

УДК 551.54

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-2-98-105

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ СПЕЛЕОТЕМА ПЕЩЕРЫ ВОРОНЦОВСКАЯ (КРАСНОДАРСКИЙ КРАЙ) И ВОЗМОЖНОСТИ ЕГО ПРИМЕНЕНИЯ ДЛЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анна Евгеньевна Маслобоева^{1✉}, Виктория Бэртовна Ершова²,
Ксения Юрьевна Васильева³, Дмитрий Александрович Гаврюшкин⁴,
Роман Витальевич Веселовский⁵

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; Геологический институт РАН, Москва, Россия; masloboeva0713@gmail.com ✉, <https://orcid.org/0009-0004-8293-8234>

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; Геологический институт РАН, Москва, Россия; v.ershova@spbu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9661-1708>

³ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; k.vasilyeva@spbu.ru, <https://orcid.org/0000-0001-7766-5674>

⁴ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; dmitry.gavriushkin@gmail.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; roman.veselovskiy@ya.ru

Аннотация. В работе дана подробная петрографическая характеристика спелеотема из Воронцовской пещеры, расположенной в Краснодарском крае, и предложена модель его образования. С помощью метода приростной хронологии получена минимальная оценка времени начала формирования натёчной плотины, составляющая около 82 тысяч лет. По данным сканирующей электронной микроскопии были обнаружены акцессорные минералы, среди которых присутствуют и магнитные, что позволяет использовать данный спелеотем для палеомагнитных исследований. Однако, поскольку эти минералы располагаются преимущественно в поровом пространстве между кристаллами кальцита, они могли поменять ориентировку в пространстве под воздействием просачивающихся через спелеотем флюидов, что необходимо учитывать при интерпретации палеомагнитных данных.

Ключевые слова: спелеотема, карбонаты, палеоклимат, петрография, четвертичные отложения, стабильные изотопы

Для цитирования: Маслобоева А.Е., Ершова В.Б., Васильева К.Ю., Гаврюшкин Д.А., Веселовский Р.В. Состав и строение спелеотема пещеры Воронцовская (Краснодарский край) и возможности его применения для палеоклиматических и палеомагнитных исследований // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 2. С. 98–105.

COMPOSITION AND STRUCTURE OF THE SPELEOTHEM FROM VORONTSOVSKAYA CAVE (KRASNODAR REGION) AND ITS POTENTIAL FOR PALEOCLIMATIC AND PALEOMAGNETIC STUDIES

Anna E. Masloboeva^{1✉}, Viktoriya B. Ershova², Kseniya Yu. Vasileva³,
Dmitriy A. Gavriushkin⁴, Roman V. Veselovskiy⁵

¹ St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; masloboeva0713@gmail.com ✉

² St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; v.ershova@spbu.ru

³ St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; k.vasilyeva@spbu.ru

⁴ Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; dmitry.gavriushkin@gmail.com

⁵ Lomonosov Moscow State University; Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; roman.veselovskiy@ya.ru

Abstract. This study presents a detailed petrographic characterization of the speleothem from Vorontsovskaya Cave (Krasnodar Region, Russia) and proposes a model for its formation. Incremental chronology indicates that flowstone growth began more than 82 ka. Scanning electron microscopy reveals accessory minerals, including magnetic phases, supporting its suitability for paleomagnetic investigation. However, because these minerals occur predominantly within pore spaces between calcite crystals, they may have been reoriented by percolating fluids; this potential post-depositional reorientation should be considered when interpreting the paleomagnetic data.

Keywords: speleothems, carbonates, paleoclimate, petrography, quaternary deposits, stable isotopes

For citation: Masloboeva A.E., Ershova V.B., Vasileva K.Yu., Gavriushkin D.A., Veselovskiy R.V. Composition and structure of the speleothem from Vorontsovskaya Cave (Krasnodar Region) and its potential for paleoclimatic and paleomagnetic studies. *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 2: 98–105. (In Russ.).

Введение. Спелеотемы (сталагмиты, сталакти-ты, известковые туфы, флоустоуны и т. д.) широко распространены в карстовых пещерах и образуются при осаждении карбонатных минералов из капельных вод, дегазирующих избыток углекислого газа при попадании в пещеры [Fairchild, Baker, 2012]. На основе петрографических и изотопно-геохимических характеристик спелеотема можно определить некоторые климатические и экологические параметры среды их формирования, к которым относятся колебания температуры и количества осадков, изменения характеристик растительности и почвы над пещерой, преобладание контрастной сезонности и другие факторы [Perrin et al., 2022; Fairchild, Baker, 2012]. В связи с этим последние десятилетия в зарубежных странах спелеотемы активно используются как объекты для палеоклиматических реконструкций четвертичного периода, а также для палеомагнитных исследований, нацеленных на детальное изучение палеовековых вариаций геомагнитного поля [Sánchez-Moreno et al., 2022]. Однако в отечественной науке изучению спелеотемов уделяется недостаточное внимание: опубликованные данные о геохимических и изотопных характеристиках спелеотем носят фрагментарный характер и охватывают лишь отдельные регионы, а подробные петрографические исследования ранее практически не проводились. На сегодняшний день в русскоязычной научной литературе можно выделить лишь отдельные примеры исследования спелеотем: в Игнатьевской пещере на Урале [Dublyansky et al., 2021], Воронцовской пещере на Кавказе [Гаврюшкин и др., 2023] и Лдзаавской пещере в Абхазии [Потапов и др., 2021]. По сравнению с международными исследованиями, число отечественных работ, посвященных спелеотемам, остается ограниченным, в то время как в XXI столетии на фоне ускорившихся изменений климата и окружающей среды мировое научное сообщество все полнее осознает важность изучения палеокли-

матических и палеоэкологических процессов, что в совокупности подчеркивает актуальность данного исследования.

Объектом настоящего исследования является спелеотем Воронцовской системы пещер (рис. 1, а), которая расположена на территории Хостинского района города Сочи Краснодарского края в 1,5 км к востоку от с. Воронцовка в верховьях р. Кудепста на Воронцовском хребте. Относится к спелеопровинции Южного склона, Сочинской спелеообласти, Алек-Дзыхринскому району, подрайону Ахцу, Воронцовскому участку. Протяженность пещеры 10,4 км, амплитуда высот 240 м. Пещера заложена в верхнемеловых пелитоморфных светло-серых известняках казачебродской свиты мощностью около 200 м, которые подстилаются переслаиванием туфопесчаников, мергелей и окремненных известняков дзыхринской свиты [Государственная..., 2000; Дублянский, Илюхин, 1982].

Цели работы заключались в выяснении условий формирования спелеотема, проверке наличия постседиментационных изменений структуры кальцита и пригодности данного спелеотема для палеоклиматических и палеомагнитных реконструкций. Для достижения этих целей решались задачи по петрографическому описанию структуры кальцита, определению его минералогического состава и изотопных отношений углерода и кислорода. Дополнительно был произведен расчет примерной продолжительности формирования спелеотема методом приростной хронологии.

Материалы и методы исследований. Материалом для работы послужили 3 керна (рис. 2), выбуренные из туфовой плотины (рис. 1, б) Очажного грота Воронцовской пещеры в 2023 г. Для петрографических исследований было изготовлено 15 прозрачно-полированных шлифов на эпоксидной смоле, которые были описаны и сфотографированы на оптическом микроскопе Leica DM4500 P. Общий минералогический состав карбонатных об-

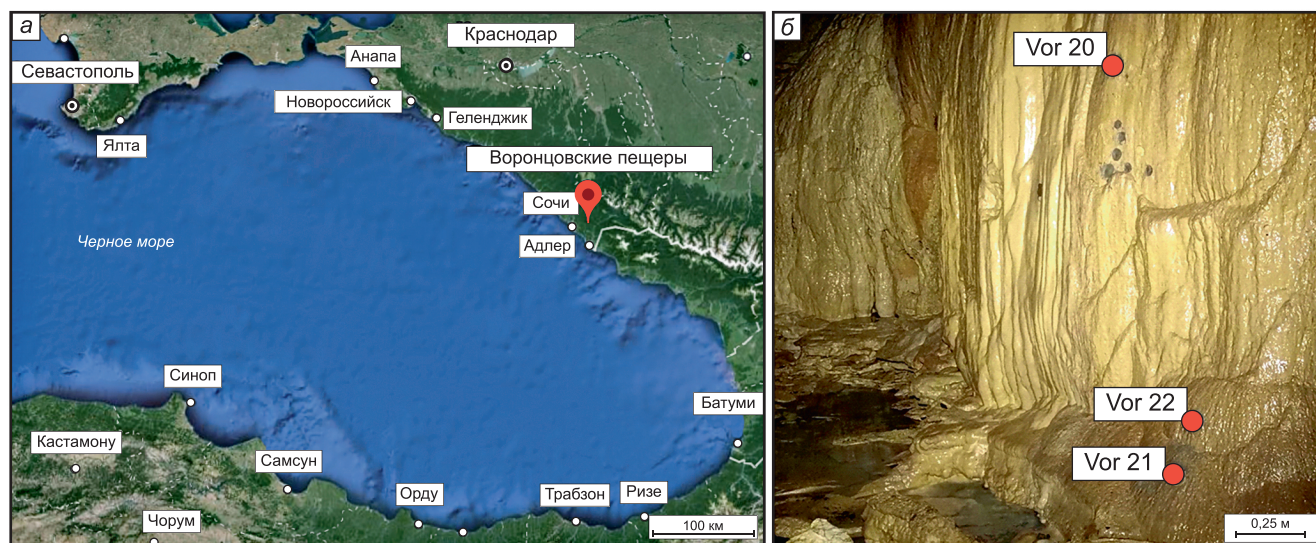


Рис. 1. Географическое положение исследуемого региона (а), фотография туфовой плотины, откуда был выбурен керн (б)

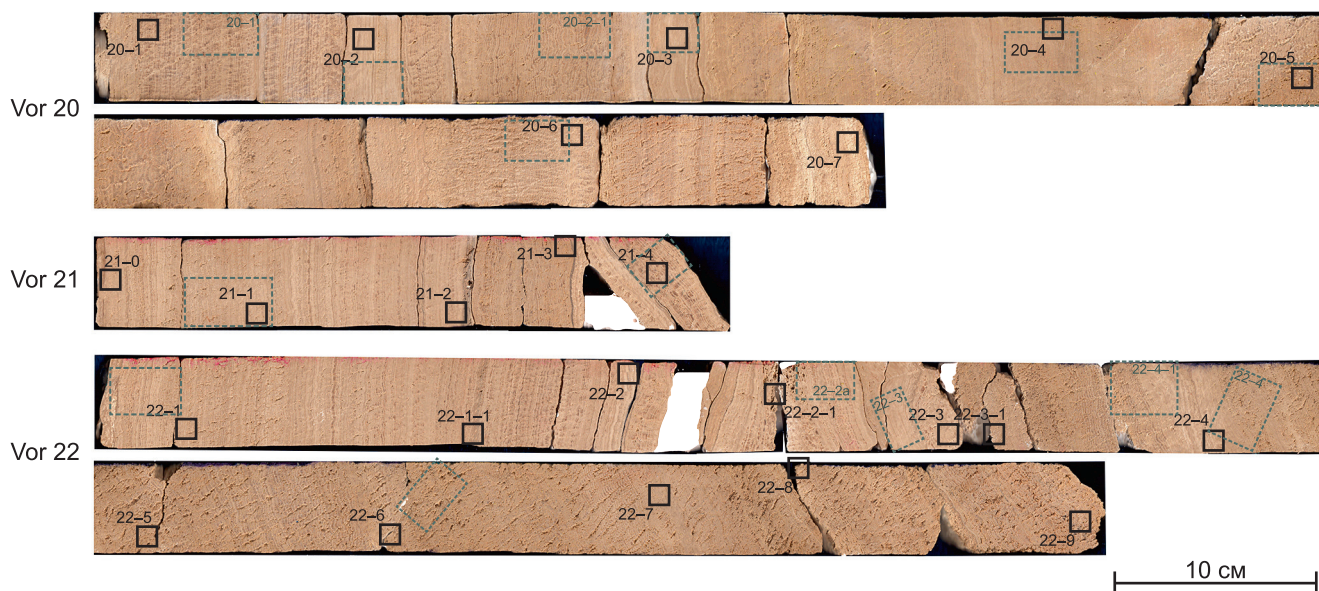


Рис. 2. Фотографии кернов, пробуренных в туфовой плотине пещеры Воронцовской. Черными квадратами показаны места отбора проб для изотопных исследований. Зелеными прямоугольниками показаны места отбора проб для изготовления шлифов

разований определялся с помощью рентгеновского дифрактометра Rigaku Miniflex II с медным анодом при напряжении рентгеновской трубки 30 кВ и силе тока 15 мА. Углы съемки 2-тета составляли от 5 до 70°, скорость 3°/мин (10 образцов). Энергодисперсионный анализ на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с приставкой для Oxford Instruments X-Max 20 был проведен для 3 прозрачно-полированных шлифов, напыленных углеродом. Материалом для изотопных исследований в данной работе послужили 24 образца карбонатов, для которых с помощью микробура были выделены пробы. Исследования соотношений стабильных изотопов кислорода и углерода ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, соответственно) были проведены на изотопном масс-спектрометре Delta V Plus (Thermo Fisher Scientific, Германия) в Лаборатории изотопного и элементного анализа Казанского федерального университета.

Результаты исследований. Петрографическая характеристика. Исследованный флуостоун сложен неравномерно переслаивающимися темными и светлыми слоями, которые под оптическим микроскопом представлены, соответственно, светлыми средне-крупнокристаллическими слоями кальцитового спарита и темными, преимущественно, микритовыми кальцитовыми слоями, которые в свою очередь состоят из более тонких слойков-ламин (рис. 3).

Спаритовые слои слагают обычно около 60–80 % породы; они сложены, преимущественно, столбчатыми кристаллами кальцита размером от 0,5 до 8 мм по удлинению (но чаще около 2–3 мм), которые характеризуются равномерным погасанием, гораздо реже также присутствуют участки, сложенные волокнистыми агрегатами кальцита (рис. 4, а) и столбчатыми радиаксиальными кристаллами с волнистым погасанием (рис. 3, г-д). Между кристаллами и вну-

три них часто присутствуют тонкие вытянутые поры и газопо-жидкие включения (рис. 3, в).

Столбчатые кристаллы расширяются кверху, образуя веерообразную форму (рис. 3). Веерные кристаллы зональные, зональность определяется чередованием более темных (коричнево-желтых) и светлых (почти бесцветных) ламин (= единичных слойков). Толщина ламин варьирует от 4 до 50 мкм, но чаще всего около 10–20 мкм. Края столбчатых кристаллов преимущественно неровные закругленные, а иногда ромбоидальные (рис. 3, б).

Микритовые слои слагают, в среднем, около 10–20 % площади шлифа. Они согласно облекают края веерных кристаллов (рис. 3), а также иногда их срезают (рис. 4, в). Толщина слоев до 4 мм (но обычно меньше 0,5 мм). В этих слоях также присутствуют светлые и темные ламины, однако их мощность в микритовых слоях меньше чем в спаритовых — в среднем, около 5 мкм.

Вторичные изменения. Пространство между столбчатыми кристаллами часто заполнено микритом и микроспаритом (размер кристаллов до 30 мкм; рис. 4), которые также могут замещать более крупные кристаллы (в шлифах видны реликты столбчатых кристаллов; рис. 4, а, б). Почти все образцы в разной степени подвержены микритизации (например, рис. 4). Это обычно небольшие участки (до 5–10 % от шлифа), однако есть образцы, в которых микритизированные области занимают большую часть шлифа. Эти зоны могут быть связаны системой пор; поры крупные (до 1,5 мм), округлые и вытянутые, похожи на ваги — поры, возникшие в результате выщелачивания крупных кристаллов кальцита.

Минералогический состав. По данным рентгенофазового анализа минеральный состав исследуемых образцов представлен кальцитом (рис. 5).

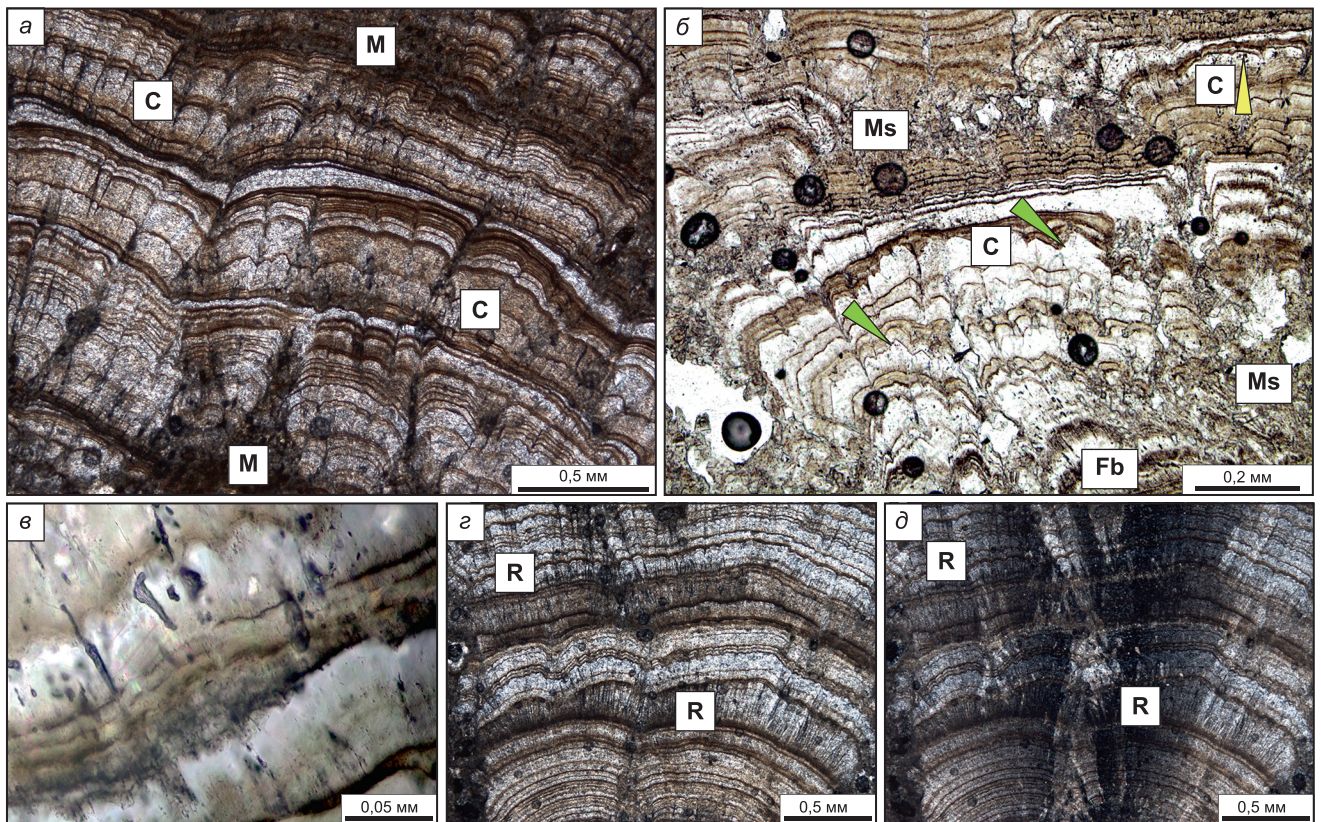


Рис. 3. Фотографии, иллюстрирующие различные структуры кальцита: а — фото фрагмента шлифа 20-6 в проходящем свете без анализатора; б — фото фрагмента шлифа 21-1 в проходящем свете без анализатора, в — то же, на фото изображены включения в кристаллах и между ними; г — фото фрагмента шлифа 20-6 в проходящем свете без анализатора, д — то же, с анализатором. С — столбчатые кристаллы кальцита; зелеными стрелками показаны столбчатые кристаллы с ромбоидальными краями, а желтыми — и плоскими; R — радиациальные кристаллы кальцита; M — микрит; Ms — микроспарит; Fb — волокнистые агрегаты кальцита

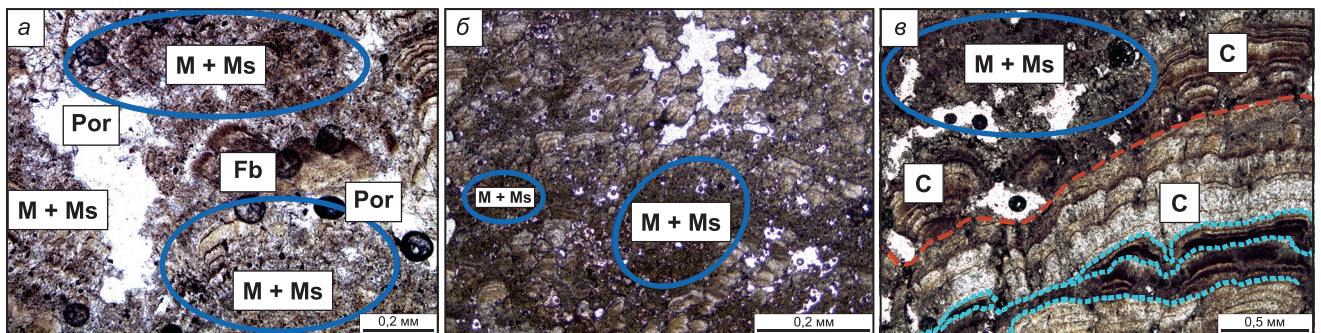


Рис. 4. Фотографии, иллюстрирующие вторичные изменения: а — фото фрагмента шлифа 21-1 в проходящем свете без анализатора; б — фото фрагмента шлифа 22-4, в — фото фрагмента шлифа 22-1. Синими эллипсами показаны зоны микритизации, голубыми линиями показаны места срезания слоев, оранжевой линией показан предполагаемый hiatus. С — столбчатые кристаллы кальцита, Fb — волокнистые агрегаты кальцита, M — микрит, Ms — микроспарит, por — поры

По данным электронной микроскопии и микрозондового анализа были обнаружены мелкие зерна следующих минералов: рутила, ильменита, магнетита, а также сульфидов железа. Эти минералы обычно расположены либо между крупными кристаллами в микрите или в поровом пространстве, либо между спаритовыми и микритовыми слоями (рис. 6).

Стабильные изотопы кислорода и углерода. Все образцы имеют отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (таблица). Значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от $-11,47$ до $-9,63$ ‰ VPDB, $\delta^{18}\text{O}$ — от $-8,55$ до $-7,26$ ‰ VPDB.

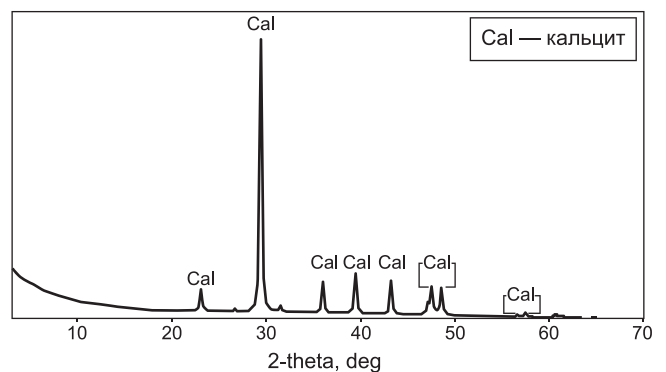


Рис. 5. Рентгенограмма образца 21-1

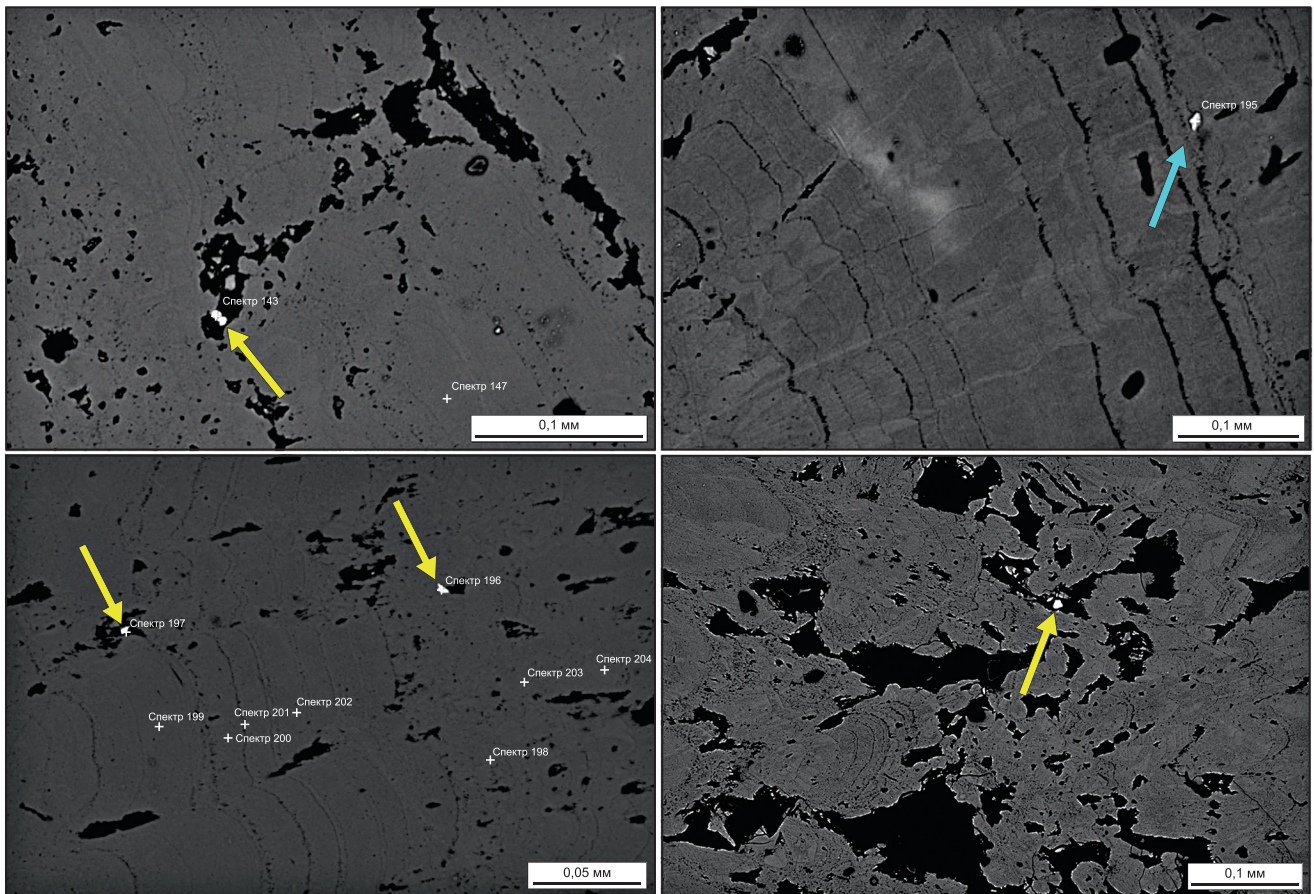


Рис. 6. Расположение акцессорных минералов в флоустоуне (изображения сделаны на сканирующем электронном микроскопе, режим обратно отраженных электронов, BSE). Желтыми стрелками показаны акцессорные минералы (рутил и магнетит), расположенные в порах между кристаллами, а голубой стрелкой показано зерно магнетита, расположенное между слоями

Обсуждение результатов. Интерпретация петрографических исследований. На микроскопическом уровне флоустоун представлен переслаиванием спаритовых и микритовых слоев, которые в свою очередь делятся на еще более мелкие светлые и темные ламины. Эти текстуры фиксируют как сезонные, так и многолетние вариации климата [Pentecost, 2005].

Ламинны обычно образуются в течение разных сезонов: светлые — во влажный, а темные — в более засушливый [Pentecost, 2005]. Для Краснодарского края увлажненный сезон приходится на зиму-весну, когда осадки наиболее обильны. В это время формируются светлые ламинны, сложенные более крупнокристаллическим прозрачным кальцитом (рис. 7). В засушливый сезон (лето-осень), когда поток воды снижается, возрастает роль испарения и механической эрозии спаритовых ламин. В таких условиях образуются темные ламинны, представленные микритом [Wróblewski et al., 2017; Pentecost, 2005; Frisia, 2015].

Слой (спаритовые или микритовые) включают в себя несколько пар таких сезонных ламин и накапливаются на протяжении 5–10 лет (иногда больше) (рис. 7). Спаритовые слои характерны для более влажных климатических этапов. Они включают множество сезонных ламин, при этом светлые

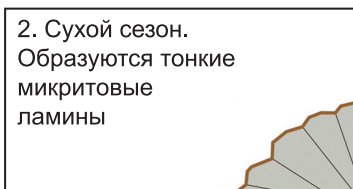
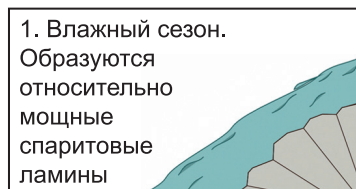
Таблица

Соотношения стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и углерода ($\delta^{13}\text{C}$) натёчных карбонатов из Воронцовской пещеры

Обр.	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB), ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (VPDB), ‰	Обр.	$\delta^{13}\text{C}$ (VPDB), ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (VPDB), ‰
20-1	-11,01	-7,97	21-4	-11,01	-8,43
20-2	-11,20	-7,26	22-1	-11,01	-7,90
20-3	-10,68	-7,93	22-2	-11,46	-7,96
20-4	-10,39	-8,05	22-3	-10,33	-7,40
20-5	-10,22	-8,12	22-4	-10,14	-8,07
20-6	-10,00	-7,67	22-5	-10,02	-7,71
20-7	-10,38	-7,92	22-6	-9,63	-7,78
21-1	-10,65	-8,55	22-7	-9,61	-7,49
21-2	-10,13	-8,33	22-8	-10,43	-7,61
21-3	-10,40	-8,06	22-9	-10,49	-8,38

имеют большую мощность, чем темные. Для таких климатических обстановок характерны столбчатые кристаллы с ромбоэдрическими краями (рис. 3, б), которые свидетельствуют о росте флоустоуна из мощной пленки жидкости при высокой скорости потока и низкой скорости дегазации CO_2 [Turgeon, Lundberg, 2001; Hill, Forti, 1997; Frisia 2015].

Влажный период



Сухой период

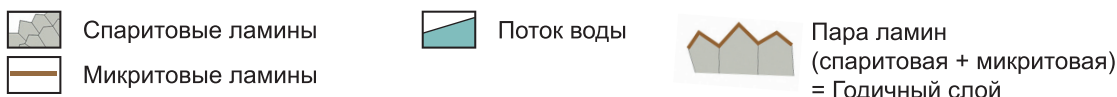


Рис. 7. Схематичная модель образования спелеотема

Микритовые слои, напротив, отражают засушливые периоды; они также состоят из чередующихся светлых и темных ламин, но светлые здесь заметно тоньше и менее выражены, чем в спаритовых слоях [Pentecost, 2005; Frisia, 2015]. В микритовых слоях также присутствуют столбчатые кристаллы, но обычно меньшего размера и со сглаженными краями (рис. 3), что может указывать на присутствие в среде роста флуостоуна органических веществ, аэробное окисление которых приводит к образованию гуминовых кислот и частичному растворению кальцита [Frisia, 2015].

В засушливые периоды спелеотем растет гораздо медленнее, вплоть до полного прекращения роста, и тогда образуются хиатусы — поверхности, свидетельствующие о перерыве роста спелеотема (рис. 4, в) [Pentecost, 2005].

Расчет возраста методом приростной хронологии. Для некоторых образцов был проведен подсчет годовых слойков (ламин), а точнее их пар (темные микритовые ламины, образующиеся в сухой сезон, и светлые спаритовые, образующиеся во влажный). Для большинства образцов не удалось напрямую посчитать количество ламин, так как из-за вторичных изменений они в тонких слоях не всегда хорошо различимы, и поэтому они были подсчитаны на основе оценки их средней мощности в образцах.

Для ядра № 20 мощность пар ламин в среднем составляет около 10–15 мкм. То есть скорость роста спелеотема на участке ядра № 20 составляет 10–15 мкм/год. И если считать, что средняя толщина слойков не выходит за эти пределы, то на основе этих данных можно рассчитать примерный минималь-

ный возраст спелеотема. И с учетом того, что длина ядра № 20 составляет 98 см, то его минимальный возраст — 82 ± 16 тыс. лет. Для образцов ядра № 21 толщина ламин варьирует от 3 до 40 мкм. Средняя толщина пар ламин 12–18 мкм. Тогда с учетом того, что длина ядра № 21 составляет 27 см — его минимальный возраст — 21 ± 6 тыс. лет. Для образцов ядра № 22 толщина ламин варьирует от 5 до 60 мкм. Средняя толщина пар слойков 12–18 мкм. Длина ядра № 22 составляет 101 см, и его минимальный возраст — 70 ± 14 тыс. лет.

Таким образом мы можем предположить, что с учетом хиатусов (перерывов в росте) исследуемый спелеотем начал формироваться не позднее, чем 82 тыс. лет назад.

Интерпретация изотопных данных. На основе изотопного состава кислорода карбонатов и воды, из которой они осаждались, можно рассчитать температуру их образования [Sharp, 2007]. Поскольку изотопные значения кислорода воды в период образования спелеотема неизвестны, нами для дальнейшего расчета были использованы средние изотопные значения за 2013–2014 гг. для карстовых вод пещеры Воронцовская ($\sim -9\text{‰}$ V-SMOW [Захаров и др., 2018]). Для расчета температур была использована формула Эпштейна [Epstein et al., 1953; Lachniet, 2009]:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 15,75 - 4,3(\delta^{18}\text{O}_{\text{calicite-PDB}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{water-SMOW}}) + 0,14(\delta^{18}\text{O}_{\text{calicite-PDB}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{water-SMOW}})^2,$$

где $\delta^{18}\text{O}_{\text{calicite-PDB}}$ — изотопный состав карбоната;
 $\delta^{18}\text{O}_{\text{water-SMOW}}$ — изотопный состав воды.

Расчеты показали, что средняя температура, при которой осаждались карбонаты, равна $+11,3^{\circ}\text{C}$, что сопоставимо с современной средней температурой в пещере, которая составляет $10\text{--}12^{\circ}\text{C}$ [Мазина, 2016]. Это позволяет предположить, что образование флоустуона происходило в условиях изотопного равновесия, что согласуется с представлениями об изотопном фракционировании в ходе образования флоустуонов [Borsato et al., 2007].

Изотопный состав углерода в карбонатах свидетельствует о его источнике. В исследуемом спелеотема изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ составляет $-10,5 \pm 0,5\text{‰}$ (PDB). Эти значения свидетельствуют о том, что в туфовой плотине преобладает включение CO_2 , обогащенного легким изотопом углерода (^{12}C), источником которого является почва, связанная с растительностью типа C4, к которым относятся травы и некоторые цветковые растения [Couchoud, 2008]. Однако если углерод был получен исключительно из CO_2 педогенного происхождения, то значение $\delta^{13}\text{C}$, которое можно было бы ожидать для кальцита, должно составлять в среднем -13‰ [Couchoud, 2008]. Следовательно, карбонатные минералы спелеотема также содержат углерод из других, более обогащенных ^{13}C источников, например, углерод, полученный в результате растворения вмещающих пород или атмосферный углерод ($\delta^{13}\text{C}_{\text{атм}}$ около -7‰) [Borsato et al., 2007; Couchoud, 2008].

Оценка пригодности спелеотема для палеомагнитных исследований. Как было отмечено выше, в спелеотема присутствуют акцессорные минералы (рис. 6), среди которых встречаются и магнитные (магнетит и пирротин), которые обычно располагаются либо между столбчатых кристаллов в микрите или в поровом пространстве, либо между слоями. Это является важным наблюдением, поскольку по ориентации магнитных минералов в спелеотемах можно реконструировать изменения магнитного поля в течение роста спелеотема. Принцип основан на ориентационном механизме образования естественной остаточной намагниченности — способности зерен магнитных минералов, в основном магнетита, вымытого из вышележащего почвенно-осадочного слоя и карбонатных коренных пород, оседать на поверхности растущего спелеотема и ориентироваться по направлению силовых линий магнитного поля Земли [Sánchez-Moreno et al., 2022].

Важно отметить, что для изученного спелеотема магнитные минералы, находящиеся в поровом пространстве и в микрите между кристаллами, являются, вероятно, не очень надежными маркерами изме-

нения магнитного поля Земли. Это связано с тем, что для этих участков отмечены значительные признаки вторичного преобразования карбонатов спелеотема, такие как следы растворения, микритизация и вторичная пористость, которые вызваны прохождением карстовых вод через поровое пространство спелеотема. Эти процессы могли нарушить исходное положение зерен магнитных минералов и, тем самым, изменить палеомагнитную запись.

Однако, зерна, располагающиеся внутри столбчатых кристаллов между ламинами, могут сохранять первичную палеомагнитную запись. Судя по данным электронной микроскопии, акцессорные минералы чаще всего располагаются в поровом пространстве и в микрите, и, значительно реже, между ламин. Соответственно, для палеомагнитных реконструкций следует учитывать возможное изменение ориентировки зерен магнитных минералов при прохождении растворов.

Заключение. Флоустуон макроскопически сложен чередующимися темными и светлыми слоями, которые в шлифах сопоставляются со светлыми прозрачными спаритовыми слоями и темными микритовыми слоями, соответственно, кальцитового состава.

Строение флоустуона отражает сезонные и многолетние вариации климата исследуемого региона: спаритовые слои формировались во влажном климате, а микритовые, вероятно, в более засушливом климате. В будущем флоустуон из пещеры Воронцовская может использоваться для детальных палеоклиматических реконструкций последних $\sim 80\text{--}100$ тысяч лет.

При использовании данного спелеотема для палеомагнитных исследований следует учитывать тот факт, что зерна магнитных минералов (магнетита и пирротина), часто располагающиеся в поровом пространстве между столбчатыми кристаллами, могли поменять первоначальную ориентировку под воздействием просачивающихся через спелеотем флюидов, однако степень влияния вторичных процессов на первичную остаточную намагниченность изученного спелеотема пока неочевидна и требует более детальной количественной оценки.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках темы государственного задания ИФЗ РАН № FMWU-2025-0033.

В данной работе были использованы аналитические возможности ресурсных центров СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» и «Геомодель».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гаврюшкин Д.А., Максимов Ф.Е., Пасенко А.М., Веселовский Р.В. Первые результаты комплексного датирования и оценка скорости роста спелеотема пещеры Воронцовская (Краснодарский край) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 513, № 2. С. 237–244.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. 2-е изд. Серия Кавказская. К-37-IV (Сочи). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. 135 с.

Дублянский В.Н., Илюхин В.В. Крупнейшие карстовые пещеры и шахты СССР. М.: Наука, 1982. 137 с.

Захаров Е.В., Кимбер В.Б., Резван В.Д. и др. Результаты изотопных исследований 2013–2016 гг. на закарстованных территориях Сочинского спелеологического района (Западный Кавказ) // Вопросы географии. 2018. № 147. С. 57–87.

Мазина С.Е. Мохообразные и папоротники в составе ламповой флоры пещер // Юг России: экология, развитие. 2016. Т. 11, № 3. С. 140–150.

Потапов С.С., Червяцова О.Я., Ракин В.И., Дбар Р.С. Особенности кальцитовых спелеотем Лдзаавской пещеры (Абхазия) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2021. № 24. С. 192–196.

Borsato A., Frisia S., Miorandi R., et al. Ricostruzioni climatico-ambientali per l'Olocene da tufo calcareo e latte di monte in grotte del Trentino // Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol. 2007. Vol. 82. № 2005. P. 239–259.

Couchoud I. Les isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans les spéléothèmes: des archives paléoenvironnementales // Quaternaire. 2008. Vol. 19. № 4. P. 275–291.

Dublyansky Y., Shirokov V., Moseley G.E., et al. ²³⁰Th dating of flowstone from Ignatievskaya Cave, Russia: Age constraints of rock art and paleoclimate inferences // Geoarchaeology. 2021. № 36. P. 532–545.

Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A., Urey H.C. Revised carbonate–water isotopic temperature scale // Geological Society of America Bulletin. 1953. Vol. 64. P. 1315–1325.

Fairchild I., Baker A. Speleothem Science: From Process to Past Environments. Wiley-Blackwell, 2012. 448 p.

Frisia S. Microstratigraphic logging of calcite fabrics in speleothems as tool for palaeoclimate studies // International Journal of Speleology. 2015. Vol. 44, № 1. P. 1–16.

Hill C., Forti P. Cave minerals of the World. Huntsville, 1997. 480 p.

Lachniet M.S. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values // Quaternary Science Reviews. 2009. Vol. 28. P. 412–432.

Pentecost A. Travertine. Springer, 2005. 445 p.

Perrin C., Honiat C., Prestimonaco L. Deciphering paleohydrology from the petrography and microstratigraphy of stalagmites (MIS 5–Holocene, Moulis Cave, Ariège, S. France) // Sediment. Geol. 2022. Vol. 440. P. 106256.

Sánchez-Moreno E.M., Font E., Pavón-Carrasco F.J., et al. Paleomagnetic techniques can date speleothems with high concentrations of detrital material // Scientific Reports. 2022. Vol. 12, № 1.

Sharp Z. Principles of Stable Isotope Geochemistry. Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 2007. 359 p.

Turgeon S., Lundberg J. Chronology of Discontinuities and Petrology of Speleothems as Paleoclimatic Indicators of the Klamath Mountains, Southwest Oregon, USA. // Carbonates and Evaporites. 2001. Vol. 16. P. 153–167.

Wróblewski W., Gradziński M., Motyka J., Stankovič J. Recently growing subaqueous flowstones: Occurrence, petrography, and growth conditions // Quaternary International. 2017. Vol. 437. P. 84–97.

Статья поступила в редакцию 21.09.2025,
одобрена после рецензирования 12.11.2025,
принята к публикации 24.04.2026