

БИОСФЕРА В ЛИТОСФЕРЕ

Беляев А.М.^{1*}, Юхалин П.В.¹, Назарова Т.А.²,
Юрченко Ю.Ю.²

- 1) Действительные члены Палеонтологического общества при РАН, Paleovirusology group, ООО «Сидосе», С.-Петербург, paleovirusology@mail.ru; <http://www.paleovirusology.ru/>
- 2) Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, С.-Петербург, Tatiana_Nazarova@vsegei.ru; Yuri_Yurchenko@vsegei.ru,

Аннотация

Геологическое пространство литосферы служит, и служиломестилищем для значительной части биосферы планеты, и способствует круговороту микробиологического вещества между поверхностными, глубинными и океаническими областями Земли. Глубинные воды, содержащие подземные микроорганизмы, могут выходить наружу на континентальных склонах, обогащая органическим веществом зоны апвеллинга и океанические течения. При этом, подземные воды имеют возможность постоянного движения, за счет ритмичного изменения внутривидного давления при ежесуточных земных приливах и отливах.

В древней глубинной биосфере благоприятные условия для обитания колониальных микроорганизмов существовали внутри горных пород в полостях агатовых камер, до заполнения их кремнистым веществом. Подземные организмы образовывали на стенках агатовых полостей слоистые, ветвистые и почковидные структуры, впоследствии замещенные кремнистым веществом.

Впервые получены данные о значительном обогащении легким изотопом углерода органического вещества в халцедонах агатовых жеод из месторождений Северного Тимана и Казахстана. Эти факты однозначно указывают на тесные связи между поверхностной и глубинной областями древней биосферы.

Ключевые слова: глубинная биосфера, земные приливы, моховые агаты, микрофоссилии, изотопы углерода.

BIOSPHERE in the LITHOSPHERE

**Belyaev A.M.¹, Yukhalin P.V.¹, Nazarova T.A.²,
Yurchenko Yu.Yu.²**

¹) Full members of the Paleontological Society of the RAS,
Paleovirusology group, Sidose LLC, St. Petersburg, Russia,
paleovirusology@mail.ru, <http://www.paleovirusology.ru/>

²) Russian Geological Research Institute (VSEGEI),
St. Petersburg, Russia, Tatiana_Nazarova@vsegei.ru;
Yuri_Yurchenko@vsegei.ru.

Summary

The geological space of the lithosphere serves, and has served as a receptacle for a significant part of the planet's biosphere, and contributes to the circulation of microbiological matter between the surfaces, deep and oceanic regions of the Earth. Deep waters containing underground microorganisms can come out on the continental slopes, enriching the upwelling zones and ocean currents with organic matter. At the same time, groundwater has the possibility of constant movement, due to the rhythmic change in intra-urban pressure at daily tides.

In the ancient deep biosphere, favorable conditions for the habitat of colonial microorganisms existed inside rocks in the cavities of agate chambers, before filling them with siliceous matter. Underground organisms formed layered, branched and kidney-shaped structures on the walls of agate cavities, which were subsequently replaced by siliceous matter.

For the first time, data on significant enrichment of organic matter with a light carbon isotope in chalcedony agate geodes from the deposits of North Timan and Kazakhstan were obtained. These facts clearly indicate the close links between the surface and deep regions of the ancient biosphere.

Keywords: deep biosphere, earth tides, moss agates, microfossils, and isotope of carbon.

Современная глубинная биосфера Земли

Глубинная биосфера Земли представляет собой часть биосферы планеты, которая, локализована в горных

породах. По некоторым оценкам на континентах она достигает глубины в 5 километров (Bar-On Y. 2018; Cario A. 2019). Под уровнем морского дна микробная жизнь найдена на глубине 1626 метров (Roussel, 2008). По некоторым оценкам современные обитатели глубинной биосферы составляют 90% биомассы всего мира прокариот и архей на планете, и 15% массы от всей биосферы. При этом, глубинная биосфера представлена всеми тремя доменами живых организмов: бактериями, археями, эукариотами, а также вирусами. Изучение геномов подземных обитателей показало их генетическое разнообразие, такое же, как и у микроорганизмов на поверхности (Colwell, 2013).

Микроорганизмы в горных породах могут существовать, как в глубинных холодных минерализованных водах при температурах 10-12°C (Lebedeva, et al., 2018), так и в термальных водах при температурах от 40° до 120°C (Verena, 2020). Самая высокая температура, при которой организмы культивировались в лаборатории, составила 122°C, под давлением 20 МПа и 40 МПа (Orcutt, et al., 2018).

Условия существования глубинных микроорганизмов

Современная глубинная биосфера Земли может существовать только как экосистема с разветвленными трофическими цепями, и со сложным обменом веществом. Подземные организмы могут получать энергию как с притоком вещества из поверхностной биосферы, так и в процессах окислительно-восстановительных реакций. В Испании в скважинах на глубинах более 600 метров обнаружены цианобактерии родов *Calothrix*, *Chroococcidiopsis* и *Microcoleus*. Они оказались практически идентичны, обитающим на поверхности Земли, но в них отсутствовали активные пигменты фотосинтеза. Авторы допускают, что цианобактерии попали на эту глубину вместе с водой с поверхности и смогли выжить (Fernando Puente-Sánchez, 2018). В глубинных водах так же были обнаружены вирусные частицы. Метагеномный анализ проб воды, извлечённой из скважины водоносного горизонта с глубины 2 км в Томской области, показал наличие трех молекул ДНК, которые принадлежали вирусам-бактериофагам порядка *Caudovirales* (Kadnikov, et al., 2019).

В современной подземной биосфере обитают не только простейшие микроорганизмы, но и животные. В пробках

трещинных вод из скважин нижних уровней шахты золотого рудника Беатрикс в Южной Африке в интервалах глубин от 0.9 до 3.6 км обнаружены микроорганизмы и несколько видов крошечных нематод «дьявольские черви» длиной около 0.5 мм. Они живут в анаэробных условиях при температурах до 46°C, питаются бактериями, и размножаются партеногенетически. Эти нематоды являются коренными жителями глубин, так как не встречаются в поверхностных горных водах (Borgonie, 2011).



Рис. 1. Подземные нематоды *Halicephalobus mephisto* – «дьявольские черви» (Borgonie, 2011).

В горных породах Австралии на глубине 60 м обитает десятисантиметровая многоножка, которая использует свои 1306 ножек для маневрирования под землей.



Рис. 2. ОднаТысячаТристаНожка с глубины 60 м. Австралия.
<https://www.nationalgeographic.com/animals/article/first-true-millipede-discovered-with-thousand-legs>

Подземные животные в глубинной биосфере, скорее всего, являются потомками интродуцентов, которые мигрировали вниз по обводненным разломам и трещинам, адаптировались к высоким температурам и давлениям, и стали питаться аборигенными бактериями.

Глубинный круговорот воды и микробиологического вещества

Гигантский подземный резервуар живого вещества должен быть тесно связан с поверхностной биосферой посредством обмена органическим веществом и энергией. На это указывает как генетическое разнообразие подземных организмов, так и возможность проникновения наземных организмов на значительные глубины. Это может быть вызвано постоянным движением, и оттоком трещинных и приразломных вод в моря и мировой океан. Давление поровых и трещинных вод в 2-3 раза выше давления морской воды на той же глубине. Глубинные воды, содержащие микроорганизмы, и растворенные минеральные компоненты, скорее всего, выходят наружу на склонах пассивных и активных окраин континентов, и могут обогащать биогенным веществом зоны апвеллинга и глубинные океанические течения. Таким образом, кроме поверхностного, может осуществляться глубинный круговорот микробиологического вещества между атмосферными, поверхностными, глубинными и океаническими областями биосферы Земли (Рис. 3).



Рис. 3. Приповерхностный и глубинный круговороты воды и микробиологического вещества биосферы. Содержание клеток в облаках – кл/м³ (клетки в метре кубическом); в воде – кл/мл (клетки в 1 миллилитре) (Kaushik, et al., 2014).

Подземные микроорганизмы могут обитать в межзерновом пространстве, трещинах или полостях внутри горных пород. Для метаболизма клеток и возможности объемного роста необходим постоянный обмен веществом и энергией с окружающей средой и стабильное поступление растворенных в воде питательных веществ: окислов углерода, азота, серы и, главное, фосфатов для синтеза органических молекул РНК, ДНК и АТФ. Кроме того, подземные микроорганизмы могут существовать только в составе сообществ, которые создают пищевые или трофические цепи от автотрофов, продуцентов к гетеротрофам, консументам, как это характерно для поверхностных организмов (Заварзин, 1972).

Для жизни в глубинных условиях необходима не только вода, но и ее движение. Постоянное движение растворов в межзерновом пространстве, и в полостях горных пород может быть вызвано ежесуточными земными приливами (с периодами около 12 часов), вызванными силами притяжения Луны и Солнца. Наибольшее вертикальное смещение твердой поверхности происходит, когда Земля, Луна и Солнце находятся в пространстве приблизительно на одной линии в новолуние и

полнолуние (Рис. 4). Полусуточная амплитуда современных каменных приливов на экваторе может достигать 55 см (Приливы твердой Земли, 2015).



Рис. 4. Ежесуточные земные приливы с периодами около 12 часов, вызванные силами притяжения Луны и Солнца в новолуние и полнолуние.

Периодическое воздымание и опускание земной тверди приводит к изменению плотности и, соответственно, пористости горных пород, которое сопровождается изменением давления в межзерновом пространстве. При этом, подземные воды, получают возможность постоянного пульсирующего приливного движения, обеспечивая «глубинное дыхание Земли», с амплитудой «вдоха и выдоха» в двенадцать часов. Ежесуточные земные приливы могут прокачивать межпоровые и трещинные воды сквозь толщи горных пород подобно насосу. При этом, скорость движения глубинных вод в приразломных трещинах, скорее всего, выше, чем межпоровых, в которых действуют капиллярные силы. Периодические приливы глубинных вод могут быть проявлены в ежесуточном дебете глубинных артезианских скважин (Беляев, Юхалин, 2022).

Глубинная биосфера

Несомненно, что глубинная биосфера существовала на планете и в древние геологические периоды, возможно, с самого начала зарождения жизни на Земле. Глубинные микроорганизмы могли быть представлены археями, прокариотами, эукариотами и вирусами, которые обитали в трещинах горных пород и межзерновом пространстве. Однако после смерти бактерии испытывали постмортальные преобразования, протоплазма клеток сжималась (коллапсировала) или растворялась (лизинг). Поэтому обнаружить микрофоссилии микроорганизмов, ранее живших в межзерновых порах горных пород, которые впоследствии заполнились твердым веществом, в настоящее время технически довольно сложно. Вместе с тем, древние трещины и полости внутри горных пород могли обеспечивать возможность объемного роста не только для одиночных бактерий, но и для значительных сообществ микроорганизмов, в том числе и колониальных. Со временем эти полости так же заполнились твердым веществом, например, минеральными образованиями кремнезема, в котором могли сохраниться и псевдоморфозы окремненных микроорганизмов.

Древняя жизнь в агатовых камерах

Полости внутри горных пород, с благоприятными условиями для существования древней подземной жизни, могли находиться в агатовых камерах, до заполнения их кремнистым веществом. Агатами называют ритмично-полосчатые поликристаллические агрегаты, сложенные в основном минералами семейства кремнезема (халцедоном, кварцином, кварцем, опалом) с зонами и включениями других минералов (карбонатов, цеолитов, оксидов и гидроксидов железа и марганца). Агаты широко распространены среди магматических пород, излившихся на поверхность материков или под водой – в базальтах, андезитах, риолитах, а также в осадочных породах и корках выветривания. Халцедоновые агаты приурочены к пустотам в магматических и осадочных породах, и «образуются из жидкостей, состоящих частично или главным образом из «метеорной воды» (Heaney, 1993). Следует отметить, что агатовые жеоды формировались в «зоне жизни» – подземных областях доступных для проникновения поверхностных вод и

существования организмов глубинной биосферы. Поэтому, жизнь в подземных полостях была не только возможна, но и неизбежна.

Температуры кристаллизации халцедона в агатовых жеодах оценивались по включениям в других минералах и находятся в широком диапазоне температур от 30-40⁰С до 420⁰С (Годовиков и др., 1987). Эксперименты не исключают возможности образования халцедона в более холодных обстановках 39-85⁰С (Heaney, 1993). Следует подчеркнуть, что температуры до 100⁰С, существовавшие в некоторых агатовых полостях, были вполне благоприятны для жизни подземных организмов (Verena, 2020).

Есть несколько гипотез происхождения агатовых жеод, и тонкой полосчатости халцедоновых слоёв в них. Однако, в настоящее время, наибольшим признанием пользуется механизм образования ритмично-полосчатых агатов, при котором из растворов, циркулировавших по ранее образованным полостям и каналам (газовым пузырям в эффузивных породах или пустотам выщелачивания в осадочных породах), последовательно отлагались слои халцедона, кварца, опала и других минералов (Годовиков и др., 1987). Вместе с тем, до сих пор дискуссионны главные причины ритмичности поступления минералообразующих силикатных растворов в агатовые полости в разных горных породах, в разных месторождениях Земли, и в разные геологические периоды.

Наиболее распространены ритмично-слоистые агаты сложенные чередующимися слоями халцедона (макроритмами), которые часто обладают изменчивостью окраски (Рис.3).

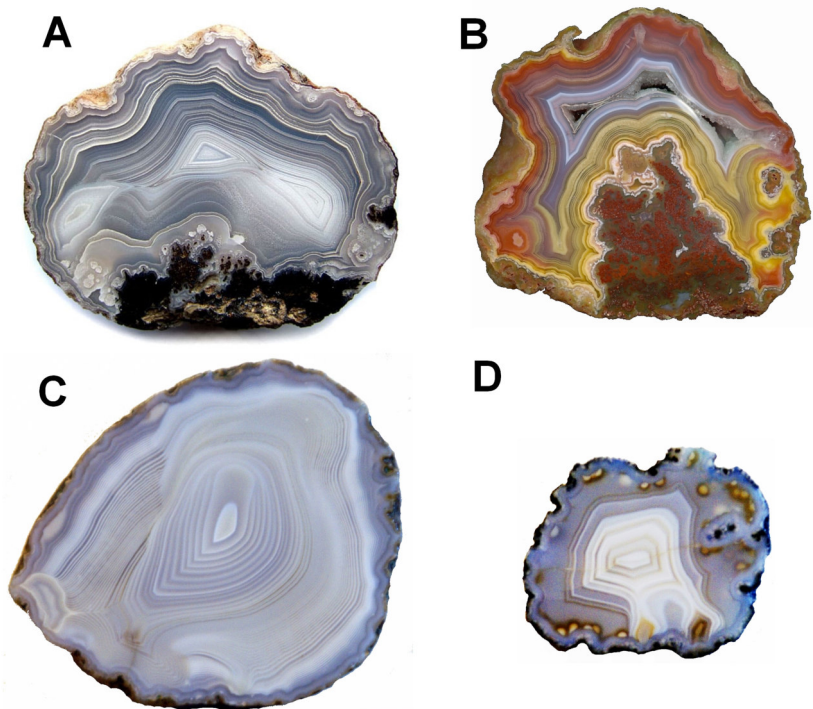


Рис. 5. Зональные агаты различных месторождений.

А. Монголия; В. Мехико (Агаты..., <http://mindraw.web.ru>); Агаты Северного Тиммана: С. Обр. Т-1. (7 см); D. Обр. Т-2. (5 см). На стенках жеоды присутствуют несколько чередующихся почковидных слоев, содержащих агрегаты пузырчатых структур. К ним примыкают сферические глобулы, окруженные коричневатыми ореолами. Из коллекции А.М. Беляева.

Изменчивость окраски слоев халцедона в зональных агатах объясняется примесями, захваченными при их росте, или диффузионным проникновением через его поры поздних растворов, отлагавших в них пигментирующие минералы (Агаты, mindraw.web.ru). Однако, видимая ритмичная изменчивость цвета халцедона в маккоритмах, может быть также вызвана неоднородностью химизма минералообразующих кремнеземсодержащих растворов, связанных с сезонными колебаниями состава поверхностных метеорных вод.

В видимых невооруженным глазом макроритмах обнаруживаются тончайшие микроритмы, которые проявляются в определенных срезах и углах наклона слоев. В различных ритмично-слоистых агатовых жеодах их число от нескольких десятков до нескольких сотен на 1 мм. «Этот факт вызывает большие трудности при объяснении пульсационного заполнения полостей, так как невозможно найти механизм, при котором растворы поступали бы с подобной частотой в замкнутые (?) полости» (Годовиков и др., 1987). Однако, такие микроритмы могли быть сформированы из движущихся кремнийсодержащих растворов в результате пульсационного изменения давления, во время каменных приливов. Так, резкое падение давления в агатовых полостях во время каменного прилива могло сопровождаться отложением халцедона из минеральных растворов, и приводить к ритмичному нарастанию тончайших слоев микроритмов. Во время каменного отлива и повышения давления происходило частичное растворение отложенного вещества, но из-за тепловых потерь не было полного растворения, ранних отложений. Но, в этом случае, микроритмы должны различаться по толщине, в соответствии с силой приливов. В периоды новолуний и полнолуний в микроритмах должны формироваться более мощные отложения халцедона, чем фазе первой четверти. В настоящее время суточные приливы в течение 28 – дневного лунного месяца проявляются 56 раз. Их мощность в основном зависит от наложения лунных и солнечных приливов, и от географической широты. В древние геологические эпохи число дней в лунном месяце могло быть различным и зависеть от времени обращения Луны вокруг Земли, а Земли вокруг солнца. Кроме того, число и мощность отложений макро- и микроритмов халцедона в древних агатовых камерах могла зависеть от активности геолого-тектонических факторов и гидродинамических условий поступления минеральных растворов.

В ритмично-зональных агатах Северного Тиммана, сформировавшихся 400 миллионов лет тому назад в газовых пустотах базальтов, макроритмы имеют толщину 1–2 мм и постепенную изменчивость окраски в пределах ритма (Рис. 6.А).

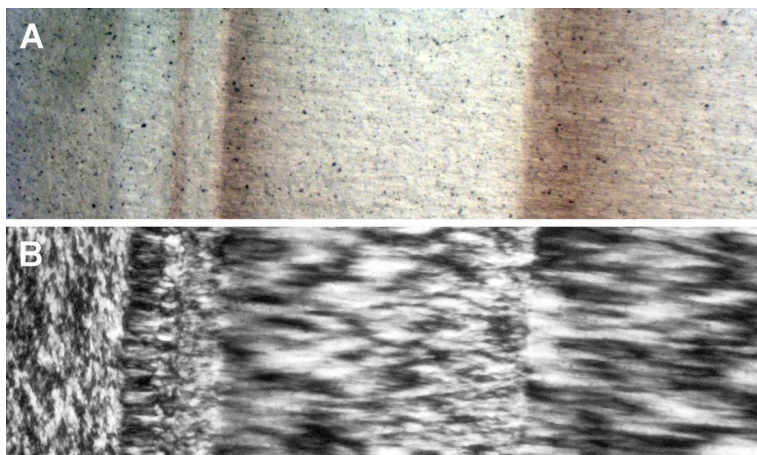


Рис. 6. Макроритмы в ритмично-зональном агате Северного Тиммана (образец Т-1 на Рис. 5.С). А. Макроритмы с изменчивостью окраски. Без анализатора; В. Тот же объект, что и на Рис. А, с анализатором. Прозрачно-полированный шлиф. Ширина поля 4 мм.

В прозрачно полированных шлифах (образец Т-1, с анализатором) видны отчетливые границы между отдельными макроритмами. Они сложены агрегатами халцедона с характерным отрицательным удлинением, в результате чего оптические индикатрисы микролитов ориентированы перпендикулярно к границам слоя, и имеют радиально-волнистое угасание (Рис.6.В). Внутри видимых невооруженным глазом макроритмов, толщиной около 1 мм, обнаруживаются пакеты, образованные 30-ю тончайшими микроритмами. Возможно, эти микроритмы отлагались из движущихся кремнийсодержащих растворов в результате полусуточного пульсационного изменения давления, во время каменных приливов и отливов, а макроритмы – представляют собой отложения халцедона за период лунного месяца. В образце Т-1 наблюдается симметричная зональность в распределении толщины микроритмов, в краях пакетов они отчетливо толще, чем в центральных частях (Рис. 7).

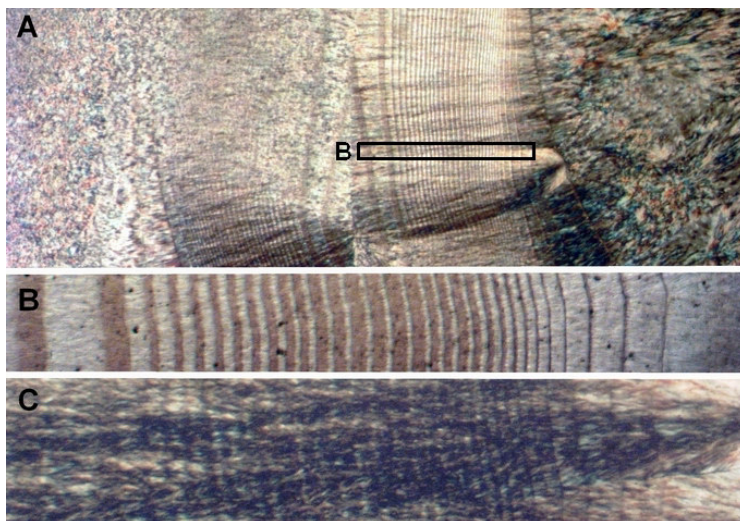


Рис. 7. Фото прозрачно-полированного шлифа образца Т-1, показанного на Рис. 3.С. А. Слои халцедона около 1 мм толщиной (макроритмы) содержат по 32 микроритма, мощность которых увеличивается от центральной части к краям макроритма. С анализатором. Ширина поля 4 мм; В. Микролиты халцедона в макроритмах. Деталь Рис. 7.А. Без анализатора. Ширина поля 1 мм; С. Радиально-волнистое угасание микролитов халцедона, ориентированное поперек слоистости. Тот же, объект, что на Рис. В., с анализатором.

Поскольку каменные приливы должны были иметь место на всех континентах и в разные геологические эпохи, то микроритмы халцедона могли проявляться во всех ритмично-слоистых агатовых структурах. Но их число и толщина в разных жеодах могли определяться длиной лунного месяца в тот период геологического времени, величиной прилива, а также геодинамическими условиями поступления кремнийсодержащих растворов в агатовые камеры. Симметричное ритмично-зональное строение пакетов микроритмов в макроритмах в агатовых жеодах различных месторождений отмечалось и ранее (Годовиков и др., 1987). На фото (Рис.8) показано ритмичное строение зональных макроритмов в агатах Туркменистана. В центральных частях каждой зоны промежутки между

микроритмами закономерно уменьшаются (Барсанов, Яковлева, 1984).

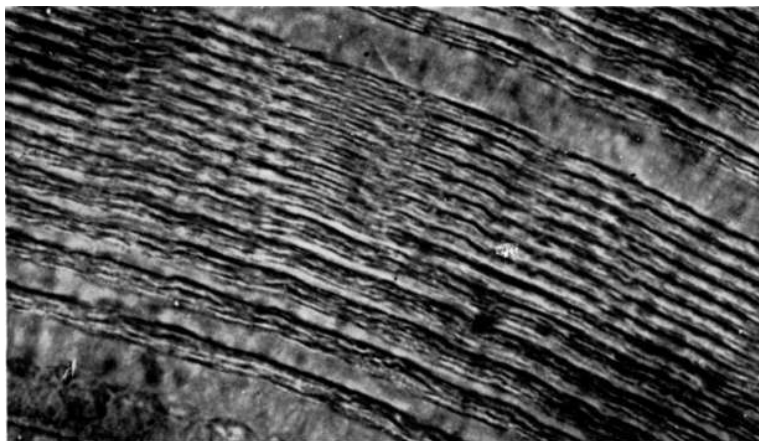


Рис. 8. Увеличение мощности микроритмов от центральной части к краям макроритма. Увеличение 500, без анализатора. Кафигшем, Туркменистан (Барсанов, Яковлева, 1984).

Таким образом, микроритмы халцедона в зональных агатах могли формироваться в результате пульсационного изменения давления и отложения кремнистого вещества из растворов, во время полусуточных каменных приливов, а макроритмы – представляют собой отложения халцедона за период лунного месяца. В некотором роде, такая зональность подобно годовым кольцам в деревьях. Во всяком случае, формирование микроритмов халцедона в результате пульсационного изменения давления можно проверить экспериментально в лабораторных условиях.

Моховые агаты

Естествоиспытатели в XVIII веке рассматривали ветвистые структуры в некоторых агатах как окаменевшие минерализованные включения мхов. Поэтому, жеоды, выполненные халцедоном, и содержащие моховидные, иголячатые и сферолитовые включения, относят к моховыми агатам. Ветвящиеся минеральные образования в них традиционно называют дендритами (Рис.9).

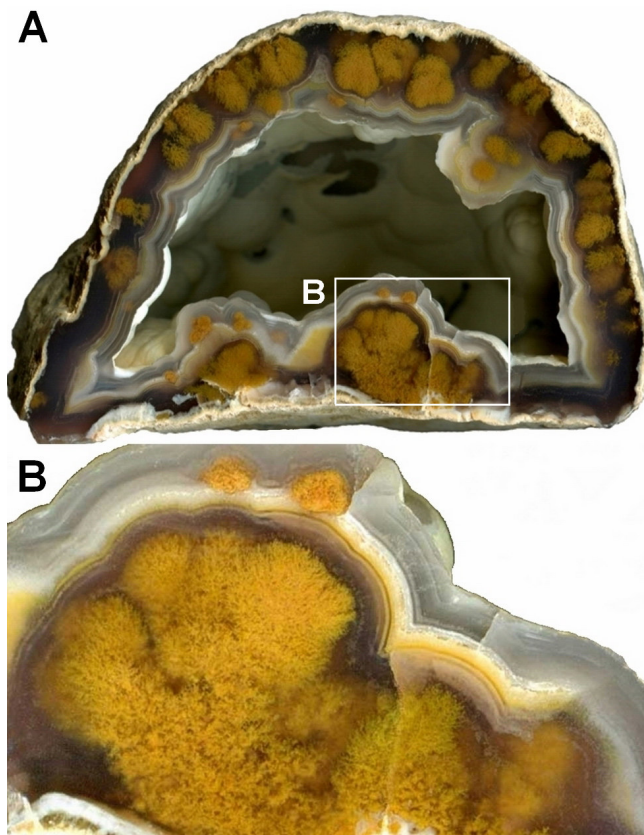


Рис. 9. Моховый агат с ветвистыми включениями дендритов гётита. Бразилия. Фото А – 11 см, В – деталь фото А. Ширина поля 3см (Слётов, 2012. <http://mindraw.web.ru>).

Разные авторы не всегда разделяют термины скелетные кристаллы и дендриты, используя их как идентичные. Вместе с тем еще И. И. Шафрановский (1961) и Д. П. Григорьев (1965) указывали на принципиальные различия между понятиями «скелетный кристалл» и «дендрит». Ветвистые дендриты (некристаллографические) сложены минеральными агрегатами – окристаллизованными субиндивидами, тогда как скелетные кристаллы (кристаллодендриты) образованы расщепленными индивидами (Дымков, 1985). Скелетные кристаллы растут в неравновесных условиях вязкой среды, когда ребра или вершины скелетного кристалла расщепляются по определенным законам.

Они ветвятся и разрастаются в направлении наиболее интенсивного поступления питающего материала к их поверхности (Годовиков и др., 1987). Возможно, что в агатовых жеодах дендриты могут быть представлены как кристаллодендритами, так и некристаллографическими ветвистыми структурами. Во всяком случае, это должно подтверждаться в каждом конкретном случае. Но в подавляющем большинстве работ дендриты в агатах априори считаются кристаллодендритами, сформировавшимися в условиях вязкой среды.

Минералоги отрицают изначально биологическую природу ветвистых дендритов, основываясь на исследованиях, проведенных в XVIII М. Коллини. Он установил, что включения в моховиках сложены железистым веществом, часть которого после дробления моховика притягивалась магнитом (Collini, 1776!). Это считалось достаточным доказательством абиогенной природы дендритов. «Тем не менее, представления об органическом происхождении включений в моховиках высказывались многими учеными и встречались на страницах учебников вплоть до середины XIX века. Только после того, как вышла работа Ф. Гергенса (Gergens, 1858!), показавшего большое морфологическое сходство включений в моховиках с так называемыми «химическими садами» («силикатными растениями»), образующимися в результате реакций различных солей с разбавленными растворами растворимого стекла, с представлениями об органической природе включений в моховиках было окончательно покончено. В результате все моховики стали считать минеральными образованиями в студне кремнезема. При этом на детали морфологических особенностей включений в моховиках должного внимания, как правило, не обращалось» (Годовиков и др., 1987).

В связи с последним замечанием, необходимо более тщательно рассмотреть детали морфологических особенностей включений в моховиках. Так, в моховом агате из Бразилии стенки агатовой жеоды сложены опал-халцедоновыми структурами – сферолитовыми корками (Рис.11) .



Рис. 11. Жеода мохового агата с включениями дендритов гётита, 11 см. Бразилия (Слётов, 2012. <http://mindraw.web.ru>).

Горизонтальные отложения халцедона и опала в центре указывают на положение жеоды в пространстве в заключительные этапы ее формирования. Очевидно, что ветвистые структуры дендритов гётита росли сверху и снизу к центру агатовой полости. Это возможно, только если вся полость была заполнена жидким минеральным раствором, из которого постоянно поступало вещество для роста ветвистых структур. Структуры дендритов обрамляются слоистыми почковидными образованиями, нижняя граница которых всегда расположена от концов ветвистых структур на некотором расстоянии. Это указывает на то, что рост ветвистых структур проходил в слое жидкого вещества, которое синхронно с ними увеличивалось в объеме. Таким образом, границы слоя исполняли роль мембраны, пропускающей вещество для роста ветвистых структур. Границы этого слоя смещались от ветвистых структур по мере их роста в жидкой среде и не наблюдаются в промежутках между «кустикками». Жидкий слой в верхней части жеоды (Рис. 11) был значительно толще, чем в нижней, и свисал с верхнего края под действием силы тяжести. Такое провисание слоистого вещества возможно, только если после окончания формирования, оно еще

не стало твердым халцедоном. При этом остальное пространство полости должно было быть полностью заполнено менее плотным раствором, из которого во все стороны поступало вещество для роста жидкого слоя, окружавшего ветвистые структуры. Это означает постоянное дополнительное поступление питающего раствора в агатовую камеру. После окончания поступления питающего раствора для слоя с ветвистыми структурами, он должен был стать твердым до того, как в полости жеоды начали отлагаться горизонтальные слои халцедона, и образовалась внутренняя полость (Рис. 11).

В некоторых агатовых жеодах ветвистые структуры демонстрируют рост от периферии к центру, и, обрамляются слоистыми почковидными образованиями по внешнему контуру, тогда как остальной объем жеоды полностью заполнен прозрачным однородным халцедоном с зональностью только в центральной части (Рис. 12.А). Иногда, ветвистые структуры росли от центра к краям, заполняя весь объем агатовой жеоды (Рис. 12.В).

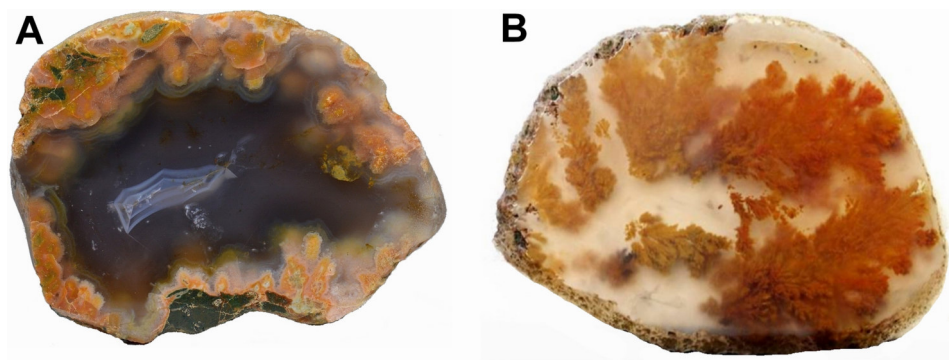


Рис. 12. Моховые агаты с дендритами гётита. А. Зейское месторождение. 9 см.; В. Монголия. 5 см. (Агаты и агатовые жеоды. <http://www.mindraw.web.ru>).

Таким образом, ветвистые структуры в жеодах моховых агатов росли в условиях жидкой среды, вместе с которой увеличивались в объеме. Жидкий слой превратился в твердый халцедон позднее, при формировании ритмично-слоистых структур из силикатных растворов.

Физико-химические условия процессов образования моховых агатов изучали в основном в экспериментах, опыты проводили с желеобразными веществами или гелями кремнезема. В результате осмотических явлений, получали мембранные трубки, похожие на образования в моховых агатах. Но, искусственные твердые моховые агаты в экспериментах, так и не были получены (Моховые агаты и проблема мембранных трубок//<https://juwelir.info/index.php/spravochnyky/agaty>).

Следует отметить, что осмос и проницаемые мембраны есть не только у косных систем, но и составляют основу существования клеток всех живых организмов. Кроме того, известно, что дендриты оксидов железа и марганца могут формироваться в процессах кристаллизации из пересыщенных растворов в результате жизнедеятельности живых организмов, например в осадочных горных породах, и в почвах. Там они образуются не за счет достижения концентраций насыщения железа и марганца в растворах, а за счет достижения концентрации его насыщения в бактериальных пленках. При этом хемобактерии могут получать энергию за счет окисления ионов металлов, извлекаемых ими из растворов (Ископаемые бактерии..., 2011).

Однако палеонтологи и биологи не заинтересовались изучением природы биоморфных структур в агатах. Вероятно, это было связано с представлениями о высоких температурах образования агатов в глубинах Земли, и невозможностью существования там живых организмов без солнечной энергии. Вместе с тем, нет ни одного минералогического или физико-химического критерия или эксперимента, который бы исключал изначально биогенную природу ветвистых образований в моховых агатах. Эти структуры могли представлять собой остатки жизнедеятельности древних подземных колониальных микроорганизмов, с включениями минеральных не кристаллографических дендритов. В последствии, кремнийсодержащие растворы, проходящие через жеоды, могли превратить эти микроорганизмы в окремненные псевдоморфозы. Для предварительного общего названия микрофоссилий неясного систематического положения с включениями ветвистых минеральных агрегатов, предлагается использовать новый термин **дендрилиты (Dendrilites)**. Подобно тому, как термин

дендролиты обозначает окаменевшие деревья вообще, а не конкретный вид или род фоссилий.

Возможно, что концентрации насыщения ионов железа и марганца в растворах, необходимые для кристаллизации дендритов, возникали именно внутри живых организмов. При этом дендролиты могли получать электроны благодаря окислению металлов. Кроме того, микроорганизмы могли использовать для своей жизнедеятельности тепловую энергию, выделяющуюся при кристаллизации дендритов.

Моховые агаты – кахолонги

Жеоды, сложенные сплошным халцедоном или опалом без видимой зональности в ювелирном деле относят к моховым агатам – кахолонгам. Предполагается, что они образуются в результате гидроморфного и гидротермального выпадения кремнезема из коллоидного раствора в приповерхностных условиях в связи с биохимическими и температурными процессами (Условия образования агатов, <https://juwelir.info/index.php/spravochnyky/agaty>). В кахолонгах часто присутствуют дендритные вросстки гидроокислов и оксидов марганца и железа. Ветвистые образования в них напоминают кусты, или таломы мхов. Остальной объем жеод сложен прозрачным и разноцветным халцедоном. Такие агаты также относят к моховым, или дендритным.

Общеприняты представления о том, ветвистые структуры представляли собой кристаллодендриты, которые росли в объеме агатовой полости, полностью заполненной жидким, но вязким кремнистым гелем. Это подразумевает, что вязкий кремнистый гель свободно пропускал сквозь себя раствор, содержащий ионы марганца и железа, необходимые для роста дендритных кристаллов. При этом их рост, происходил со стороны поступления ионов металла, в условиях слабого пересыщения в растворе. Предполагается, что в последствии кремнистый гель превратился в халцедон. Однако, плотность халцедона, содержащего около 2% воды, равна 2.6 г/см^3 , что более чем в два раза выше, чем плотность кремнистого геля, или силикатного раствора содержащего более 50% воды. При кристаллизации такого раствора, он должен был уменьшиться в объеме более чем в два раза, в результате чего в агатовой камере должны были образоваться полости. В некоторых кахолонгах большая часть

объема жеоды сложена «кустами» дендритов, промежутки между которыми заполнены зональным голубоватым халцедоном (Рис.13.В).

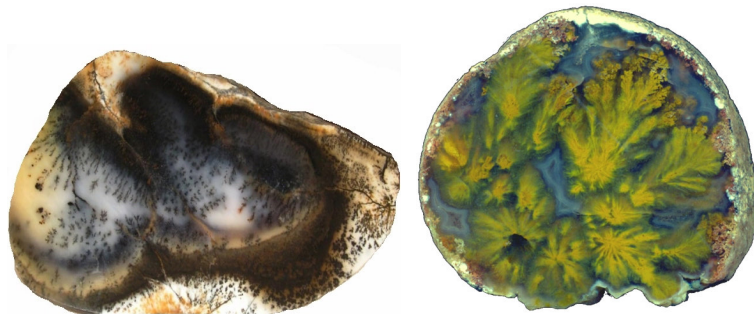


Рис. 13. А. Объемные дендриты окислов марганца, в моховом агате – кахолонге. Казахстан, месторождение Шарлы. Ширина 6 см. (Агаты Казахстана. <http://www.insminerals.ru>).

В. Моховой агат – кахолонг, Монголия. Промежутки между «кустами» ветвистых дендритов желтовато-зеленоватого гётита, растущих от центра к краям, заполнены голубоватым зональным халцедоном. Ширина 5 см. (Слётков, 2012. <http://mindraw.web.ru>).

Авторы имели возможность изучить образцы моховых кахолонов Казахстана из месторождений Шарлы и Шыбынды. В живообразных залежах опал-халцедонового состава встречаются желваки агатов-кахолонов (Агаты Казахстана. <http://www.insminerals.ru>). Желваки сложены сплошным халцедоном в котором присутствуют дендритные вроски гидроокислов марганца (Рис.14).



Рис. 14. Объемные дендриты окислов марганца в моховом агате – кахолонге, Казахстан, месторождение Шарлы. Ширина 7 см. (Агаты Казахстана. <http://www.insminerals.ru>).

Дендриты окислов марганца росли от краев к центру жеоды. Желваки окружены опаловыми оторочками, которые, как считается, «служили своеобразной защитной «рубашкой» гнездам, глазкам и скоплениям агатов, цементируя и окаймляя их» (Агаты Казахстана. <http://www.insminerals.ru>). Однако, скорее всего, опал ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), обычно содержащий 3–9% воды, иногда до 20–30%, сформировался в результате более поздней гидратации халцедона, содержащего около 2% воды. На Рис.15. видно, что опал развивается по краям желваков, а также вдоль поздних трещин.

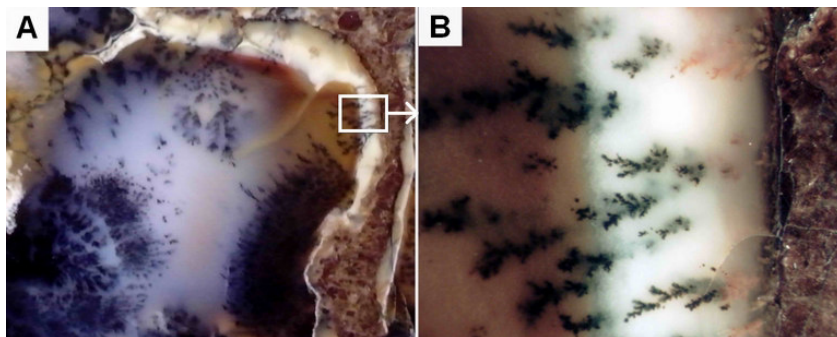


Рис. 15. Агат – кахолонг, месторождение Шыбынды, Казахстан.

А. Образец КК-6. Темно-серые дендриты окислов марганца в центральных частях жеоды. По краям жеоды и по трещинам развивается более поздний белый опал. Ширина поля 5 см.

В. Фрагмент образца КК-6. Дендриты в белом опале на краю желвака, продолжаютя в халцедоне. Коллекция Беляева А.М.

Ветвистые дендриты окислов марганца в центральных частях жеоды имеют темно-серый цвет (Рис. 15), тогда как у края в белом опале дендриты окрашены в рыжевато-бурые цвета и окружены чехлами желтовато-бурого цвета. Возможно, что изменение цвета дендритов связано с переменной валентности марганца в зоне окисления.

Кроме того, в прозрачном халцедоне также присутствуют висячие оранжево-бурые дендриты, окруженные чехлами желтовато-бурого опала (Рис. 16).

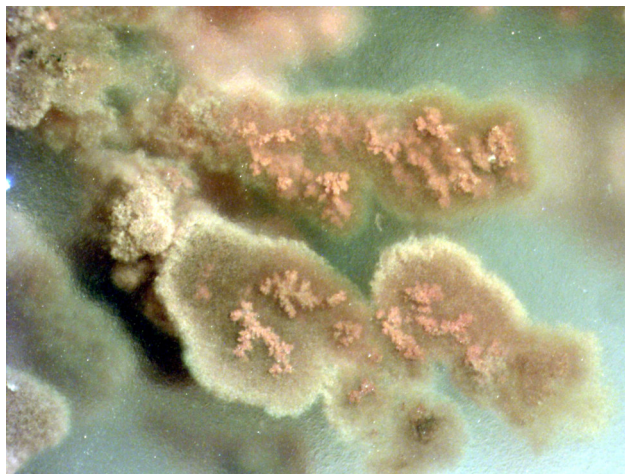


Рис. 16. Дендриты, окруженные чехлами желтовато-бурого опала.

Скорее всего, веточки оранжево-бурых дендритов в чехлах из желтовато-бурого опала, есть результат окисления темно-серых дендритов и гидратации и опализации окружающих оболочек халцедона.

Глобулярные структуры

В геологии мелкие сферические минеральные структуры независимо от их происхождения носят название глобулиты (globulite). Они могут быть сложены различными минералами и минеральными агрегатами магматического, метаморфического осадочного, гидротермального и биогенного происхождения. Глобулиты часто присутствуют в агатовых жеодах – зональных, и моховых (включая кахолонги) из различных месторождений мира. Традиционно они рассматривают как коагулянты силикатного геля в кремнистом растворе. Впоследствии глобулярные структуры и вмещающий их силикатный гель превратились в халцедон в процессе полимеризации (Годовиков и др., 1987). Глобулы имеют признаки формирования в условиях жидкой внешней среды, в которой они могли расти и перемещаться. Скорее всего, глобулы также были первоначально жидкими. Мелкие сферические минеральные структуры биогенного происхождения были описаны Б. В. Тимофеевым как микрофоссилии, принадлежащие к морфологической группе сфероморфид, включающей 18 формальных родов и 58 видов (Тимофеев, 1969,1982).

В кахолонгах Казахстана из месторождений Шарлы и Шыбынды наблюдаются несколько видов глобулярных структур различных по размерам и морфологии. Так, в штуфе образца КК-6 (месторождение Шыбынды), их, по крайней мере, пять. В краевых частях агатовых жеод встречаются:

1. Округлые и продолговатые глобулиты желтовато-бурого опала – G1, содержащие внутри дендриты окислов марганца бурого цвета, 150-450 мкм. Возможно, что эти глобулиты являются продуктами окисления зародышей темно-серых дендритов и гидратации и опализации капсул халцедона их окружавших (Рис. 17.А).

2. Глобулиты молочно-белого опала – G2, слагающие агрегаты в зонах опализации, диаметром 70 мкм (Рис. 17.А).

3. Глобулиты прозрачного халцедона – G3, диаметром 200-300 мкм, внутри которых просматриваются округлые, иногда спаренные структуры (Рис. 17.В).

4. Глобулиты прозрачного халцедона – G4, диаметром 1-1,5 мм, слагающие опаловые корки на внутренней поверхности пустот (Рис. 18).

5. Глобулиты прозрачного халцедона – G5 на внутренней поверхности пустот, содержащие внутри звездчатые дендриты окислов марганца темно-серого цвета 2-3 мм. Возможно, это зародыши веточек «висячих» линейных темно-серых дендритов. (Рис. 18).

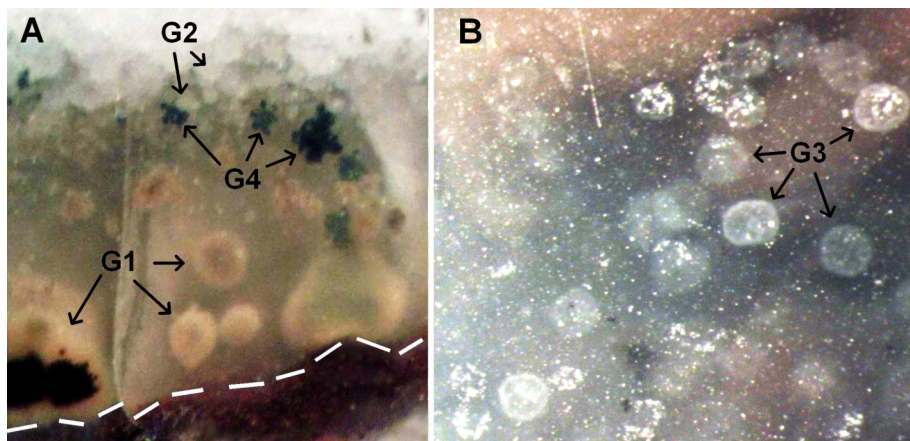


Рис. 17. А. Глобулиты на краю жёды: 1. глобулиты G1 с бурыми дендритами внутри; 2. глобулиты молочно-белого опала – G2; 3. глобулиты прозрачного халцедона, содержащие внутри звездчатые дендриты окислов марганца темно-серого цвета G4.

В. Глобулиты в глубине прозрачного халцедона – G3.

В месторождении Шыбынды вместе с желваками агата, присутствуют замкнутые полости, не заполненные халцедоном (Рис. 18). Их внутренняя поверхность сложена тесно сближенными желтовато-белыми глобулитами G4 (Рис. 18.А,В), залегающими на агрегате молочно-белых мелких глобулитов – G2 (Рис. 18.С). В свою очередь, прозрачные сферические глобулиты G5, содержащие внутри звездчатые дендриты окислов марганца, залегают на поверхности глобулитов G4 (Рис. 18. В,С).

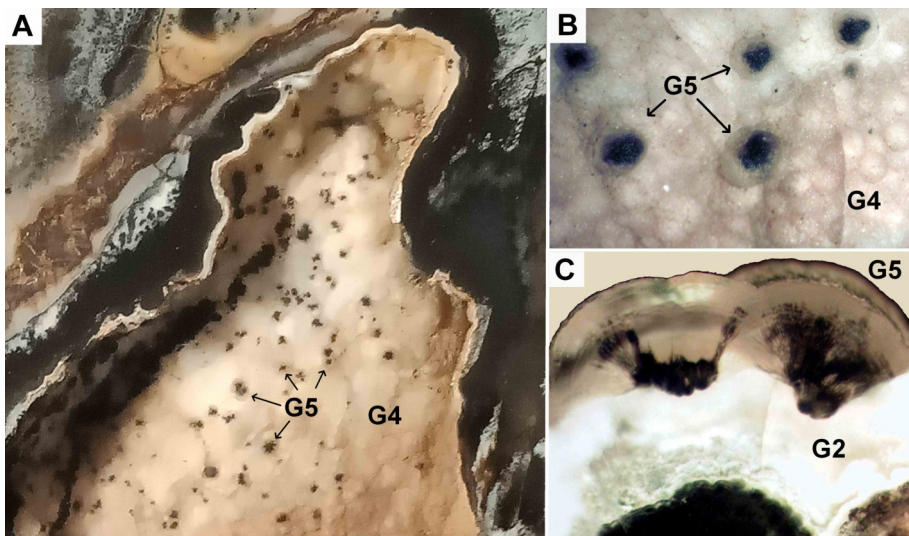


Рис. 18. Разрез полости в штупе образца КК-6.

А. Внутренняя поверхность полости, сложена глобулитами опала (G4), на которых залегают прозрачные сферические глобулиты халцедона, с мелкими звездчатыми дендритами внутри (G5).

В. Деталь поверхности полости. **С.** Разрез края полости. Сферические глобулиты прозрачного халцедона (G5) с мелкими звездчатыми дендритами внутри залегают на агрегате мелких молочно-белых глобулитов (G2), сложенных опалом. Коллекция Беляева А.М.

Возможно, что жидкие глобулы G4 и G5, осели на стенках камеры после прекращения поступления минеральных растворов, и в последствии подверглись окремнению. В других камерах «кусты» дендритов окислов марганца формировались из «капсул» в условиях свободного движения минеральных растворов, приносящих достаточное количество вещества, необходимого для их трехмерного роста.

Можно предположить, что ветвистые структуры и глобулиты в кахолонгах Казахстана представляют собой окремненные биогенные остатки жизнедеятельности древних подземных живых организмов.

Глобулиты встречаются и в ритмично-зональных агатах Северного Тиммана. Они приурочены к слоистым почковидным образованиям (сферолитовым коркам) на стенках агатовых камер. Шаровидные глобулиты имеют размер 1–1.2 мм. Иногда они образуют сросшиеся пары, опоясанные общей оболочкой, и окруженные коричневатыми ореолами. В центральных частях глобул видны коричневые точки, окруженные бледно-коричневыми ореолами. (Рис.19,20).

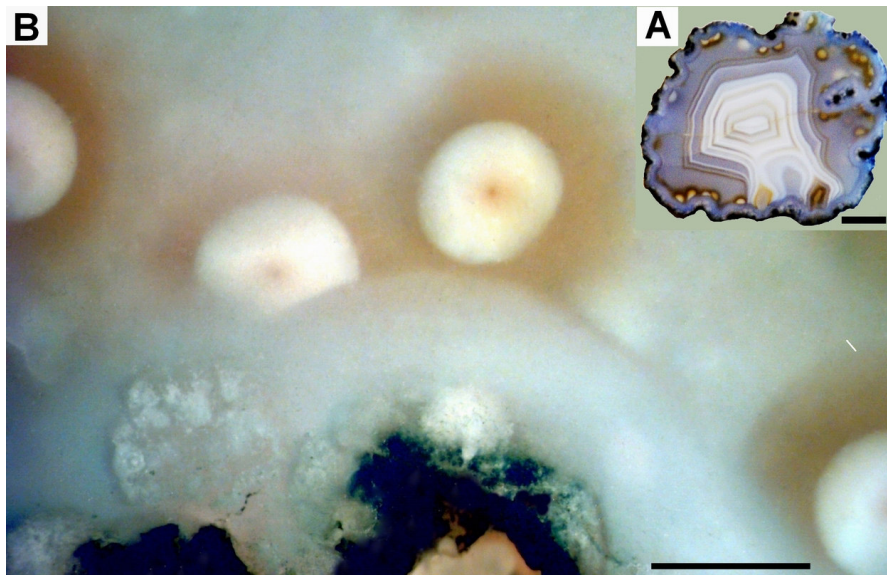


Рис.19. Почковидные образования, сферолитовые структуры и шаровидные глобулы, на стенках агатовой жеоды в зональном агате из месторождения в базальтах Северного Тимана. 16.1. Полированный образец. Масштабная линейка 1 см; 16.2. Фрагмент образца Т-2. Полированный шлиф. Масштабная линейка 1 мм. Коллекция А.М. Беяева.

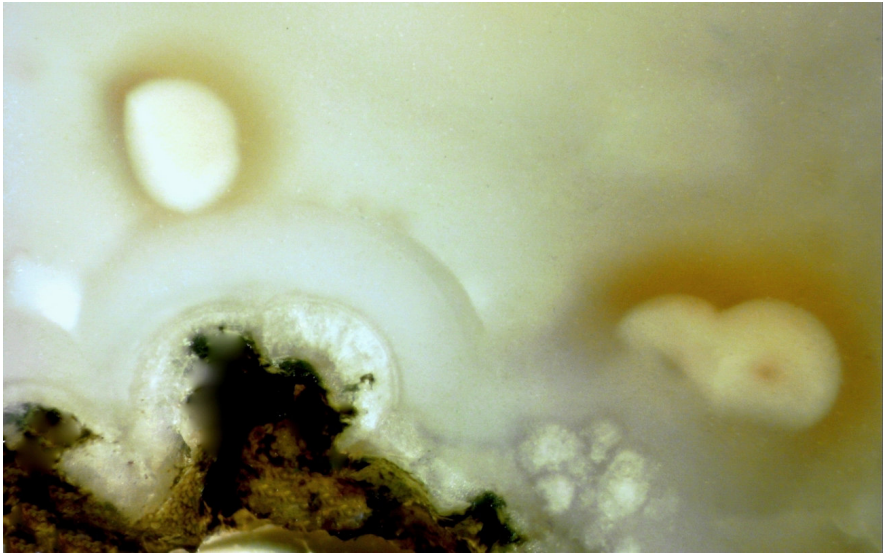


Рис.20. Почковидные образования, сферолитовые структуры и шаровидные глобулы, на стенках агатовой жеоды в зональном агате из месторождения в базальтах Северного Тимана. Фрагмент образца Т-2. Полированный образец. Ширина поля 6 мм. Коллекция А.М. Беляева.

Глобулиты в ритмично-зональных агатах Северного Тиммана также могут представлять собой микрофоссилии – окремненные глубинные колониальные микроорганизмы. Сросшиеся пары, опоясанные общей оболочкой, возможно, образовались в результате клеточного деления, а окружающие их коричневатые ореолы, представляют собой окремненные слизистые оболочки микроорганизмов (Рис.19,20).

Глобулиты в агатовых жеодах довольно распространенное явление (Рис. 21,22).



Рис.21. Слоистые почковидные образования в придонной части агатовой жеоды. К ним примыкают парные глобулы: слева в глубине жеоды, справа в разрезе с двойной общей оболочкой. Полированный образец. Ширина поля 7 мм. Кырджали, Болгария. Фото: Amir Akhavan, [1].

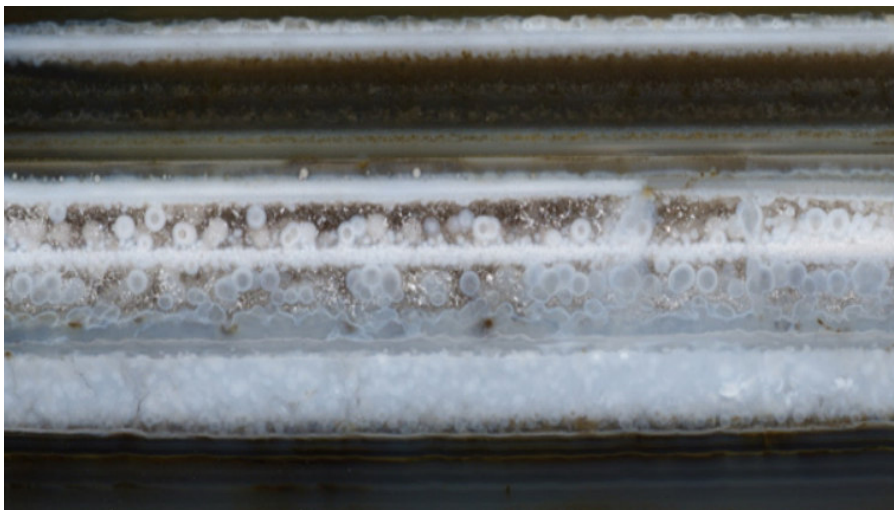


Рис.22. Глобулярные структуры, осевшие на дно в отстойнике агатовой камеры. Ширина поля – 3см. Amalia, South Africa. © Amir Akhavan, [1].

Окремнение организмов

Процессы замещения халцедоном и опалом останков древних животных, деревьев, и минералов чрезвычайно широко распространены в земной коре. Постоянное движение межпоровых кремнийсодержащих растворов, вызванное ежесуточными земными приливами, сопровождалось растворением и выносом биогенного органического вещества и одновременным отложением халцедона и опала. Возможно, что концентрация насыщения кремниескислоты достигалась при проникновении ее внутрь клеток мертвой органики. Поэтому, в окаменевших деревьях сохранилась структура годовых колец, а в ископаемом зубе гигантской акулы мегаладона, возрастом около 2 миллионов лет, сохранилась даже окремненная зубная эмаль (Рис. 23).

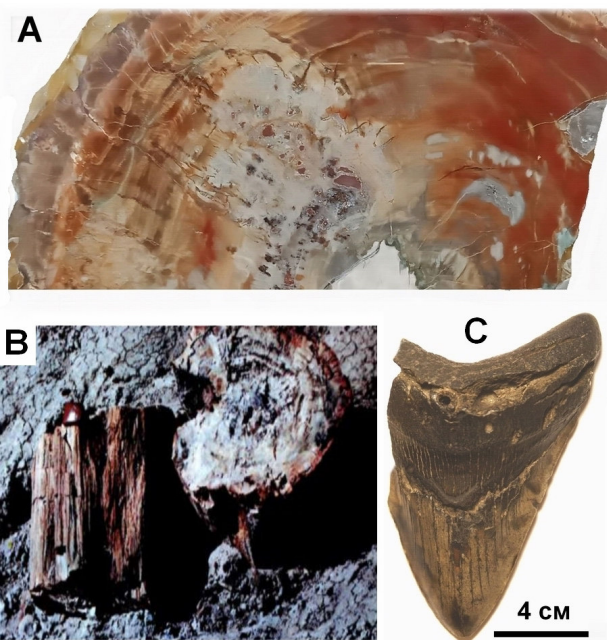


Рис. 23. Окремнённые остатки древних деревьев и зуба акулы. А – Поперечный срез ствола дерева – дендролит. Забайкалье, ширина поля 20 см; В – стволы окаменелых деревьев – псевдоморфозы халцедона и кварца по дереву. Аризона, США (Годовиков и др., 1987). С – окремнённый зуб гигантской акулы мегаладона. Коллекция А.М. Беляева.

Окремнению подвергаются не только останки древних животных и растений, но и живые микроорганизмы. Насыщенные растворы кремния достаточно легко и быстро проникают сквозь клеточные мембраны, и замещают кремнистым веществом цитоплазму и другие клеточные органеллы практически при жизни микроорганизмов (Westall, et al., 1995; Belyaev, Yukhalin, 2022). Так, в термальных источниках кальдеры Узон, на Камчатке окремнению подвергаются живущие в них термофильные цианобактерии, при этом хорошо сохраняется внешняя и внутренняя морфология окремненных клеток (Рис. 24) (Герасименко, 2004; Годовиков и др., 1987).

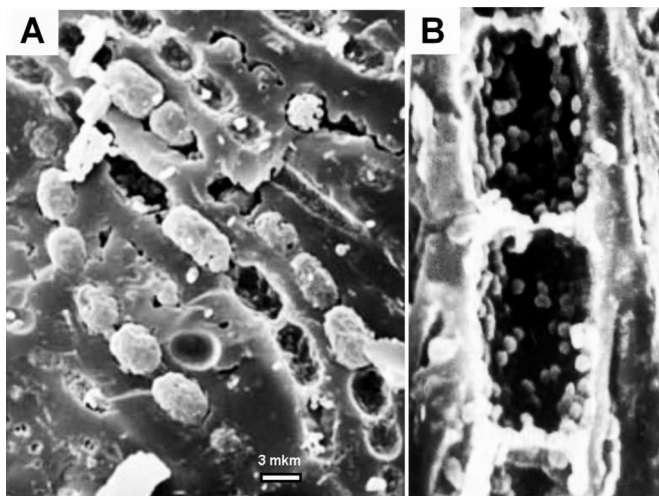


Рис.24. Окремнение термофильных цианобактерий кремнеземсодержащими растворами в термальных источниках кальдеры Узон, Кроноцкий заповедник, Камчатка, фото электронного микроскопа (Герасименко, 2004; Годовиков и др., 1987). А – Слои кремнезема с запечатанными внутри окремненными трихомами клеток цианобактерий; В – выпадения сферических глобул опала на стенках и перегородках клеток цианобактерий.

Микрофоссилии вирусов

Вместе с древними микроорганизмами в подземной биосфере должны были присутствовать вирусы, которые представляют собой самую многочисленную биологическую

форму на Земле, которая сосуществовала вместе с клеточными организмами, возможно, с момента зарождения жизни. Вирусы влияли на ход эволюции биосферы, являлись важным естественным средством переноса генов между различными видами, и способствовали их эволюции и генетическому разнообразию (Kadnikov, et al., 2019). Однако, несмотря на очевидное многообразие и многочисленность вирусов в прошлом, их окаменевшие останки до сих пор не были обнаружены в горных породах. Возможно, что при окремнении цианобактерий из термальных источниках кальдеры Узон (Рис.20.В), центрами для коагуляции кремнезема и образования глобул, служили вирусы, находившиеся внутри и снаружи клеток цианобактерий (Беляев, Юхалин, 2022; Belyaev, Yukhalin, 2022). Кроме того, имеются данные об экспериментальном окремнении современных вирусов, которые предполагают, что окремненные микрофоссилии вирусов могут быть обнаружены в горных породах (Laidler, Stedman, 2010). Ранее сообщалось, что несколько разновидностей вирусоподобных микрофоссилий, близких по морфологии к современным гигантским вирусам семейства *Mimiviridae* были найдены в микрокварцитах в составе вулканогенно-осадочных толщ с возрастом 1640 миллионов лет на острове Гогланд в Финском заливе (Беляев, Юхалин, 2021; Беляев, Юхалин, 2022; Belyaev, Yukhalin, 2022). Таким образом, среди организмов древней глубинной биосферы, в том числе, обитавших в полостях агатовых камер, до заполнения их кремнистым веществом, могли, и должны были, присутствовать вирусы, как обязательный компонент жизни на Земле.

Изотопный состав углерода в халцедонах агатов

Изучение изотопного состава углерода в осадочных горных породах является надежным методом, позволяющим выявить следы древней жизни на Земле. Природный углерод состоит из двух стабильных изотопов ^{12}C и ^{13}C . В поверхностной части биосферы в связи с процессами фотосинтеза, происходит обогащение органического вещества растительного и животного происхождения (Фор, 1989). Степень обогащения легким изотопом ^{12}C в осадочных горных породах контролируется количеством захороненного биогенного вещества. При изотопно-геохимических исследованиях изотопный состав углерода

выражается отношением $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ или относительной плотностью $\delta^{13}\text{C}$, которая равна:

$$\delta^{13}\text{C}, \text{‰} = 1000[(R_{\text{образца}} / R_{\text{стандарта}}) - 1], \text{ где } R = ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}.$$

Таким образом, $\delta^{13}\text{C}$ представляет разницу в изотопном составе образца и стандарта. Знак «минус» показывает, что образец содержит меньше C^{13} , чем стандарт, что он «легче стандарта» (Таблица. 1).

Таблица. 1. Характерные значения величины $\delta^{13}\text{C}$ (‰) (Юдович, Кетрис, 2010)

Углерод	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
Мантийный CO_2	около -5
Атмосферный CO_2	От -5 до -8
Карбонаты из морской воды	0 ± 2
Биогенный (метаболический)	от -25 до -30
Угли нефти	$(-23-27)$

Известным примером изотопно-геохимического свидетельства существования древнейшей жизни на Земле является изотопный состав углерода в глубокометаморфизованных графитсодержащих сланцах вулканогенно-осадочной формации Исуа (Гренландия), с возрастом 3.7 миллиарда лет, в которых графит имеет $\delta^{13}\text{C}$ от -12 , до -24‰) (Yoko Ohtomo, et al., 2013). Однако, изотопно-геохимические исследования позволяют подтвердить присутствие древнейшей жизни не только в богатых углеродом горных породах, содержащих до нескольких десятков процентов углерода, таких как нефти, угли и графитсодержащие сланцы, но и в кремнистых образованиях, содержащих менее 0.1% углерода. Так, в вулканогенно-осадочных толщах Хогландской свиты с радиологическим возрастом 1640 ± 11 млн. лет (Балтийский щит, Россия), кремнистые породы, содержащие микрофоссилии цианобактерий, амёб, диатомовых водорослей, фораминифер, флагеллат, многоклеточных организмов, а также гигантских вирусоподобных структур, обогащены лёгким изотопом углерода ^{12}C ($\delta^{13}\text{C} =$ от -27.1 до -29.5‰) [4,6]. Чтобы установить факт присутствия биогенного вещества поверхностной биосферы при

формировании агатовых жеод, было проведено исследование изотопного состава углерода в халцедонах из агатов Северного Тиммана (образец Т-2), и в халцедонах из моховых агатов-какхолонгов месторождений Шарлы и Шыбынды, Казахстан (образцы КК-3 и КК-6), (Рис. 14;16;17;22;23).



Рис.25. Моховый агат – какхолонг, Казахстан, месторождение Шыбынды. Фрагмент образца КК-6. Участок взятия пробы халцедона на изотопный анализ углерода. Ширина поля 2 мм.

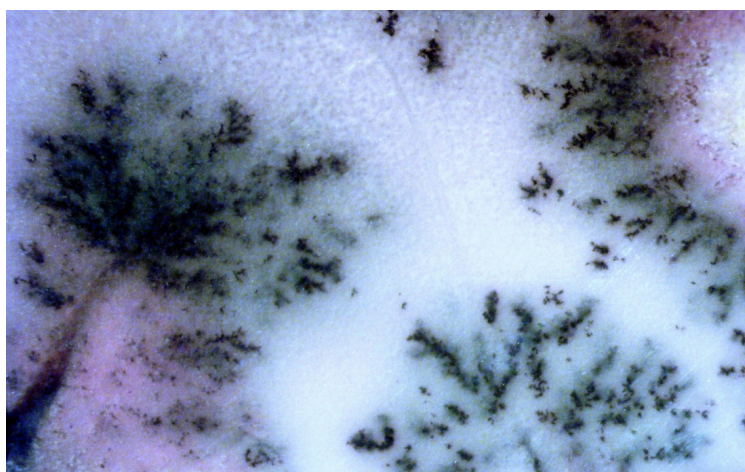


Рис.26. Моховый агат – кахолонг, Казахстан, месторождение Шарлы. Фрагмент Образца КК-3, участок взятия пробы халцедона на изотопный анализ углерода. Ширина поля 2 мм. Коллекция Беляева А.М.

Для отделения органического углерода $C_{орг}$ от мешающих примесей карбонатов и силикатов, а также возможного загрязнения современной биогенной органикой, производилась отмывка растертых до пудры образцов халцедона в кислотах HCl и HF при температуре $100 - 180^{\circ}C$, с последующей нейтрализацией осадка раствором борной кислоты (H_3BO_3). Из высушенного осадка проводились измерения изотопного состава углерода керогена – нерастворимого в кислотах fossilized органического вещества. Они были выполнены на масс-спектрометрическом комплексе, состоящем из элементного анализатора Flash EA 1112 (ThermoQuest, Milano, Italy), multi-collector mass-spectrometer DELTA^{Plus}-XL (ThermoFinnigan, Germany) с газовым коммуникатором ConFlo III (ThermoFinnigan, Germany). Величина δ вычислялась по формуле:

$$\delta^{13}C, \text{‰} = 1000[(R_{образца} / R_{стандарта}) - 1], \text{ где } R = {}^{13}C/{}^{12}C.$$

Ошибка измерения составляла $\sim 0,2 \text{ ‰}$

Результаты измерений показали, что в халцедонах из агатов Северного Тиммана (образец Т-2), и месторождений Шарлы и Шыбынды, Казахстан (образцы КК-3 и КК-6), содержится углеродсодержащее вещество, обогащенное легким изотопом ${}^{12}C$ ($\delta^{13}C = -26.2 - 27.9\text{‰}$) Таблица 2.

Таблица. 2. Результаты определений изотопного состава углерода $\delta^{13}C(\text{‰})$ органического вещества в образцах: относительно стандарта PDB, Центр изотопных исследований ЦАЛ ВСЕГЕИ, аналитик Назарова Т.А.

№№ образцов	Порода	Месторождение	Место отбора проб	$\delta^{13}C$ (‰)
Т-2	Зональный агат	Северный Тиман	Сферические глобулы	-27.9
КК-3	Моховый кахолонг	Казахстан, Шарлы	Около дендритов окислов марганца	-27.2
КК-6	Моховый кахолонг	Казахстан, Шыбынды	Около дендритов окислов марганца	-26.2

Таким образом, полученные результаты однозначно указывают на присутствие в халцедонах из агатовых жеод биогенного вещества поверхностной биосферы, обогащенного легким изотопом углерода ^{12}C . Оно могло проникать на глубину с поверхностными водами по трещинам в горных породах, как в виде живых и мертвых бактерий и вирусов, так и в составе биохимических компонентов, например, углеводов и липидов. При этом, биохимические компоненты имеют разный изотопный состав, углеводы содержат относительно тяжелый углерод, а липиды – самый легкий [15]. Кроме того, биогенное вещество, обогащенное легким изотопом углерода ^{12}C , могло поступать в полости вулканических горных пород, снизу из погребенных почв и илов, на которые изливались магмы базальтов и риолитов. Высокие содержания биогенного углерода в дендрилитах могут указывать на то, что они были гетеротрофами, которые использовали для своего роста вещество поверхностной биосферы, обогащенное ^{12}C в процессах фотосинтеза. Органическое вещество могло проникать в глубинные трещинные зоны с поверхностными водами в виде живых и мертвых бактерий и вирусов, а так же поступать в составе биохимических компонентов, таких как липиды, которые обогащены ^{12}C (Юдович, Кетрис, 2010). Кроме того, биогенное вещество, обогащенное легким изотопом углерода, могло поступать в полости вулканических горных пород, снизу из погребенных илов, на которые изливались магмы риолитов.

Выводы.

Анализ изученности современной глубинной биосферы Земли позволяет предположить, что ее вещество участвует в глобальном биологическом круговороте. Глубинные воды, содержащие подземные микроорганизмы, могут выходить наружу на континентальных склонах, обогащая органическим веществом зоны апвеллинга и океанические течения. Подземные воды имеют возможность постоянного движения, за счет ритмичного изменения внутрипородного давления при ежесуточных земных приливах и отливах.

В древней глубинной биосфере колониальные микроорганизмы обитали в горных породах внутри полостей

агатовых камер. На их стенках микроорганизмы формировали слоистые, пузырчатые, ветвистые и глобулярные структуры, которые подверглись окремнению при заполнении полостей камер кремнистым веществом. Зональные микро- и макроритмы в полосчатых агатах формировались в результате отложения халцедона из проточных кремнийсодержащих растворов при пульсационном изменении давления во время каменных приливов.

Новые изотопно-геохимические данные свидетельствуют о значительном обогащении легким изотопом углерода органического вещества в халцедонах агатовых жеод из месторождений Северного Тимана и Казахстана. Этот факт однозначно указывает на тесные связи между поверхностной и глубинной областями древней биосферы. Кроме того, высокие содержания биогенного углерода в микрофоссилиях агатовых жеод могут указывать на то, что они были гетеротрофами, которые использовали для своего роста органическое вещество поверхностной биосферы, обогащенное ^{12}C в процессах фотосинтеза.

Авторы выражают благодарность сотрудникам СПбГУ Кобылково С.В. и Смирновой Т.П. за техническую помощь в исследовании.

Литература

1. Агаты и агатовые жеоды. mindraw.web.ru.
2. Агаты Казахстана.
http://www.insminerals.ru/Agates_Kazakhstan1/.
3. Барсанов Г. П., Яковлева М. Е. Минералогия поделочных и полудрагоценных разновидностей тонкозернистого кремнезема. М., Наука, 1984, 140 с.
4. Беляев А.М. Юхалин П.В. О происхождении и эволюции вирусов по результатам исследований вирусоподобных микрофоссилий в кремнистых породах Палеопротерозоя, остров Гогланд, Финский залив, 2021, PREPRINTS.RU. <https://doi.org/10.24108/preprints-3112242>.
5. Беляев А. М., Юхалин П. В. Возможные останки окаменевших вирусов в древних горных породах. 2022. PREPRINTS.RU. <https://doi.org/10.24108/preprints-3112417>.

6. Беляев А.М., Юхалин П.В. Глубинная биосфера Земли, современная и древняя. 2022, PREPRINTS.RU. <https://doi.org/10.24108/preprints-3112589>.
7. Герасименко Л.М. и др. Силицификация цианобактерий в лабораторной культуре / В сб.: Кварц, кремнезем. Сыктывкар, Геопринт. 2004. С. 276–277.
8. Годовиков А. А., Рипинен О. И., Моторин С. Г. Агаты.— М.: Недра, 1987, 368 с.
9. Григорьев Д. П. О различии минералогических терминов: скелет, дендрит и пойкилит. Изв. вузов, геол. и разв., 1965, № 8.
10. Дымков Ю.М. Парагенезис минералов ураноносных жил. М., "Недра", 1985, стр. 62-70.
11. Заварзин Г.А. Литотрофные микроорганизмы. М. Наука, 1972. 330 с.
12. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах (под ред. А.Ю. Розанова и Г.Т. Ушатинской). М.: ПИН РАН, 2011. 171 с.
13. Лебедева Е.Г., Челноков Г.А., Харитоновна Н.А. Особенности распределения различных функциональных групп бактерий и их численность в подземных холодных высокоминерализованных водах Приморского края // Успехи современного естествознания. – 2018. – № 12-1. – С. 162-167; URL: <https://natural-sciences.ru/ru/article/view?id=36991>.
14. Моховые агаты и проблема мембранных трубок// <https://juwelir.info/index.php/spravochnyku/agaty/>.
15. Приливы твердой Земли, Астрономический институт Бернского университета. Раздел 10.1.2, 2015.
16. Слётов В., Рисуя Минералы, 2012. <http://mindraw.web.ru>.
17. Тимофеев Б. В. Сфероморфиды протерозоя. Л. Наука 1969г. 146 с.
18. Тимофеев Б.В. Микрофитофоссилии раннего докембрия. Л.: Наука, 1982. 128 с.
19. Условия образования агатов: https://juwelir.info/index.php/spravochnyku/agaty/828-usloviya_obrazovaniya_agatov.
20. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Соотношения изотопов углерода в стратиффере и биосфере: четыре сценария // Биосфера, 2010.<http://www.biosphere21century.ru/articles/211>.

21. Фор Г. Основы изотопной геологии, пер. с англ. И. М. Горохова, Ю. А. Шуколюкова, М., Мир, 1989, 589с.
22. Belyaev A.M., Yukhalin P.V. Virus-Like Microfossils in the 1.64 Ga Siliceous Rocks From Hogland Island, Russia, 2021, submitted to PaleorXiv, <https://DOI:10.31233/osf.io/n8zbu>.
23. Belyaev A. M., Yukhalin P. V. Experimental and natural fossilization of modern viruses. 2022. PREPRINTS.RU. <https://doi.org/10.24108/preprints-3112410>.
24. Bar-On Y. et al., 2018. The biomass distribution on Earth. PNAS, <https://doi.org/10.1073/pnas.1711842115>.
25. Borgonie G., et al., Nematoda from the terrestrial deep subsurface of South Africa // *Nature*. 2011. V. 474. P. 79–82.
26. Cario A., et al., 2019. Exploring the Deep Marine Biosphere: Challenges, Innovations, and Opportunities).
27. Collini M. Journal d'un voyage, qui contient differentes observations mineralogique; particulierment sur les agates, et le basalte. A. Mannheim, Chez C. F. Schwan, Libraire de la Cour, 1776, 384 p.
28. Collins Terry, Pratt Katie. Life in deep Earth totals 15 to 23 billion tonnes of carbon—hundreds of times more than humans". Deep Carbon Observatory. Meeting, 2018.
29. Colwell, F. S.; D'Hondt, S. (13 February 2013). "Nature and Extent of the Deep Biosphere". *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 75 (1): 547–574, doi:10.2138/rmg.2013.75.17.
30. Fernando Puente-Sánchez et al., Viable cyanobacteria in the deep continental subsurface // PNAS, 2018, vol. 115, no. 42, p.10702–10707, DOI:10.1073/pnas.1808176115.
31. Kadnikov V. V., Mardanov A.V., Frank Y.A. et al., Genomes of three bacteriophages from the deep subsurface aquifer. // *Journal Data in Brief*. 2019, V. 22, p. 488-491. <https://doi.org/10.1016/j.dib.2018.12.045>.
32. Kaushik R, Balasubramanian R, Dunstan H. Microbial quality and phylogenetic diversity of fresh rainwater and tropical freshwater reservoir//*PLoS One*, 2014, DOI: 10.1371/journal.pone.0100737.
33. Laidler J. R., & Stedman K.M. Virus silicification under simulated hot spring conditions. *Astrobiology*, 2010; (6), pp. 569-576.
34. Gergens D. Ober die Konferven-artigen Bildungen im manchen Chalzedon — Kugeln.—*N. Jb. Min. etc.*, 1858, 801—807.

35. Orcutt, B. N., Sylvan, J. B., Knab, N. J., et al., Microbial Ecology of the Dark Ocean above, at, and below the Seafloor. *Microbiology and Molecular Biology Reviews*. 2011, 75 (2): 361–422. doi:10.1128/MMBR.00039-10. PMC 3122624. PMID 21646433.
36. Peter J. Heaney. A proposed mechanism for the growth of chalcedony. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1993, vol. 115, pp. 66 - 74.
37. Rajni Kaushik, Rajasekhar Balasubramanian, Hugh Dunstan, Microbial quality and phylogenetic diversity of fresh rainwater and tropical freshwater reservoir//*PLoS One*, 2014 DOI: 10.1371/journal.pone.0100737.
38. Roussel E.G., et al. Extending the Sub-Sea-Floor Biosphere // *Science*. 2008. V. 320. P. 1046.
39. Westall F., Boni L., Guerzoni E., 1995. The experimental silicification of microorganisms // *J. Paleontol.* V. 38(3), p. 495–528.
40. Verena B. Heuer et al. Temperature limits to deep subseafloor life in the Nankai Trough subduction zone // *Science*. 2020. DOI: 10.1126/science.abd7934.
41. Yoko Ohtomo, Takeshi Kakegawa, Akizumi Ishida, et al. Evidence for biogenic graphite in early Archaean Isua metasedimentary rocks // *Nature Geoscience*, 2013, doi:10.1038/ngeo2025.