спивак А.А. Вариации электрических характеристик приземной атмосферы в периоды магнитных бурь // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 71–77.
4. Рыбнов Ю.С., Харламов В.А., Спивак А.А. Вариации геофизических полей при ураганах и шквалах // Доклады РАН. Науки о Земле. 2018. Т. 480. № 5. С. 592–595.
5. Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Рыбнов Ю.С., Соловьев С.П., Харламов В.А. Аппаратура и методики для мониторинга геофизических полей мегаполиса и их применение в Центре геофизического мониторинга г. Москвы ИДГ РАН // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 2. С. 65–78.
6. Барышев В.И., Вааг Л.Л., Гаврилов Б.Г., Полетаев А.С. Датчик приземного вертикального тока атмосферы // Проблемы взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2009. С. 358–364.
7. Дашко Н.А. Курс лекций по синоптической метеорологии. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 2005. 523 с.

## GEOPHYSICAL EFFECTS OF STRONG ATMOSPHERIC FRONTS

A. A. Spivak<sup>a, #</sup> and S. A. Riabova<sup>a</sup><sup>a</sup> *Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*<sup>#</sup> *E-mail: aaspivak100@gmail.com*

Presented by Academician of the RAS V.V. Adushkin August 24, 2021

We used the results of instrumental observations of geomagnetic variations, as well as variations of the electrical characteristics of the surface atmosphere (electric field, atmospheric current) which were carried out at the Mikhnevo Geophysical Observatory of IDG RAS and the Center for Geophysical Monitoring in Moscow of IDG RAS during periods of cold atmospheric fronts. As an example, we considered 34 events that occurred in the period 2015–2021. It is shown that the atmospheric fronts are accompanied by variations of a magnetic field, an electric field and atmospheric current. The main characteristics of the caused variations are given.

*Keywords:* atmospheric front, electric field, geomagnetic field, atmospheric current, variations

УДК 551.89

## ПЕРВАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ СРЕДЫ ОБИТАНИЯ ОХОТНИКОВ-СОБИРАТЕЛЕЙ МАМАКАНСКОГО АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНА В СРЕДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ, ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ

© 2022 г. С. А. Решетова<sup>1</sup>\*, Е. В. Безрукова<sup>1</sup>, А. В. Тетенькин<sup>2</sup>, академик РАН М. И. Кузьмин<sup>1</sup>

Поступило 25.08.2021 г.

После доработки 13.09.2021 г.

Принято к публикации 22.09.2021 г.

Представлена первая датированная, детальная палинологическая запись из разреза “Мамакан”. Эта запись стала основой реконструкции растительности и климата среднего голоцена в Мамаканском археологическом районе, в котором расположен ряд известных сибирских археологических памятников позднего мезолита – средней бронзы. Реконструкции предполагают, что с 6450 до 6150 календарных лет назад (к.л.н.) в районе преобладали редколесные еловые и лиственничные группировки. Позднее, с 6150 до 4700 к.л.н., в условиях более теплого, чем ранее, климата, начала распространяться сосна обыкновенная, следуя общей тенденции ее экспансии на юге Восточной Сибири. Более прохладный, чем ранее, климат с повышенной влажностью почв и воздуха имел место в Мамаканском районе с 4700 до 3840 к.л.н., обусловив расширение площадей сосны сибирской. Позднее, с 3840 до 3600 к.л.н. значительное развитие получили леса из сосен, ели и лиственницы. На основании возрастной модели предполагается, что распространение сосны обыкновенной в нижнем течении реки Витим и, вероятно, также в других горных регионах к северу от оз. Байкал произошло примерно на 600 лет позднее, чем в Прибайкалье и к востоку от озера. Этот переход от темнохвойно-таежной растительности к светлохвойно-таежной с преобладанием сосны знаменует собой наиболее фундаментальное изменение растительности в голоцене в Байкальском регионе и часто обсуждается как одна из возможных причин культурного коллапса в среднем неолите (6660–6060 к.л.н.), задокументированного по археологическим данным в разных частях этого обширного региона. Реконструкция растительности в Мамаканском районе позволяет предполагать, что территория Нижнего Витима была благоприятной для человека в течение большей части “перерыва”, зафиксированного в Прибайкалье, и, возможно, была убежищем для популяций охотников-собирателей в среднем неолите.

*Ключевые слова:* палинологический анализ, археологические памятники, растительность, климат, средний голоцен, Патомское нагорье

DOI: 10.31857/S2686739722010066

Одним из фундаментальных вопросов археологии голоцена на севере Евразии остается вопрос о том, что движет процессами изменения культур. Решение этого вопроса было главной целью исследований, проводимых в Байкальском регионе (БР) в рамках Байкальского археологического проекта (БАП) с середины 1990-х годов. Результаты этих исследований показывают, что в Прибайкалье были периоды преемственности и прерывности в развитии культур и социально-классовой структуры сообществ. Некоторые изменения были постепенными, некоторые – быст-

рыми, но вместе они привели к нескольким важным переходам. Одним из важнейших переходов стало начало среднего неолита, совпавшее с распадом китойской культуры около 6660 календарных лет назад (к.л.н.) [1] во время максимального распространения лесов в Прибайкалье.

Между тем история природной среды Мамаканского района в голоцене изучена очень слабо, несмотря на его богатую археологическую историю. Так, в нижнем течении р. Витим известно более 50 памятников, основные из которых (Авдеиха, Большой Якорь, Инвалидный, Коврижка, Мамакан) в совокупности содержат свыше 30 стратифицированных культурных горизонтов верхнего палеолита–мезолита [2]. Целью настоящего исследования стала реконструкция условий обитания групп охотников-собирателей на этой территории в среднем голоцене, во время распада китойской культуры в Прибайкалье, для

<sup>1</sup> Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

<sup>2</sup> Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия

\*E-mail: srescht@mail.ru



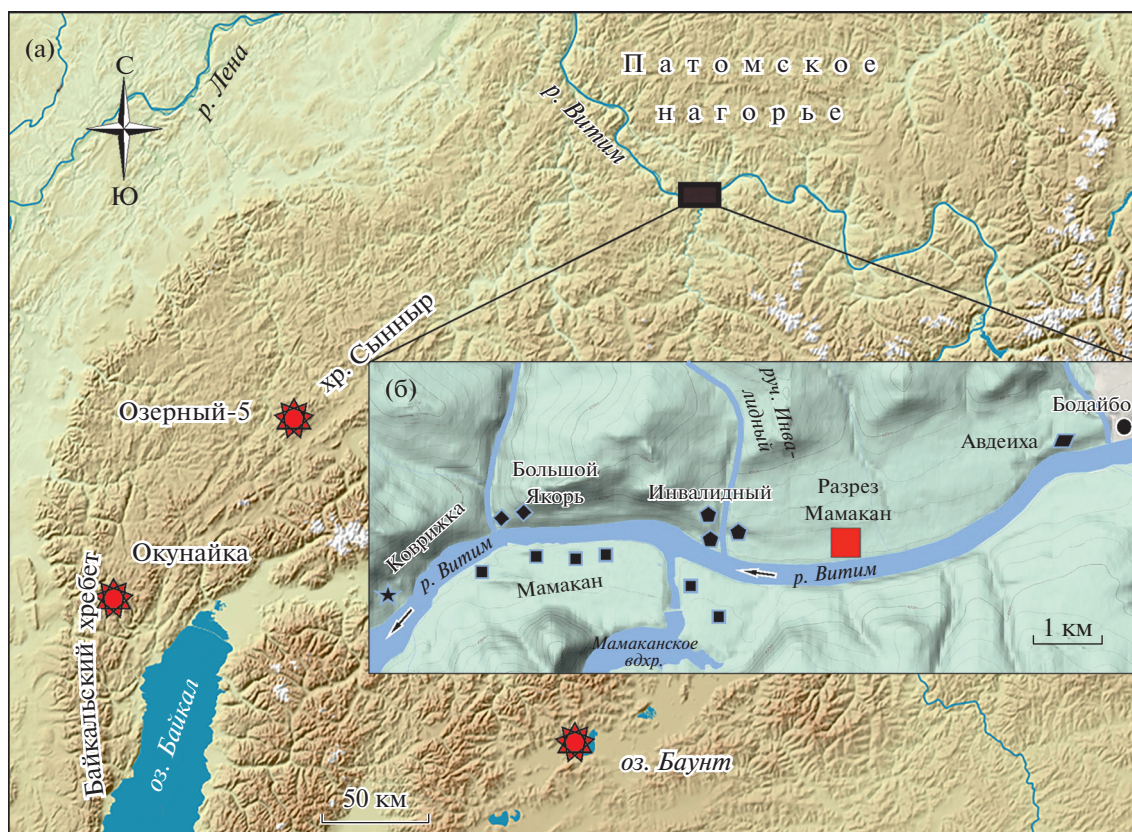


Рис. 1. а – Картограмма расположения обсуждаемых в статье осадочных секций (красные звездочки). б – расположение археологических стоянок в долине р. Витим; каждой стоянке соответствует определенный значок.

понимания возможных последствий ландшафтно-климатических изменений для охотников-собирателей в регионе.

Изученный разрез находится в юго-западной части Патомского нагорья, в 10 км от г. Болайбо на правом берегу р. Витим, в 2.2 км выше по течению устья р. Мамакан (рис. 1), где в одной из дренажных канав до глубины 245 см вскрыты отложения 12-метровой террасы. Разрез заложен в тыловой части террасы р. Витим, примерно в 200 м от бровки террасы и в 50 м от причленивающегося склона. Разрезом вскрыта пачка субаэральных отложений, которая формировалась в условиях повышенной увлажненности заболоченной тыловой части террасы, практически являясь периферийной частью болота. Дренажные канавы были заложены на террасе для ее осушения, потому что летом здесь часто пасут скот.

Климат района исследования резко континентальный [3] с продолжительной холодной зимой и коротким теплым летом. В современной растительности района исследования преобладает лиственница Гмелина *Larix gmelinii* (Rupr.) Kuzen., береза плосколистная *Betula platyphylla* Sukaczew, повислая *Betula pendula* Roth, сосна сибирская *Pinus sibirica* Du Tour и сосна обыкновенная *Pinus sylves-*

*tris* L. Вдоль ручьев растет ель сибирская *Picea obovata* Ledeb. Широко развиты злаково-разнотравные луга.

В разрезе не удалось взять верхние 50 см из-за высокой рыхлости отложений, представленных серыми пылеватыми супесями. Поэтому в палинологической записи отсутствует интервал, соответствующий большей части позднего голоцена по схеме из [4]. Остальная часть разреза представлена чередованием оторфованных почв, торфа, тонких прослоев мелко- и среднезернистых песков. Возраст для трех образцов определен радиоуглеродным методом с применением ускорительной масс-спектрометрии в ЦКП “Лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН (Москва). Полученные значения радиоуглеродного возраста откалиброваны в программе OxCal с использованием калибровочной кривой Int Cal20 [5]. Модель “возраст–глубина” основана на линейной интерполяции между средними значениями калиброванного возраста и средними точками соответствующих интервалов глубины выборки. Расчет процентного содержания таксонов, построение спорово-пыльцевой диаграммы и выделение ло-

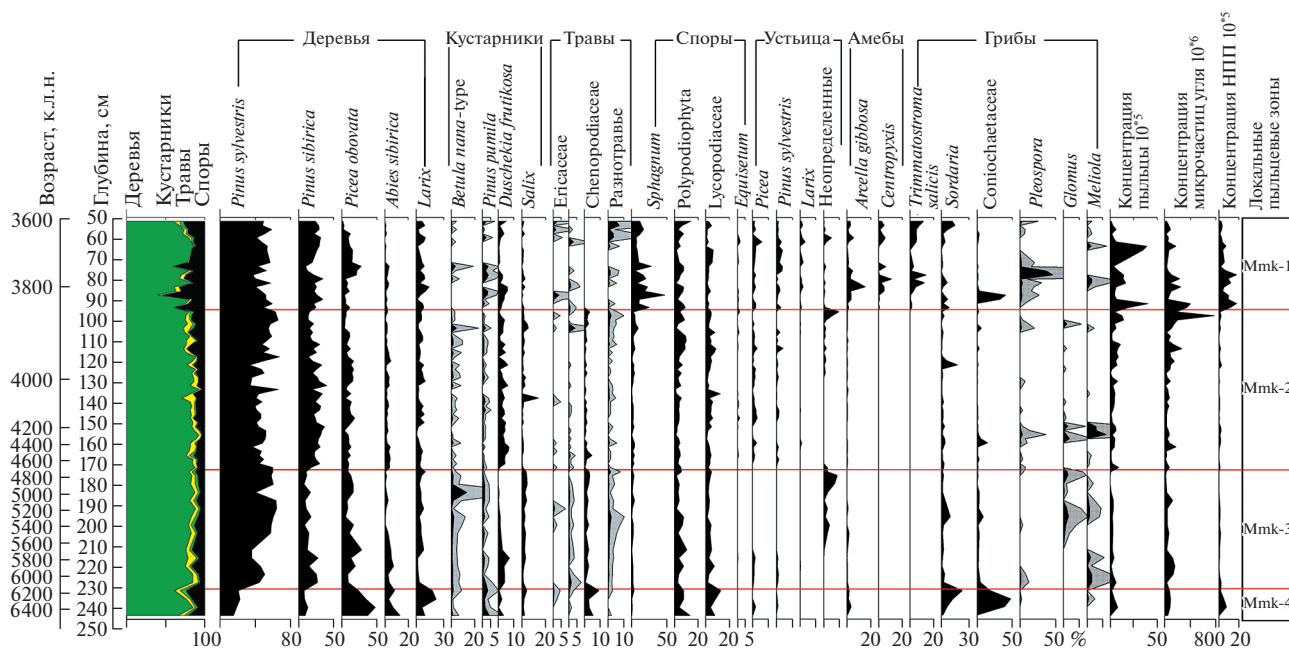


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза "Мамакан".

кальных пыльцевых зон (рис. 2) проведены в программе TILIA 1.7.16 [6].

Расчет процентного содержания пыльцы основан на сумме пыльцы древесных растений и пыльцы недревесных растений. Процентное содержание спор *Sphagnum*, *Polypodiophyta*, *Lycorodiaceae*, *Equisetum* рассчитывали на основе общей суммы наземной пыльцы (древесных и недревесных) и спор, принятой за 100%. На диаграмме показаны и основные таксоны непальцевых палиноморф (НПП), процентное содержание которых рассчитано от общей суммы пыльцы и спор в образце.

Палинологическая запись из разреза со средним временным разрешением в 40 лет характери-

зует историю природной среды Мамаканского района в интервале времени от 6450 до 3600 к.л.н. Реконструкция показывает, что с 6450 до 6150 к.л.н. (зона Mmk-4) отличительной чертой лесной растительности было самое широкое за весь изученный интервал времени развитие еловых и листовенных группировок с участием пихты. Вероятно, более широкое, чем в настоящее время, участие пихтовых ассоциаций вблизи разреза 6450–6150 к.л.н. соответствует завершению их оптимального развития в Восточной Сибири [7]. Такой состав растительности характеризует климат Мамаканского района этого времени как умеренно-холодный, с высоким атмосферным и почвенным увлажнением. Присутствие в осадках

Таблица 1. Радиоуглеродные даты из отложений разреза Мамакан и их калиброванные значения

Лабораторный номер	Глубина (см)	Литологический слой	Радиоуглеродное значение ( $^{14}\text{C}$ л.н.)	Калиброванный возраст, 95% доверительный интервал (к.л.н.)	Среднее значение калиброванного возраста (к.л.н.)
8369–IGAN <sub>AMS</sub>	50–52	коричневый торф, средней степени разложения	$3400 \pm 20$	3693–3574	3634
8370–IGAN <sub>AMS</sub>	150–152	темно-коричневый торф, хорошо разложившийся	$3750 \pm 20$	4225–3991	4115
8371–IGAN <sub>AMS</sub>	243–245	темно-коричневый торф, хорошо разложившийся	$5765 \pm 35$	6662–6455	6566

Мmk-4 створок раковинных амёб *Arcella gibbosa* сфагнобионтного вида указывает на наличие локальных переувлажнённых мест обитания, а спор копротрофных грибов *Sordaria* (Hdv-169) — на присутствие травоядных животных [8].

Почти трехкратное повышение процентного содержания пыльцы сосны обыкновенной и двукратное — сосны сибирской на фоне практически не изменяющихся значений концентрации пыльцы предполагают значительное расширение их площадей в Мамаканском районе 6150—4700 к.л.н. (рис. 2, Мmk-3). Присутствие устьиц сосны обыкновенной может свидетельствовать о ее приближении к разрезу “Мамакан”.

При этом следует отметить, что в бассейне оз. Баунт, Байкальском, Сыннырском хребтах (рис. 1) позиции сосны обыкновенной усилились около 6800, 6500 и 4500 к.л.н. соответственно, демонстрируя субрегиональные различия в развитии растительности [9, 10]. В целом же быстрое распространение сосны обыкновенной между 7000 и 6000 л.н. рассматривается как одно из фундаментальных изменений в растительности БР в голоцене [11] с наступлением более теплого и сухого климата. Палинологические данные из разреза “Мамакан” позволяют поместить начало распространения сосны в этом районе в общую схему ее регионального расширения, но с некоторым запаздыванием.

Споры *Gelasinospora* (Hdv-1), повышенное количество *Sordaria* около 5200 к.л.н. могут указывать на частое появление травоядных животных у разреза [8], а споры *Glomus* (Hdv-1103) — на активное развитие эрозионных процессов.

Распространение в районе исследования сосны сибирской 4700—3840 к.л.н. (Мmk-2) одновременно с усилением позиций лиственницы, ели и кедрово-стланиковых группировок соответствует наступлению более прохладного, чем ранее климата с повышенной влажностью почв и воздуха, поскольку сосна сибирская очень чувствительна к недостатку влажности почвы и воздуха [12]. Сокращение сухих и хорошо прогреваемых мест обитания сосны обыкновенной привело к ее отступлению от разреза “Мамакан”, но, возможно, не полностью, потому что постоянное присутствие устьиц ели, сосны обыкновенной, лиственницы подтверждает их локальное произрастание. Состав спор копрофильных и плесневых грибов (рис. 2) свидетельствует о почти постоянном присутствии в районе исследований травоядных животных и наличии массы остатков растений.

В целом на севере БР, на Байкальском, Сыннырском хребтах, в котловине оз. Баунт позиции сосны сибирской 4700—3840 к.л.н. были менее значимы, вероятно, из-за более высокого гипсометрического положения этих разрезов, что за-

трудняло распространение сосны сибирской в этих высокогорных районах.

Результаты спорово-пыльцевого анализа из разреза “Мамакан” показывают значимые изменения в составе региональной и локальной растительности 3840—3600 к.л.н. (Мmk-1). Почти в 2.5 раза возросшая концентрация пыльцы может означать самое значительное развитие лесной растительности из сосен, ели, лиственницы. На месте разреза появились заболоченные, сфагновые группировки, в которых обитали *Arcella gibbosa*, *Centropixis*, *Assulina*, *Nebela*. Причиной локального заболачивания территории могли быть частые пожары, начавшиеся около 3880 к.л.н. и продолжившиеся до 3830 к.л.н., о чем свидетельствуют максимальные концентрации микрочастиц углей (рис. 2). В самом разрезе пожары оставили след в виде темного “сажистого” прослоя. В таком случае в условиях умеренно-влажного и умеренно-холодного климата предшествующего времени заболачивание и рост торфа могли произойти из-за поднявшегося уровня воды вследствие массовой гибели деревьев.

После затухания пожарных явлений позднее 3780 к.л.н. (рис. 2) заболоченность территории снизилась, что создало благоприятные условия для расширения ареала ели, поскольку она не переносит избыточного застойного увлажнения. Присутствие устьиц ели, сосны обыкновенной, лиственницы характеризует состав растительности, близкий к современному. Споры грибов *Gelasinospora*, *Microthyrium* (Hdv-8B), *Meliola* (Hdv-14), *Coniochaetaceae* (UAB-9), *Pleospora* (Hdv-3B) свидетельствуют о присутствии в районе травоядных животных и наличии массы остатков растений.

Результаты реконструкции ландшафтов, климата, состава растительности голоцена на основе палинологических записей из торфяников и озер БР [13—15] показывают, что в БР в раннем—среднем голоцене происходило непрерывное высотное-поясное расширение лесной растительности. При этом сокращались площади травяно-кустарниковой растительности, что, возможно, способствовало снижению численности крупных травоядных животных, служивших основной пищей для групп охотников-собирателей раннего неолита. Такие изменения в растительности совпали с резкой и быстрой реорганизацией атмосферной циркуляции, что могло привести к более мощному и длительному снежному покрову [15]. Все это и могло обусловить коллапс китойской культуры охотников-собирателей 6660 к.л.н., за которым последовал культурный “перерыв” в археологических записях 6660—6060 к.л.н [15].

Наша новая запись свидетельствует о начале господства в Мамаканском районе лесных ландшафтов не с 7000 к.л.н. как в Прибайкалье, а с 6000 к.л.н. (рис. 2). Возможно, что расширение

там сосны с наступлением более сухого климата с 6000 к.л.н. и сокращение травяно-кустарниковой растительности могли способствовать уходу из района крупных травоядных животных, служивших основной пищей для охотников-собирателей раннего неолита. Более сухой, чем ранее, климат реконструирован и в верховьях р. Лена в районе пос. Басово с 7000 до 3500 л.н. на основе записи изменения состава ансамблей пресноводных моллюсков из пойменных отложений [16]. Очевидно, что интервал сухого и теплого климата и в Мамаканском районе, и в районе пос. Басово является локальным событием. Однако важно его совпадение по времени с более широким региональным трендом в записях из БР [9, 14, 17, 18]. Также важно, что этот период повышения аридности хорошо соотносится с подтвержденным отсутствием в археологических записях юга БР поселений и захоронений в среднем неолите 6660–6060 к.л.н. [19].

При этом археологические данные показывают, что в Мамаканском районе охотники-собиратели продолжали свою активность почти до 6000 к.л.н., что контрастирует с культурным “перерывом” в археологических записях из Предбайкалья 6660–6060 к.л.н. По сравнению с долиной р. Ангара и Предбайкальем в Мамаканском районе распространение сосны обыкновенной, означающее наступление более сухого и теплого, чем ранее, климата, произошло почти на несколько веков позже. Более того, постоянное присутствие спор *Microthyrium*, *Sordaria* (рис. 2) может указывать на то, что исследуемый район был излюбленным пастбищем диких копытных [20], обычной добычи охотников-собирателей в Прибайкалье [19]. В совокупности это может указывать на то, что территория Нижнего Витима все еще была благоприятной для человека в течение большей части “перерыва”, зафиксированного в Прибайкалье, и, возможно, была убежищем для популяций охотников-собирателей в среднем неолите.

Интересно, что имеющаяся в настоящее время сумма региональных историко-археологических знаний в совокупности с представленной нами первой моделью развития ландшафтов, климата Мамаканского района в среднем неолите позволяет поместить интервал культурного “перерыва” в Прибайкалье в период возникновения на отдельных территориях Евразии ок. 6000–7000 к.л.н. первых небольших государств с социально-классовой структурой обществ. Государства стали вести постоянную борьбу за выживание, за плодородные земли. Группы же охотников-собирателей БР в этот период, скорее всего, еще продолжали мирное сосуществование, мигрируя за пищевыми ресурсами. Однако проверка этой гипотезы в Мамаканском районе и на Патомском плато требует проведения дополнительных археологических и палеоэкологических исследований на стоянках

охотников-собирателей эпох неолита и бронзового века.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны П.П. Летуновой, Е.В. Волчатовой за помощь в идентификации НПП.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при частичной поддержке грантов РФФИ № 18-59-22003\18, РФФИ № 19-05-00328, РФФИ-Лондонское Королевское Общество № 21-55-10001 и реализованы в соответствии с гос. заданием ИГХ СО РАН № 0284-2021-0003.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Weber A.W.* Middle Holocene Hunter–gatherers of Cis-Baikal, Eastern Siberia: Combined Impacts of the Boreal Forest, Bow-and-arrow, and Fishing // *Archaeological Research in Asia*. 2020. № 24. 100222.
2. *Тетенькин А.В.* Археология позднего верхнего палеолита и мезолита Нижнего Витима и Байкало-Патомского нагорья // *Известия АлтГУ. Исторические науки и археология*. 2018. № 2 (100). С. 182–187.
3. Атлас Забайкалья, Бурятская АССР и Читинская область. Сочава В.Б. (ред.). Москва, Иркутск: главное управление геодезии и картографии при Совете министров СССР, 1967. 176 с.
4. *Walker M. J. C., Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L. C., Fisher D.A., Long A.J., Lowe J.J., Newnham R.M., Rasmussen S.O., Weiss H.* Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of Ice-core, Marine and Terrestrial Records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) // *J. of Quaternary Science*. 2012. № 27. P. 649–659.
5. *Heaton T.J., Blaauw M., Blackwell P.J., Bronk Ramsey Ch., Reimer P.J., Marian Scot E.* The IntCal20 Approach to Radiocarbon Calibration Curve Construction: A New Methodology Using Bayesian Splines and Errors-in-variables // *Radiocarbon*. 2020. № 62 (4). P. 821–863.
6. *Grimm E.C.* Tilia 1.7.16 Software. Springfield, IL: Illinois State Museum. Research and Collection Center. 2011.
7. *Tian F., Cao X., Dallmeyer A., Lohmann G., Zhang X., Ni, J. Andreev A., Anderson P.M., Lozhkin A.V., Bezrukova E., Rudaya N., Xu Q., Herzsuh U.* Biome Change Sand Their Inferred Climatic Driver Sin Northern and Eastern Continental Asia at Selected Times since 40 cal. ka BP // *Vegetation History and Archaeobotany*. 2018. № 27. P. 365–379.
8. *Van Geel.* A Palaeoecological Study of Holocene Peat 598 Bog Sections in Germany and the Netherlands, Based on the Analysis of Pollen, Spores and Macro- and Microscopic Remains of Fungi, Algae, Cormophytes and Animals // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 1978. V. 25. P. 1–120.
9. *Bezrukova E.V., Belov A.V., Letunova P.P., Abzaeva A.A., Kulagina N.V., Fisher E.E., Orlova L.A., Sheifer E.V., Voronin V.I.* Peat Biostratigraphy and Holocene Cli-

- mate in the North Western Mountain Periphery of Lake Baikal // *Russian Geology and Geophysics*. 2008. № 49. P. 413–421.
10. *Bezrukova E.V., Amosova A.A., Chubarov V.M., Finkelshstein A.L., Kulagina N.V.* Environmental Changes in the Northeast of the Buryat Republic during the Holocene Post-Optimum: First Results // *Contemporary Problems of Ecology*. 2017. № 10. (4). P. 431–440.
  11. *Tarasov P.E., Bezrukova E.V., Muller S., Kostrova S.S., White D.* Chapter 2: Climate and Vegetation history / R.J. Losey, T. Nomokonova // *Holocene Zooarchaeology of Cis-Baikal*. Archaeology in China and East Asia Nünnerich–Asmus Verlag and Media. GmbH: Mainz, 2017. P. 15–26.
  12. Лес на вечной мерзлоте. Поздняков Л.К., Петренко Е.С. (ред.) Новосибирск: Наука, 1983. 97 с.
  13. *Tarasov P., Bezrukova E., Krivonogov S.* Late Glacial and Holocene Changes in Vegetation Cover and Climate in Southern Siberia Derived from a 15 kyr Long Pollen Record from Lake Kotokel // *Climate of the Past*. 2009. № 5. P. 285–295.
  14. *Tarasov P.E., White D., Weber A.W.* The Baikal–Hokkaido Archaeology Project: Environmental Archives, Proxies and Reconstruction Approaches // *Quaternary International*. 2013. № 290. P. 1–2.
  15. *Kobe F., Bezrukova E.V., Leipe Ch., Shchetnikov A.A., Goslar T., Wagner M., Kostrova S.S., Tarasov P.E.* Holocene Vegetation and Climate History in Baikal Siberia Reconstructed from Pollen Records and Its Implications for Archaeology // *Archaeological Research in Asia*. 2020. № 23. 100209.
  16. *White D., Preece R.C., Shchetnikov A.A., Parfitt S.A., Dlussky K.G.* A Holocene Mollusk an Succession from Floodplain Sediments of the Upper Lena River (Lake Baikal Region), Siberia // *Quaternary Science Reviews*. 2008. № 27. P. 962–987.
  17. *Bezrukova E.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P., Kulagina N.V., Vershinin K.E., Belov A.V., Orlova L.A., Danko L.V., Krapivina S.M.* Post-glacial History of Siberian Spruce (*Picea Obovata*) in the Lake Baikal Area and the Significance of this Species as a Paleo-environmental Indicator // *Quaternary International*. 2005. № 136. P. 47–57.
  18. *Demske D., Heumann G., Granoszewski W., Nita M., Mamakowa K., Tarasov P.E., Oberhansli H.* Late Glacial and Holocene Vegetation and Regional Climate Variability Evidenced in High-resolution Pollen Records from Lake Baikal // *Global and Planetary Change*. 2005. № 46 (1–4). P. 255–279.
  19. *Weber A.W., Bronk Ramsey C., Schulting R.J., Bazaliskii V.I., Goriunova O.I.* Middle Holocene Hunter-gatherers of Cis-Baikal, Eastern Siberia: Chronology and Dietary Trends // *Archaeological Research in Asia*. 2021. № 25. 100234.
  20. *Piasai O., Sudsanguan M.* Morphological Study of Ge-lasinospora from Dung and Antagonistic Effect Against Plant Pathogenic Fungi in vitro // *Agriculture and Natural Resources*. 2018. V. 52. № 5. P. 407–411.

## FIRST RECONSTRUCTION OF THE MIDDLE HOLOCENE HUNTER-GATHERERS ENVIRONMENT IN THE MAMAKAN ARCHEOLOGICAL AREA, PATOM HIGHLAND

**S. A. Reshetova<sup>a, #</sup>, E. V. Bezrukova<sup>a</sup>, A. V. Tetenkin<sup>b</sup>, and Academician of the RAS M. I. Kuzmin<sup>a</sup>**

<sup>a</sup> *A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

<sup>b</sup> *Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russian Federation*

<sup>#</sup> *E-mail: srescht@mail.ru*

The article presents the first radiocarbon-dated pollen record from the Mamakan peat section. This record came from the Mamakan archaeological area, where a number of famous Siberian archaeological sites of the Late Mesolithic – Middle Bronze ages are located. Reconstructions suggest sparse spruce and larch stands with fir in the area from 6450 to 6150 cal. BP. Later on, between 6150–4700 cal. BP, a warmer than early climate provides a quick spread of Scots pine in line with the general trend of its expansion in the south of East Siberia. Increased soil and air humidity in the Mamakan area occurred from 4700 to 3840 cal. BP, causing regional expansion of Siberian pine. The time interval from 3840 to 3600 cal. BP witnessed most significant development of both pines and larch. The first reconstructions of regional changes in vegetation and climate allow us to compare them with the few regional archaeological records. It was shown that the distribution of Scots pine occurred in the Lower Vitim River valley as well as in other mountainous regions north of Lake Baikal about 600 years later than in the southern areas of Baikal region and to the east of the Lake. The transition from dark coniferous-taiga to light coniferous-taiga with a predominance of Scots pine marks the most fundamental change in the Baikal region vegetation in the Holocene and is often discussed as one of the possible causes of the Middle Neolithic cultural “hiatus” (6660–6060 LN) documented in the archaeological records from different parts of this vast region. Reconstruction of the Mamakan region vegetation suggests that the territory of the Lower Vitim River valley was quite favorable for humans during most of the “hiatus” recorded in the Cis-Baikal, and may have been considered as an refuge for populations of hunter-gatherers in the Middle Neolithic.

*Keywords:* palynological analysis, archaeological sites, vegetation history, climate, Holocene, Patom Highland

УДК 551.583

## АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЯ РЕЖИМА ОСАДКОВ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ 20–НАЧАЛЕ 21 ВЕКА С ПРИМЕНЕНИЕМ БАЙЕСОВСКОЙ ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ МАРКОВСКОЙ ЦЕПИ

© 2022 г. И. О. Попов<sup>1, \*</sup>, Е. Н. Попова<sup>2, \*\*</sup>

Представлено академиком РАН В.М. Котляковым 23.09.2021 г.

Поступило 23.09.2021 г.

После доработки 05.10.2021 г.

Принято к публикации 06.10.2021 г.

Произведена байесовская оценка изменения вероятностей однородных переходов в бинарной марковской цепи первого порядка как модели изменения временного режима осадков на территории России в 2000–2019 гг. по сравнению с 1966–1985 гг. Показано достоверное изменение этих вероятностей на значительной части территории России, причем в большинстве случаев наблюдаются увеличение вероятности однородных переходов  $0 \rightarrow 0$  и уменьшение вероятности однородных переходов  $1 \rightarrow 1$ , что может означать увеличение продолжительности непрерывных периодов без осадков и уменьшение непрерывных периодов с осадками. Построены карты пространственного распределения этих изменений и статистически доказана его неслучайность.

*Ключевые слова:* изменение климата, осадки, марковские цепи, байесовская статистика

**DOI:** 10.31857/S2686739722010054

### ВВЕДЕНИЕ

Осадки являются важнейшим компонентом климата, влияющим на природные экосистемы и хозяйственную деятельность человека [1]. В связи с наблюдаемыми в настоящее время климатическими изменениями неоднократно отмечено изменение режима осадков, заключающееся, в том числе, в изменении их объема за определенный период времени, а также в изменении числа дней с осадками и без осадков, изменении характера и интенсивности осадков (ливневые или обложные) и др. [2, 3]. Важнейшей характеристикой режима осадков в том или ином географическом локусе является средняя продолжительность непрерывных периодов с осадками и без осадков. Для анализа и моделирования этого режима часто применяются марковские цепи: достаточно простые, но эффективные модели описания дискретных процессов, в ходе которых исследуемая система в один момент времени может принимать

лишь одно из конечного множества возможных состояний, а вероятность перехода в некоторое состояние в следующий момент времени определяется состояниями системы в один или несколько предыдущих моментов и только ими. Число таких моментов определяет порядок марковской цепи [4–6].

Очевидно, что метеорологическая система может характеризоваться одним из двух состояний: отсутствием (состояние 0) или наличием (состояние 1) осадков в некоторый период времени. Обычно в качестве такого периода берутся сутки. В ряде исследований было показано, что наибольшей точностью при описании режима осадков обладают марковские цепи второго порядка. Однако марковские цепи первого порядка также демонстрируют высокую точность, обладая при этом простотой структуры [7]. Марковские цепи первого порядка с двумя возможными состояниями системы 0 или 1 характеризуются четырьмя переходами состояний:  $0 \rightarrow 0$ ,  $0 \rightarrow 1$ ,  $1 \rightarrow 1$ ,  $1 \rightarrow 0$  и соответствующими четырьмя вероятностями перехода  $p$ , причем  $p_{0 \rightarrow 0} + p_{0 \rightarrow 1} = 1$  и  $p_{1 \rightarrow 1} + p_{1 \rightarrow 0} = 1$ .

Вероятности однородных переходов ( $0 \rightarrow 0$  и  $1 \rightarrow 1$ ) при описании режима осадков являются важными характеристиками климата, определяющими продолжительность непрерывных периодов с осадками или без них [8]. Их изменения во

<sup>1</sup> Институт глобального климата и экологии  
им. Ю.А. Израэля, Москва, Россия

<sup>2</sup> Институт географии Российской академии наук,  
Москва, Россия

\*E-mail: igor\_o\_popov@mail.ru

\*\*E-mail: en\_popova@igras.ru

времени составляют важный компонент климатических изменений. При этом недостаточно фиксации только наблюдаемых частотных изменений. Для заключений о достоверных изменениях вероятностей переходов или об отсутствии таковых необходим статистический анализ.

Цель данной работы – статистическое исследование достоверности изменений вероятностей однородных переходов в марковской цепи как модели временного режима осадков суточного разрешения на территории России к современному периоду 2000–2019 гг. по сравнению с периодом 1966–1985 гг., соответствующим началу глобального изменения климата, и исследование пространственного распределения этих изменений. Для решения этой задачи были применены методы байесовского анализа, использование которых в данном контексте не было обнаружено в проанализированной литературе.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Байесовская статистика в последние десятилетия бурно развивается, предоставляя высокоэффективные и гибкие методы решения задач статистического вывода [9]. Основой данного подхода является применение теоремы Байеса для заключения о характере распределения вероятности значений анализируемой величины (апостериорное распределение) на основе предположений о его распределении без учета наблюдаемых данных (априорное распределение) и распределении наблюдаемой переменной, зависящей от анализируемого параметра (функция правдоподобия) [10].

Предположим наличие марковского процесса первого порядка с двумя состояниями системы 0 и 1 и соответствующей матрицей вероятностей переходов. Число  $n$  наблюдаемых однородных переходов  $x \rightarrow x$  среди  $N$  переходов  $x \rightarrow \{0,1\}$  при вероятности перехода  $p_{x \rightarrow x}$  можно считать распределенным по закону биномиального распределения:

$$n \sim \text{Binom}(n, N, p_{x \rightarrow x})$$

Данное распределение будем использовать в качестве функции правдоподобия. В качестве априорного распределения величины  $p_{x \rightarrow x}$  можно взять бета-распределение:

$$p_{x \rightarrow x, \text{prior}} \sim \text{Beta}(\alpha_{\text{prior}}, \beta_{\text{prior}})$$

Известно, что биномиальное распределение в качестве функции правдоподобия и бета-распределение в качестве априорного распределения являются сопряженными распределениями, порождающими апостериорное бета-распределение анализируемой величины с параметрами, строго выводимыми из значений  $n$ ,  $N$ ,  $\alpha_{\text{prior}}$  и  $\beta_{\text{prior}}$  [11, 12]:

$$p_{x \rightarrow x, \text{post}} \sim \text{Beta}(\alpha_{\text{post}} = \alpha_{\text{prior}} + n, \beta_{\text{post}} = \beta_{\text{prior}} + N - n)$$

Обычная практика в байесовском анализе – использовать в качестве априорного равномерное распределение, являющееся частным случаем бета-распределения с параметрами  $\alpha_{\text{prior}} = \beta_{\text{prior}} = 1$ . Тогда параметры апостериорного бета-распределения приобретают значения:

$$\alpha_{\text{post}} = n + 1 \quad (1)$$

$$\beta_{\text{post}} = N - n + 1 \quad (2)$$

Формулы (1) и (2) в рамках представленной статистической модели позволяют напрямую вычислять параметры апостериорного распределения, не прибегая к современным вычислительным методам [13].

В качестве источника метеоданных использовалась база данных метеонаблюдений суточного разрешения ТТТР, созданная во Всероссийском научно-исследовательском институте гидрометеорологической информации – Мировом центре данных (ВНИИГМИ-МЦД, <http://www.meteo.ru>). Были отобраны 451 станция, расположенные на территории России, данные по осадкам с которых имели менее 10% пропусков за оба исследуемые периода.

Каждые сутки были охарактеризованы значениями 0 или 1, соответственно, отсутствию или наличию в них осадков. Было рассчитано число четырех видов переходов из одного состояния в такое же или другое для обоих периодов. Для предварительной оценки происшедших изменений были рассчитаны частоты переходов  $0 \rightarrow 0$  относительно событий  $0 \rightarrow X$  и  $1 \rightarrow 1$  относительно события  $1 \rightarrow X$ ,  $X \in \{0, 1\}$ , представляющие собой эмпирические оценки исследуемых вероятностей  $p_{0 \rightarrow 0}$  и  $p_{1 \rightarrow 1}$ .

По формулам 1 и 2 для каждой станции были рассчитаны параметры апостериорных бета-распределений значений вероятностей двух однородных переходов для обоих периодов 1966–1985 и 2000–2019 гг. С целью оценки достоверности изменения вероятностей однородных переходов во втором периоде по сравнению с первым была осуществлена оценка вероятности превосходства выборки из апостериорного распределения значений оцениваемых вероятностей для второго периода над распределением для первого периода [10]. Для этого были сгенерированы выборки случайных величин  $\{*p\}$  из всех четырех бета-распределений объемом  $5 \times 10^5$  экземпляров каждая. Полученные случайные величины объединялись в пары отдельно для каждого вида перехода. Рассчитывалась частота случаев  $*p_{(\text{период } 2)} > *p_{(\text{период } 1)}$ . Если эта частота была более 0.975, делалось заключение о достоверном увеличении значения вероятности однородного перехода  $p_{x \rightarrow x}$  ( $x \in \{0, 1\}$ )

**Таблица 1.** Статистические характеристики наблюдаемых частот переходов суточных режимов осадков  $0 \rightarrow 0$  и  $1 \rightarrow 1$  в периоды 1966–1985 и 2000–2019 гг. и их постанционных изменений

Тип перехода	Период	Среднее значение	Стандартное отклонение
$0 \rightarrow 0$	1966–1985	0.702	0.069
	2000–2019	0.709	0.069
	изменение	0.007	0.019
$1 \rightarrow 1$	1966–1985	0.598	0.084
	2000–2019	0.59	0.088
	изменение	-0.009	0.026

во втором периоде по сравнению с первым. Если частота была менее 0.025, делался вывод о достоверном уменьшении значения вероятности однородного перехода. В остальных случаях делался вывод о недостоверности изменений.

В результате этих исследований каждая станция была охарактеризована двумя признаками, отражающими достоверность и направление изменения величин  $p_{0 \rightarrow 0}$  и  $p_{1 \rightarrow 1}$ . Эти признаки имели одно из значений: “изменение недостоверно”, “достоверное уменьшение”, “достоверное увеличение”. Очевидно, что всего может быть девять комбинаций этих признаков для обоих видов вероятности.

Для визуализации пространственного распределения анализируемых изменений для каждой из вероятностей  $p_{0 \rightarrow 0}$  и  $p_{1 \rightarrow 1}$  были построены две географические карты, на которых кружками отмечены локализации станций, при этом цвет кружка отображает достоверность и направление изменений.

С помощью диаграммы (полигонов) Вороного [14] была осуществлена интерполяция полученных для станций меток на всю территорию Российской Федерации. Каждый полигон на картах закрашивался цветом, соответствующим метке его станции.

Для оценки совместного пространственного распределения характера изменения обоих видов вероятностей была построена карта с полигонами Вороного, цвет которых отображает характер изменений вероятностей  $p_{0 \rightarrow 0}$ , а вид штриховки — вероятностей  $p_{1 \rightarrow 1}$ .

Для оценки неслучайности пространственного распределения меток над множеством локализаций станций в географическом пространстве была проведена триангуляция Делоне [15]. В результате каждая станция была связана с ближайшими станциями двумя или более отрезками (“связями”). Каждая связь может быть охарактеризована как однородная, если соединенные ею станции имеют одинаковые метки, или как раз-

нородная в противоположном случае. Очевидно, что при случайном пространственном распределении меток доля однородных связей меньше по сравнению со случаем пространственной кластеризации станций с одинаковыми метками. Для проверки гипотезы о неслучайном распределении меток был проведен пермутационный тест, в каждом цикле которого метки случайным образом перемешивались между станциями и высчитывалась доля однородных связей. Всего было проведено  $5 \times 10^4$  циклов. В результате было создано эмпирическое распределение доли однородных меток и определен его 95%-й перцентиль. В случае, если наблюдаемое значение доли однородных связей больше данного значения 95%-го перцентилья, гипотеза о случайном характере наблюдаемого распределения меток отвергается. Тест проводился как отдельно для переходов  $0 \rightarrow 0$  и  $1 \rightarrow 1$ , так и для их совместного пространственного распределения.

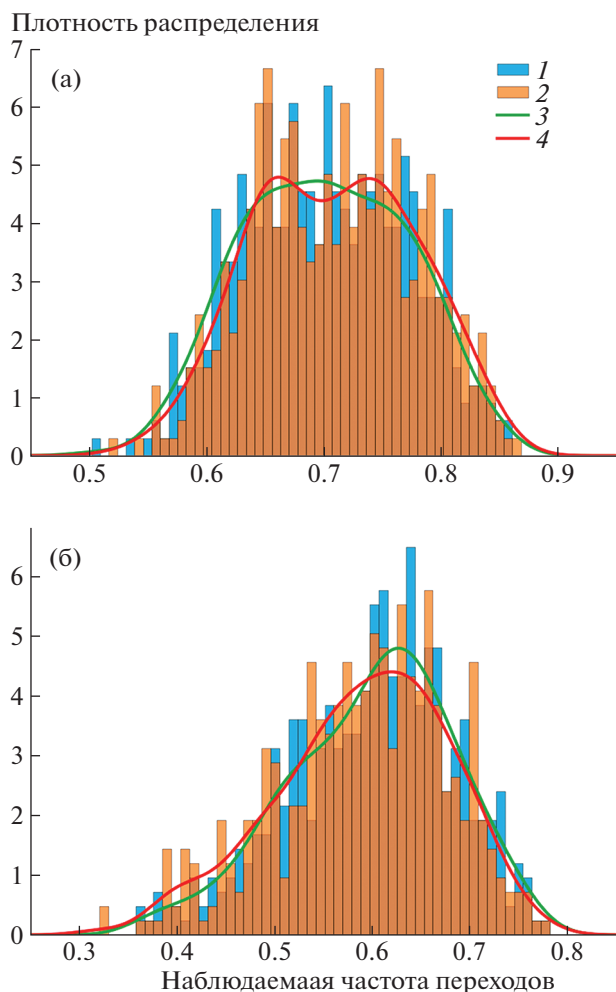
Подготовка данных и расчеты проводились с помощью программ, написанных на языке Python с применением библиотек numpy, Pandas, scipy. Построение полигонов Вороного, триангуляция Делоне и отрисовка карт осуществлялись в ГИС QGIS.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В табл. 1 приведены статистические характеристики (среднее арифметическое и стандартное отклонение) наблюдаемых частот переходов режима осадков типа  $0 \rightarrow 0$  и  $1 \rightarrow 1$  в исследуемые периоды и их изменений. Из этих данных видно, что во второй период среднее значение наблюдаемых частот переходов  $0 \rightarrow 0$  несколько увеличилось по сравнению с первым периодом, а частота переходов  $1 \rightarrow 1$  несколько уменьшилась.

На рис. 1 представлены гистограммы наблюдаемых частот однородных переходов режима осадков и графики ядерных оценок плотности их распределений для двух периодов. Согласно этому





**Рис. 1.** Плотность распределения значений наблюдаемых частот переходов 0→0 (а) и 1→1 (б). Обозначения: 1 и 2 – гистограммы значений наблюдаемых частот переходов за периоды 1966–1985 гг. (1) и 2000–2019 гг. (2), 3 и 4 – графики ядерной оценки плотности распределения наблюдаемых частот переходов за периоды 1966–1985 гг. (3) и 2000–2019 гг. (4).

рисунку, график плотности распределения частот переходов 0→0 ко второму исследуемому периоду несколько сместился в сторону больших значений (рис. 1а), а для плотности распределения ча-

стот переходов 1→1 заметно небольшое смещение в сторону уменьшения (рис. 1б), что совпадает с данными, представленными в табл. 1.

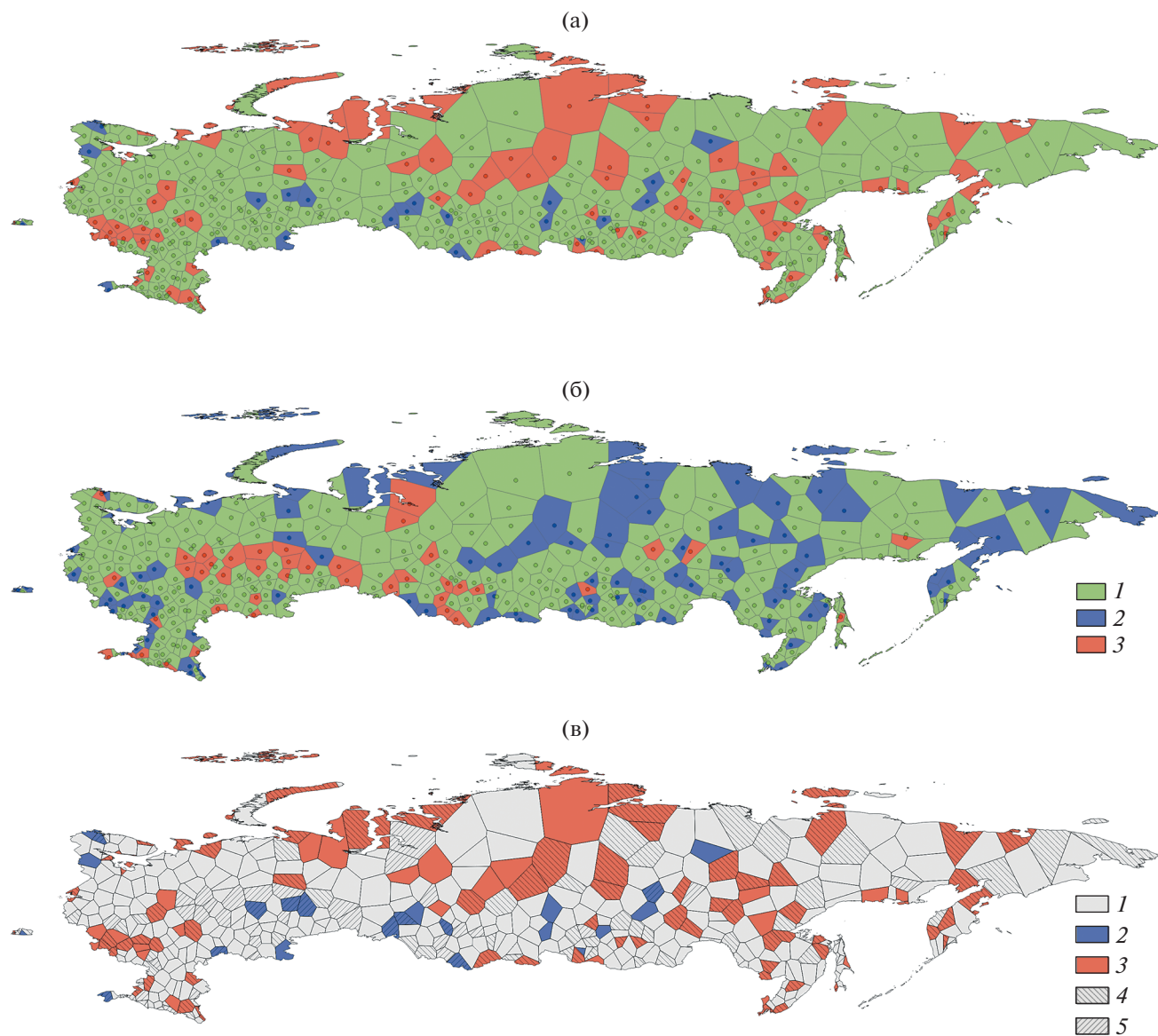
В табл. 2 приведено количество станций, характеризующихся различными оценками достоверности и типа изменений вероятностей переходов  $p_{0 \rightarrow 0}$   $p_{1 \rightarrow 1}$ . Как можно заметить, для большинства станций (58% от общего числа станций) сделан вывод об отсутствии статистически достоверного изменения исследуемых вероятностей переходов. Вероятность  $p_{0 \rightarrow 0}$  достоверно уменьшилась на 23 станциях (5%) и достоверно повысилась на 94 станциях (21%). При этом вероятность  $p_{1 \rightarrow 1}$  достоверно уменьшилась на 111 станциях (25%) и увеличилась на 42 станциях (9%). Станций, на которых происходит одновременное увеличение вероятности  $p_{0 \rightarrow 0}$  и уменьшение вероятности  $p_{1 \rightarrow 1}$ , отмечено 68 (15%), что более чем в шесть раз превышает число станций с противоположной характеристикой (совместное понижение  $p_{0 \rightarrow 0}$  и увеличение  $p_{1 \rightarrow 1}$ ) – 11 (2.5%). При этом не обнаружено станций с одновременным повышением или одновременным понижением обеих вероятностей.

Из полученных результатов можно сделать вывод о наличии преимущественной тенденции к увеличению вероятности  $p_{0 \rightarrow 0}$  и уменьшению вероятности  $p_{1 \rightarrow 1}$ , что может свидетельствовать об общей тенденции к удлинению периодов без осадков и укорочению периодов непрерывных осадков. При этом в отдельных регионах могут наблюдаться иные, в том числе противоположные, тенденции. В целом эти выводы, сделанные в результате проведения байесовской оценки, согласуются с данными описательного статистического анализа наблюдаемых частот однородных переходов, приведенных в табл. 1, и оценки плотности распределения частот переходов на рис. 1.

На рис. 2а и 2б приведены карты пространственного распределения достоверности и характера изменения вероятностей переходов  $p_{0 \rightarrow 0}$  и  $p_{1 \rightarrow 1}$ . На рис. 2в представлено совместное распределение видов изменения вероятностей обоих типов перехода.

**Таблица 2.** Число станций метеонаблюдений, характеризующихся различными байесовскими оценками достоверности и направления изменения вероятностей переходов  $p_{0 \rightarrow 0}$  и  $p_{1 \rightarrow 1}$

Изменение $p_{1 \rightarrow 1}$	Изменение $p_{0 \rightarrow 0}$			
	изменение недостоверно	достоверное уменьшение	достоверное увеличение	всего
изменение недостоверно	260	12	26	298
достоверное уменьшение	43	0	68	111
достоверное увеличение	31	11	0	42
всего	334	23	94	451



**Рис. 2.** Пространственное распределение видов достоверности и направления переходов вероятностей  $p_{0 \rightarrow 0}$  (а),  $p_{1 \rightarrow 1}$  (б) и их совместного распространения (в) на территории России. Обозначения а) и б): 1 – отсутствие достоверного изменения, 2 – достоверное уменьшение, 3 – достоверное увеличение. Обозначения в): 1 – изменение  $p_{0 \rightarrow 0}$  недостоверно, 2 – достоверное уменьшение  $p_{0 \rightarrow 0}$ , 3 – достоверное увеличение  $p_{0 \rightarrow 0}$ , 4 – достоверное уменьшение  $p_{1 \rightarrow 1}$ , 5 – достоверное увеличение  $p_{1 \rightarrow 1}$ , отсутствие достоверного изменения  $p_{1 \rightarrow 1}$  показано отсутствием штриховки.

Анализ этих карт позволяет предположить неслучайный характер распределения полигонов с достоверными изменениями вероятностей переходов. Полигоны одного типа образуют агломерации разного размера, что свидетельствует о распространении соответствующих климатических изменений на достаточно протяженные территории.

Неслучайный характер распределения изменений по территории России доказывают и результаты пермутационного теста, приведенные в табл. 3. Из них видно, что во всех трех случаях наблюдаемая доля однородных связей была значи-

тельно больше 95%-го перцентиля экспериментального распределения, что позволяет отвергнуть гипотезу о случайном пространственном распределении типов изменений между станциями.

Достоверное увеличение  $p_{0 \rightarrow 0}$  и одновременное понижение  $p_{1 \rightarrow 1}$  наблюдаются в центральных и юго-западных районах Европейской части России. Противоположная тенденция выявлена в Крыму и на некоторой части Кольского полуострова. Значительная часть Азиатской территории России также характеризуется областями с достоверными повышениями  $p_{0 \rightarrow 0}$  и понижениями

**Таблица 3.** Результаты пермутационного теста неслучайности пространственного распределения типов изменения вероятностей переходов

Вид перехода	Наблюдаемая доля однородных связей	95% процентиль экспериментального распределения доли однородных связей
0→0	0.579	0.547
1→1	0.593	0.537
совместное распределение	0.41	0.364

$p_{1 \rightarrow 1}$ . При этом области с достоверными понижениями вероятности  $p_{0 \rightarrow 0}$  и повышениями  $p_{1 \rightarrow 1}$  образуют прерывистый пояс, тянущийся от центральной части Уральских гор через Южную Сибирь до центральной части Восточной Сибири. Эти наблюдения могут свидетельствовать о проишедшем в этих регионах увеличении продолжительности непрерывных периодов осадков и сокращении длины непрерывных последовательностей дней без осадков.

Представляется очевидным, что закономерности этого пространственного распределения, так же, как и его связь с изменениями других климатических параметров, требуют дальнейшего изучения.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Анализ результатов выполнен за счет средств темы НИР по Плану Фундаментальных научных исследований государственных академий наук № 0148-2019-0007, АААА-А19-119021990093-8 “Оценка физико-географических, гидрологических и биотических изменений окружающей среды и их последствий для создания основ устойчивого природопользования”. Статистическое моделирование и визуализация результатов осуществлены за счет средств плана НИТР на 2020–2024 гг. Росгидромета, тема 3.2 “Мониторинг глобального климата и климата Российской Федерации и ее регионов, включая Арктику. Развитие и модернизация технологий мониторинга”.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Strangeways I.* Precipitation. Theory, Measurement and Distribution. Cambridge University Press. 2007. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535772>
2. *Popova E.N., Popov I.O., Semenov S.M.* Assessment of Variations in the Annual Sum of Active Temperatures and Total Precipitation during the Vegetation Period in Russia and Neighboring Countries // Russian Meteorology and Hydrology. 2018. V. 43. № 6. P. 412–417. <https://doi.org/10.3103/S1068373918060092>
3. *Chernokulsky A., Kozlov F., Zolina O., Bulygina O., Mokhov I., Semenov V.* Observed Changes in Convective and Stratiform Precipitation in Northern Eurasia over the Last Five Decades // Environmental Research Letters. 2019. V. 14. № 4. 45001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aafb82>
4. *Турчин В.Н., Турчин Е.В.* Марковские цепи. Днепропетровск: LuzinoffPress. 2016.
5. *Lennartsson J., Baxevania A., Chenb D.* Modelling Precipitation in Sweden Using Multiple Step Markov Chains and a Composite Model // Journal of Hydrology. 2008. V. 363. Iss. 1–4. P. 42–59. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.10.003>
6. *Wilks D.S.* Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. 3rd Edition. International Geophysics Series (V. 100). Elsevier, Academic Press. 2011. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385022-5.00015-4>
7. *Schoof J.T., Pryor S.C.* On the Proper Order of Markov Chain Model for Daily Precipitation Occurrence in the Contiguous United States // Journal of Applied Meteorology and Climatology. 2008. V. 47. Iss. 9. P. 2477–2486. <https://doi.org/10.1175/2008JAMC1840.1>
8. *Yeh H.-F., Hsu H.-L.* Using the Markov Chain to Analyze Precipitation and Groundwater Drought Characteristics and Linkage with Atmospheric Circulation // Sustainability. 2019. V. 11. Nr 6. Article Number 1817. <https://doi.org/10.3390/su11061817>
9. *Sprenger J., Hartmann S.* Bayesian Philosophy of Science. Oxford University Press; 2019. <https://doi.org/10.1093/oso/9780199672110.001.0001>
10. *Bradley C.P.* Bayes and Empirical Bayes Methods for Data Analysis. Boca Raton: Chapman and Hall/CRC. 2000.
11. *Watanabe S.* Mathematical Theory of Bayesian Statistics. Boca Raton: Chapman and Hall/CRC. 2018. <https://doi.org/10.1201/9781315373010>
12. *Stone J.V.* Bayes’ Rule: A Tutorial Introduction to Bayesian Analysis. Sebtel Press. 2013. <https://doi.org/10.13140/2.1.1371.6801>
13. *Martin O.* Bayesian Analysis with Python. Packt Publishing. 2016.
14. *Preparata F., Shamos M.* Computational Geometry: An Introduction. Springer. 1985.
15. *Скворцов А.В.* Триангуляция Делоне и ее применение. Томск: Издательство Томского университета. 2002.

**ANALYSIS OF CHANGES IN THE PRECIPITATION REGIME  
ON THE TERRITORY OF RUSSIAN FEDERATION IN THE SECOND HALF  
OF THE 20th AND IN THE EARLY 21st CENTURY WITH THE USAGE  
OF THE BAYESIAN ESTIMATION OF THE MARKOV CHAIN PARAMETERS**

**I. O. Popov<sup>a, #</sup> and E. N. Popova<sup>b, ##</sup>**

<sup>a</sup> *Yu.A. Izrael Institute of Global Climate and Ecology, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup> *Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup> *E-mail: igor\_o\_popov@mail.ru*

<sup>##</sup> *E-mail: en\_popova@igras.ru*

Presented by Academician of the RAS V.M. Kotlyakov September 23, 2021

A Bayesian assessment of the change in the probabilities of homogeneous transitions in a binary first-order Markov chain as a model of changes in the temporal regime of precipitation in Russia in 2000–2019 compared with 1966–1985 has been carried out. A significant change in these probabilities is shown over a significant part of the territory of Russia, and in most cases, there is an increase in the probability of homogeneous transitions 0→0 and a decrease in the probability of homogeneous transitions 1→1, which may mean an increase in the duration of continuous periods without precipitation and a decrease in continuous periods with precipitation. Maps of the spatial distribution of these changes have been constructed and its non-randomness has been statistically proven.

*Keywords:* climate change, precipitation, Markov chains, Bayesian statistics