

УДК: 576.12

Об относительном количестве живого вещества на разных этапах эволюции биосферы

Закруткин В. Е.

Аннотация:

В статье показано, что по всем параметрам ранние этапы эволюции биосферы были наиболее благоприятными для жизнедеятельности автотрофных организмов. В дальнейшем содержание CO_2 — основного субстрата фотосинтеза — неуклонно снижалось, ухудшались климатические условия (температурный режим и влажность), сокращались ресурсы минерального питания. Все это в совокупности явилось, очевидно, причиной уменьшения масштабов суммарного фотосинтеза, продуктивности биосферы и общей массы живых организмов. Фактическим подтверждением данной гипотезы явились результаты оценки темпов накопления органического вещества на разных этапах геологической истории.

Ключевые слова: *биосфера, докембрий, биомасса, биопродуктивность, фанерозой, органическое вещество, фотосинтез, факторы лимитирующие фотосинтез.*

About the relative amount of the living matter in the various stages of the evolution of the Biosphere

V. E. Zakrutkin

The article has shown that early periods of the Biosphere's evolution had been the most productive in the development of all parameters in the life of the autotrophic organisms. Later on, the CO_2 content — the fundamental agent of the photosynthesis — has permanently declined, the climatic conditions (the thermal regime and humidity) have grown worse, the mineral nutrition has decreases. In general, all this has become the reason of cumulative photosynthesis, the productivity of the Biosphere and the total mass of living organisms. The real substantiation of the presented hypothesis has become

the results in the estimation of the rate of the organic matter accumulation at the various stages of the geological history.

Keywords: *Biosphere, Precambrian, biomass, biological productivity, the Phanerozoic, organic matter, photosynthesis, factors limiting photosynthesis.*

Известный тезис В. И. Вернадского о геологической вечности жизни, некогда звучавший как метафора, сегодня отражает фактическое положение вещей. В самом деле, древнейшие породы водноосадочного происхождения, возраст которых датирован 3,8–4,0 млрд. лет уже содержат остатки микрофоссилий, а также различные молекулярные ископаемые — биомаркеры, указывающие на их явную связь с организмами, обладавшими аппаратом фотосинтеза. Однако, по мнению целого ряда исследователей, на ранних этапах своего развития жизнь не была связана с отдельными живыми организмами, а выражалась в едином живом веществе. В этом отношении В. И. Вернадский отмечал: «Вывод о необходимости одновременной чрезвычайно разнообразной геохимической функции в биосфере представителей жизни является основным условием ее появления. Каково бы это появление ни было, оно должно быть представлено не совокупностью неделимых одного вида, а совокупностью многих видов, морфологически принадлежащих к разным резко разделенным классам организмов, или же гипотетически особой, отличной от видов, неизвестной нам формой живого вещества» [7]. Проще говоря, жизнь появляется на Земле практически сразу в виде экосистемы (высокопродуктивного циано-бактериального сообщества), целостность которой вполне сопоставима с целостностью многоклеточного организма. Таким образом, есть основание полагать [32], что биосфера Земли изначально развивалась одновременно с другими геосферами и что однажды начавшийся биосферный процесс уже никогда более не прерывался. Полнота раскрытия этого процесса, его результатов, равно как и выявление причин нарушения биосферной устойчивости — все это представляет исключительный интерес как для понимания природы и состояния современной био-

сферы, так и для прогноза ее дальнейшего развития с учетом естественных тенденций.

Прослеживая изменения, происходящие в биосфере на протяжении всей ее истории, важно подчеркнуть один из важнейших выводов: начиная с древнейших времен и по сей день шло усложнение биосферы. Оно выражалось в двух основных процессах: в увеличении таксономического разнообразия биоты за счет эволюционного дробления экологических ниш и в усложнении ее организации. Эта качественная сторона глобального биосферного процесса в настоящее время считается бесспорной. Что же касается продуктивности биосферы и общей массы населяющих ее организмов, то по этому поводу, как известно, существуют разные точки зрения.

Напомним, что сам В. И. Вернадский придерживался тезиса о постоянстве количества живого вещества на протяжении всей истории биосферы. Исходя из того, что химические элементы, слагающие тела организмов, свойственны не только живому, но и косному (минеральному) веществу, а минералы, образующиеся при участии живого вещества одинаковы, с архея и до настоящего времени, он предполагал, что жизнь менялась лишь морфологически, но оставалась все это время в общих чертах довольно постоянной по своим биогеохимическим функциям и массе. По мнению П. А. Водопьянова, «устойчивость биосферы есть результат постоянства ее общей массы, массы живого вещества, энергии, связанной с живым веществом и среднего химического состава всего живого» [10]. Близкими оказались взгляды А. Мейер-Абиха, который считал, что «правило Вернадского» о постоянстве биомассы биосферы должно стать основополагающим постулатом современных эволюционных представлений [43]. Рассматривая проблему биотических кризисов геологического прошлого, он утверждал, что процессы вымирания организмов предопределены необходимостью сохранить общую биомассу живого вещества планеты в периоды появления более высокоорганизованных групп животных и растений. По мнению В. И. Виноградова ни видовой состав биосферы, ни ее пространственное строение не определяют количество живого вещества. Биомасса биосферы, по мнению автора, всецело обусловлена «наличием тех элементов и определенных условий в пределах земной коры, ко-

торые необходимы для построения органического вещества»[9]. Он полагает, что уже первичные организмы в кратчайший (в геологическом масштабе времени) срок сумели использовать все потенциальные возможности для увеличения общей биомассы биосферы. «В дальнейшем эволюция живого шла в пределах выдержанной примерно на одном и том же уровне биомассы» [9, с. 57].

Сторонники другой точки зрения полагают, что продуктивность биосферы и масса всего органического мира возрастали в течение геологического времени. Эти исследователи отстаивают идею экогенетической экспансии, суть которой состоит в том, что жизнь, зародившись в мелководных областях моря, путем адаптивной эволюции распространялась в более глубоководные участки с одной стороны и на сушу — с другой. Так, известный палеонтолог Л. Ш. Давиташвили писал: «Биомасса всего органического мира с течением времени возрастала, потому что биос захватывал все новые и новые области, необитаемые пространства становились обитаемыми, заселялись разнообразными организмами» [12, с. 42]. Следует отметить, что авторы этой гипотезы в качестве одного из аргументов приводят данные об изменении во времени содержания органического углерода (ОУ) в осадочных породах различного возраста. Так, согласно В. А. Успенскому среднее содержание органического углерода в палеозойских отложениях составляет 0,62%, в мезозойских — 0,68%, а в кайнозойских — 1,32% [36]. Приведенные значения, по мнению автора, дают однозначный ответ о возрастании общей биомассы в историческом развитии биосферы. Оценивая возрастание содержания органического углерода в породах вверх по стратиграфическому разрезу, А. Б. Ронов пришел к аналогичному выводу [25]. По его мнению это также объясняется прежде всего неуклонным увеличением биомассы, биологической активностью растений и усилением перехода их остатков в ископаемое состояние, а также потерями летучих соединений древними отложениями. Близких взглядов придерживались Н. М. Страхов [34] и Н. Б. Вассоевич [5].

Ниже мы попытаемся привести аргументы, позволяющие по-новому взглянуть на эту проблему. Как справедливо отмечал А. И. Опарин [24], познать сущность жизни невозможно в отрыве от условий ее существования и,

в частности, от геологической среды. Поэтому можно утверждать, что решению проблемы постоянства или изменения биомассы в истории биосферы должен способствовать прежде всего анализ условий существования организмов на разных этапах биологической эволюции.

Известно, что биопродуктивность и биомасса любой экосистемы, в том числе и биосферы в целом, пропорциональна интенсивности фотосинтеза, которая контролируется в общем случае количеством двуокси углерода [11]. В самом деле, почти все первичное живое вещество, создаваемое в современной биосфере, возникает из углекислого газа и воды в результате процесса фотосинтеза. Так как развитие процесса фотосинтеза существенно зависит от концентрации CO_2 , то изменения этой концентрации могут привести к изменению общей массы живого вещества на земном шаре [4]. Сказанное, однако, справедливо в том случае, если другие факторы, прежде всего температура и наличие минерального питания, существенно не лимитируют фотосинтез.

Как известно, для фотосинтеза существует некоторый оптимум в содержании CO_2 . При переходе оптимальной границы и дальнейшем увеличении концентрации углекислого газа фотосинтез ослабевает. Так, поданным В. Н. Любименко [20], при содержании CO_2 от 0 до 1,5% энергия фотосинтеза большинства растений возрастает прямо пропорционально концентрации углекислого газа. В интервале 1,5—10—20% CO_2 энергия фотосинтеза продолжает возрастать, но это возрастание идет все более и более медленно по сравнению с ростом концентрации CO_2 . Избыточное содержание углекислого газа (более 20%) оказывает на фотосинтез ингибирующее влияние.

В современной атмосфере содержится в среднем около 0,04 объемных процента CO_2 , что примерно в 100 раз ниже концентрации, оптимальной для фотосинтеза. Поэтому сегодня все зеленые растения вынуждены работать «на голодном углекислотном пайке». На протяжении большей части фанерозоя (последние 570 млн. лет) концентрация углекислого газа в атмосфере была заметно выше современной и составляла по оценкам разных авторов [26, 3, 42, 44, 41] 0,1—0,6%. В раннем кембрии она составляла, вероятнее всего, около 0,3% [40]. Следовательно, за последние 500 млн. лет средняя

многолетняя концентрация атмосферного CO_2 снизилась на 0,26%. Если допустить, что каждые 500 млн. лет она снижалась на одну и ту же величину, то несложно посчитать, сколько углекислого газа было в атмосфере раннего докембрия (3,0—3,5 млрд. лет назад). Оказалось, что в те далекие времена его содержалось в количестве 1,6—1,9%. Полученные значения хорошо согласуются с оценками и других авторов [25, 31, 30], считавших, что в докембрии приземная концентрация углекислого газа превышала его современное значение в 10—100 раз. Важно подчеркнуть, что именно при таких концентрациях CO_2 в атмосфере продуктивность большинства автотрофных растений соответствует максимальным значениям. Таким образом, содержание в атмосфере углекислого газа — основного субстрата фотосинтеза — неуклонно снижалось от оптимальных значений в раннем докембрии до минимальных в современную эпоху.

Из компонентов минерального питания, список которых довольно велик, наибольшее значение для автотрофных растений имеет азот и фосфор. Причем последний относится к числу наиболее дефицитных элементов, определяющих развитие жизни. Соединения фосфора нелетучи, поэтому его естественный круговорот в биосфере не сбалансирован. Основные запасы фосфора заключены в горных породах. При этом наиболее высокие его концентрации (0,14%) свойственны магматическим породам основного состава. Кислые магматические и осадочные породы содержат фосфора в два раза меньше (0,07%). Горные породы, выходящие на дневную поверхность, являются для растений основным источником фосфора и ряда других минеральных компонентов. Из горных пород водорастворимые фосфаты постепенно поглощаются наземными экосистемами, а из последних они в составе речного стока попадают во внутренние водоемы и Мировой океан. В настоящее время считается общепризнанным, что петрографический и химический состав пород, выходящих на дневную поверхность или, что одно и то же, состав питающих провинций эволюционировал во времени. Эта эволюция носила необратимый характер и заключалась в последовательном сокращении площади выхода на поверхность основных эффузивов и расширении гранитоидов, а затем (в фанерозое) — осадочных пород [33, 37, 29, 38]. Как показали наши расчеты [14], суммарное количество фосфора и других биогенных элементов,

уносимых в виде растворов при полном выветривании каждой тонны базальта, гранита и осадочной породы, составило соответственно 54, 10 и 18 кг. Таким образом, надо полагать, что по мере того, как относительная роль основных эффузивов на водосборах континентов падала и соответственно возрастало значение переотложенных осадочных образований, в экосистемы суши и водоемов прошлого поступало все меньшее и меньшее количество фосфора и других элементов протокристаллизации.

Азот также принадлежит к числу дефицитных биогенных элементов. Основным его источником для процессов, протекающих в биосфере, является атмосфера, в которой сегодня содержится 78,7 объемных процентов молекулярного азота. Подавляющее большинство организмов усваивает азот только в виде его соединений, представленных в современных экосистемах в основном нитратными ионами (NO_3^-). Нитритные (NO_2^-), аммонийные (NH_4^+) ионы и органические соединения, включающие многочисленные продукты разложения белков из-за господства окислительных условий в современную эпоху встречаются значительно реже. В организме растений и животных большая часть азота присутствует либо в виде иона аммония, либо в виде соединений, содержащих группу NH_2 [13]. В обоих случаях азот сильно восстановлен. Следовательно, для использования азота из нитратного иона растение должно затратить энергию на его восстановление до трехвалентного состояния. Количество этой энергии оценивается в 147 ккал. Вот почему зеленые растения, усваивая азот, предпочитают ионам NO_3^- ионы NH_4^+ [19]. Последние же, как отмечалось, встречаются в современных условиях редко. По имеющимся данным [8, 17], в атмосфере архея присутствовало значительное количество аммиака, хорошая растворимость которого в воде обусловила его ранний переход в гидросферу. Благодаря этому азот, входивший в ион аммония, существовал в форме, наиболее благоприятной для усвоения микроорганизмами [5].

Как показывают лабораторные эксперименты, скорость фотосинтеза и продуктивность автотрофных растений существенно зависят от термического режима. Температура оказывает большое влияние на интенсивность фотосинтеза в связи с тем, что этот процесс складывается не только из фотохимии-

ческих, но и из темновых химических реакций, скорость которых увеличивается в 2–3 раза при повышении температуры на 10° [35]. Наиболее термостойчивыми организмами, способными осуществлять фотосинтез, являются синезеленые водоросли, обитающие в горячих источниках. Высшая температурная граница, при которой у них возможна ассимиляция CO_2 , лежит, по видимому, в области 80° . Зеленые водоросли имеют верхнюю температурную границу около 60° . Оптимальные температуры для синезеленых и зеленых водорослей лежат в пределах $30\text{—}50^{\circ}$ [2]. Оптимальные температуры для наземных растений умеренного климата составляют $25\text{—}30^{\circ}\text{C}$ для растений тропиков и субтропиков они несколько выше — $30\text{—}40^{\circ}\text{C}$ [19]. Следовательно, современная температура вблизи поверхности Земли, в среднем равная 15° , намного ниже оптимальной температуры существования большинства автотрофных растений. Что касается температурного режима геологического прошлого, то есть основания утверждать, что они были значительно более благоприятными для жизнедеятельности растений. Так, средние температуры воздуха в палеозое колебались преимущественно в пределах $22\text{—}26^{\circ}\text{C}$, в течение большей части мезозоя они составляли $20\text{—}24^{\circ}$, а в кайнозой снизились до $15\text{—}18^{\circ}$ (рис. 1).

Таким образом, палеотемпературные исследования со всей очевидностью свидетельствуют о неуклонном снижении температур на протяжении всего фанерозоя. Причем градиент такого снижения составлял по нашей оценке примерно $0,6^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 млн. лет, а на рубеже 500 млн. лет средняя многолетняя приповерхностная температура воздуха равнялась примерно 23°C .

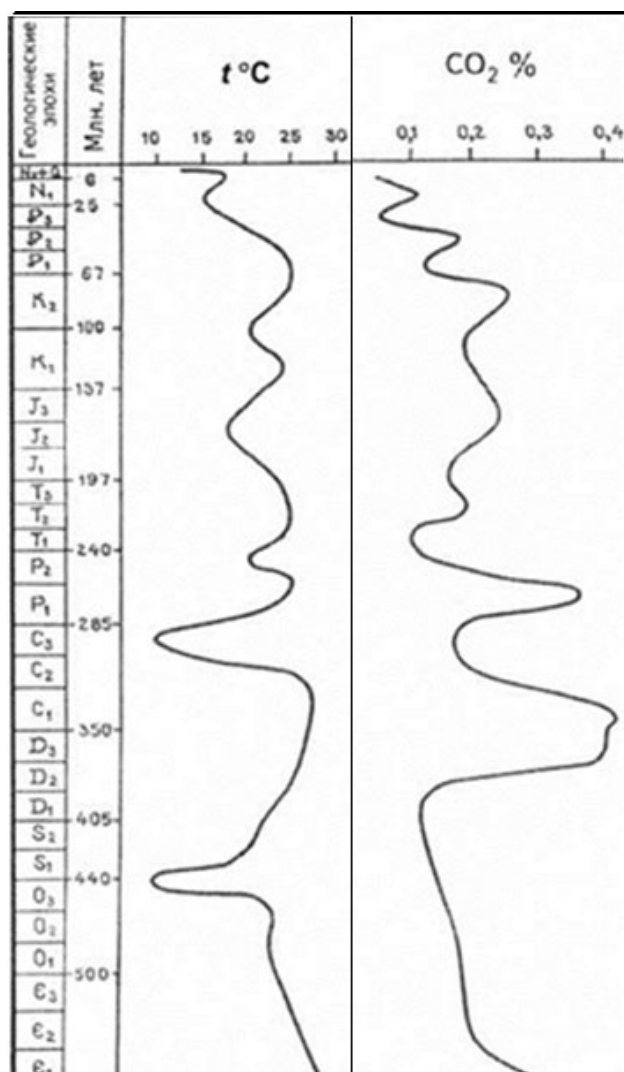


Рис. 1 — Изменение среднегодовой приземной температуры и концентрации CO₂ в фанерозойское время [21]

Климатические условия докембрийского времени мало известны. Судя по направленности изменений средних температур воздуха в течение фанерозоя, можно полагать, что он был еще более теплым, чем в последующие периоды. Вместе с тем, климатические условия докембрия не могли коренным образом отличаться от таковых в фанерозое, так как уже в основании протерозоя (около 2,5 млрд. лет назад) фиксируются ледниковые отложения, свидетельствующие о глобальной эпохе похолодания [39]. Если допустить, что градиент изменения температуры в докембрии был такой же, как и в фанерозое, то окажется, что в интервале 1500—3500 млн. лет, т. е. на большей

части докембрийского этапа, температура составляла 30—40°C, что ближе всего соответствует температурам, оптимальным для фотосинтеза низших водорослей.

Таким образом, по всем параметрам (содержание в атмосфере CO², количество минеральных компонентов, термический режим) докембрийский этап эволюции биосферы был наиболее благоприятным для жизнедеятельности автотрофных растений. В дальнейшем содержание углекислоты — основного субстрата фотосинтеза — неуклонно снижалось; ухудшались климатические условия (термический режим и влажность), уменьшались ресурсы минерального питания. Обеднив атмосферу углекислым газом, зеленые растения обогатили ее кислородом, подняв его содержание с почти нулевых значений до современных концентраций (21%). Согласно представлениям А. А. Ничипоровича [23], процесс выделения кислорода при фотосинтезе труден в энергетическом отношении, поэтому увеличение CO² в атмосфере оказалось дополнительным фактором, лимитирующим активность фотосинтеза. Все это в совокупности явилось, очевидно, причиной уменьшения масштабов суммарного фотосинтеза и, следовательно, продуктивности биосферы и общей массы живых организмов.

Выше отмечалось, что о направленности изменения во времени биомассы можно судить (с неизвестными, но, очевидно, большим поправочным коэффициентом) по характеру изменения количества органического вещества (ОВ), накопленного в осадочных толщах различного геологического возраста. Вместе с тем, необходимо отметить, что все предшествующие исследователи, решая эту проблему, опирались на остаточные количества fossilized Сорг, хотя известно, что на всех этапах его естественной истории (начиная с диагенеза и кончая метаморфизмом) закономерно меняются не только структура и свойства ОВ, но и общее его содержание в осадочных породах. Следовательно, то количество Сорг, которое фиксируется в настоящее время в древних отложениях, представляет собой лишь небольшую часть общего количества fossilized органического углерода. Если дело обстоит именно так, то без учета катагенетических и метаморфических потерь органического вещества невозможно представить себе реальную карти-

ну распределения Сорг в отложениях геологического прошлого и тенденцию изменения его содержаний в ходе времени.

Осадочные породы фанерозоя, как известно, в той или иной степени изменены процессами катагенеза. Для расчета катагенных потерь ОВ, fossilized в тот или иной период фанерозоя, необходимо знать остаточные концентрации Сорг в породах, градиент изменения его содержаний на каждую градацию катагенеза и степень воздействия процессов катагенеза на отложения определенного возраста. Мировые субкларки Сорг в осадочных породах фанерозоя определены А. Б. Роновым [26] и Г. А. Амосовым с соавторами [1]. Градиент уменьшения Сорг на каждую градацию катагенеза (от ПКЗ к МК, от МК к МК2 и т. д.) также известен и составляет около 10 относительных процента [18]. Для определения степени воздействия катагенных факторов на отложения определенного геологического периода мы воспользовались данными о распределении запасов углей разных марок в зависимости от их возраста. Учитывая сопоставимость «углемарочной шкалы» со шкалой градаций катагенеза седиментитов [22], рассчитали запасы углей различного возраста, соответствующие той или иной градации катагенеза. Как показали расчеты [14, 15], 94% общих запасов углей палеогена — неогена (а значит, и седиментитов вообще) соответствует протокатагенезу, а остальные 6% - начальному мезокатагенезу (градации МК и МК2). В более древних угленосных формациях картина принципиально иная. Так, к примеру, пермские формации на 74% отвечают градациям мезокатагенеза, на 24% — градациям апокатагенеза и всего лишь на 2% — градациям протокатагенеза. Зная градиент изменения Сорг на каждую градацию, нетрудно определить общие размеры катагенетических потерь ОВ седиментитов палеоген-неогена, мела, юры, триаса, перми и карбона в расчете на единицу времени (на 10 млн. лет). Они составили соответственно 0,16, 0,72, 0,31, 0,88, 0,97, 1,10%. Скорость катагенетических потерь ОВ, как видно на рис. 2, изменяется в ходе времени по экспоненциальному закону.

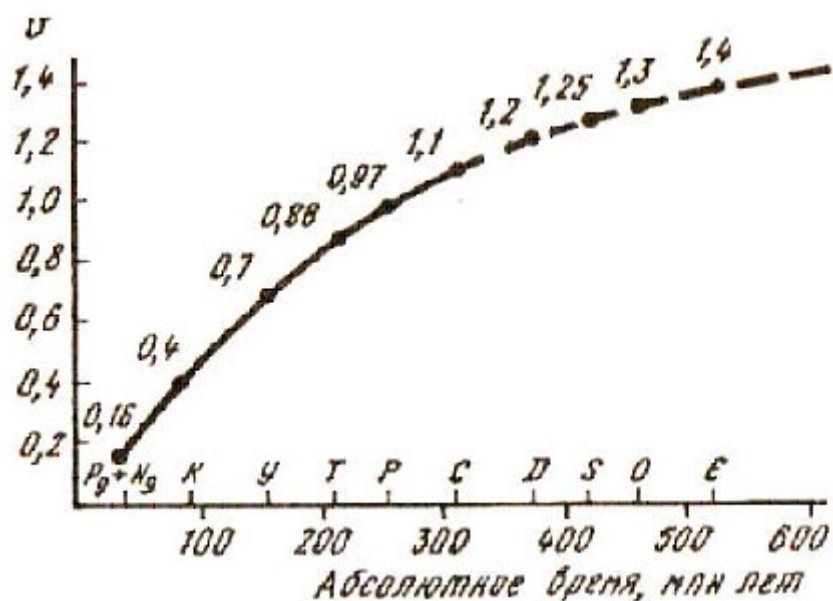


Рис. 2 — Изменения скорости катагенетических потерь ВО в ходе времени по экспоненциальному закону

Установив тенденцию изменения величины V в ходе времени, можно определить методом экстраполяции скорости катагенетических потерь $ОВ$, свойственные осадочным породам девона, силура, ордовика и кембрия, общие потери $ОВ$, а затем и докатагенные концентрации $Сорг$, свойственные осадочным породам различных периодов фанерозоя (таблица 1).

Таблица 1 — Исходная масса и скорость накопления $Сорг$ в отдельные эпохи в периоды фанерозоя

Эпоха, период и их длительность, млн. лет	Масса осадочных пород, 1021г	Сорг (восстановл.), %	Масса Сорг, 1021г	Скорость накопления Сорг, 1019г/106 лет
Плиоцен (3,4)	21,16	0,47	0,10	2,94
Миоцен (19,6)	40,13	0,77	0,31	1,58
Олигоцен (11,6)	21,56	0,93	0,20	1,72
Эоцен (19,0)	43,62	0,96	0,42	2,20

Палеоцен (7,0)	13,54	0,74	0,10	1,43
Поздний мел (33,7)	98,56	0,65	0,64	1,90
Ранний мел (42,6)	106,81	0,74	0,79	1,85
Поздняя юра (27,5)	55,95	1,17	0,65	2,36
Средняя юра (17,9)	49,59	1,17	0,55	3,07
Ранняя юра (25,1)	46,53	0,68	0,32	1,27
Поздний триас (21,9)	59,44	0,45	0,27	1,23
Средний триас (10,0)	22,26	0,22	0,05	0,50
Ранний триас (5,2)	23,37	0,32	0,07	1,35
Поздняя пермь (11,2)	37,83	0,34	0,13	1,16
Ранняя пермь (29,8)	61,76	0,49	0,30	1,00
Поздний и средний карбон (30,2)	69,25	0,82	0,57	1,89
Ранний карбон (36,5)	60,48	1,42	0,86	2,36
Поздний девон (17,8)	54,84	1,14	0,63	3,54
Средний карбон (9,7)	58,65	0,87	0,51	5,26
Ранний девон (28,6)	53,22	0,28	0,15	0,52
Силур (28,2)	65,06	0,58	0,38	1,35
Ордовик (66,5)	92,55	1,27	1,18	1,77
Поздний кембрий (13,2)	44,53	0,60	0,27	2,05
Средний кембрий (24,3)	49,20	1,08	0,53	2,18
Ранний кембрий (29,4)	56,26	0,86	1,05	3,57

Оказалось, что наибольшие потери ОВ (78%) характерны для раннекембрийских отложений. Указанная величина точно отвечает максимально до-

пустимому значению катагенетических потерь сапропелевого ОВ (80%), установленному Н. Б. Вассоевичем [5]. Осадочные породы докембрия, в отличие от фанерозойских отложений, претерпели еще и различного уровня метаморфические преобразования, что естественно отразилось на количественных характеристиках fossilized органического вещества. Так, по нашим оценкам [15] в первично глинистых породах архея средние остаточные количества Сорг варьируют от 0,043 до 1,16%, в песчаных — от 0,034 до 0,62%, в карбонатных — от 0,11 до 0,61%. Ориентировочные кларки Сорг в этих породах составляют соответственно 0,6, 0,3, 0,4%. Раннепротерозойским отложениям свойственны несколько более высокие средние содержания органического углерода (соответственно 0,8, 0,3 и 0,5%). Зная пропорции указанных пород в докембрийском фундаменте платформ [28], можно определить весовые субкларки Сорг в осадочно-метаморфических образованиях докембрия в целом. Для архея и раннего протерозоя они составили 0,5 и 0,6%. При сопоставлении полученных величин необходимо учесть, что отложения архея метаморфизованы в условиях, как правило, амфиболитовой фации, а отложения раннего протерозоя — зеленосланцевой. Поэтому для первых из них необходимо внести поправку на метаморфические потери ОВ, которые равны примерно 30% [14]. С учетом этих потерь среднее содержание Сорг в архейских осадочно-метаморфических породах (0,7%) оказалось несколько выше, чем в раннепротерозойских (0,6%) и намного выше, чем в позднепротерозойских (0,26%, данные А. Б. Ронова [27]). Следовательно, для докембрийских отложений характерно отчетливое уменьшение концентраций органического углерода во времени. Но органическое вещество докембрийских отложений в полной мере прошло и стадию катагенеза. Поэтому размеры катагенных потерь докембрийской органики, которая была исключительно сапропелевого типа, составляли не менее 80%. Следовательно, докатагенные концентрации органического углерода в осадочно-метаморфических породах архея, раннего и позднего протерозоя равнялись соответственно 3,5, 3,0 и 1,3%.

На рис. 3 показано изменение во времени восстановленных содержаний Сорг в осадочных породах геологического прошлого. Вопреки существующим представлениям (см. выше), распределение органического углерода

в разновозрастных отложениях не выявляет тенденции роста его концентраций в ходе геологического времени. Более того, тенденция эта имеет совершенно иную направленность и фиксирует уменьшение содержаний $C_{орг}$ в направлении от наиболее древних отложений к наиболее молодым.

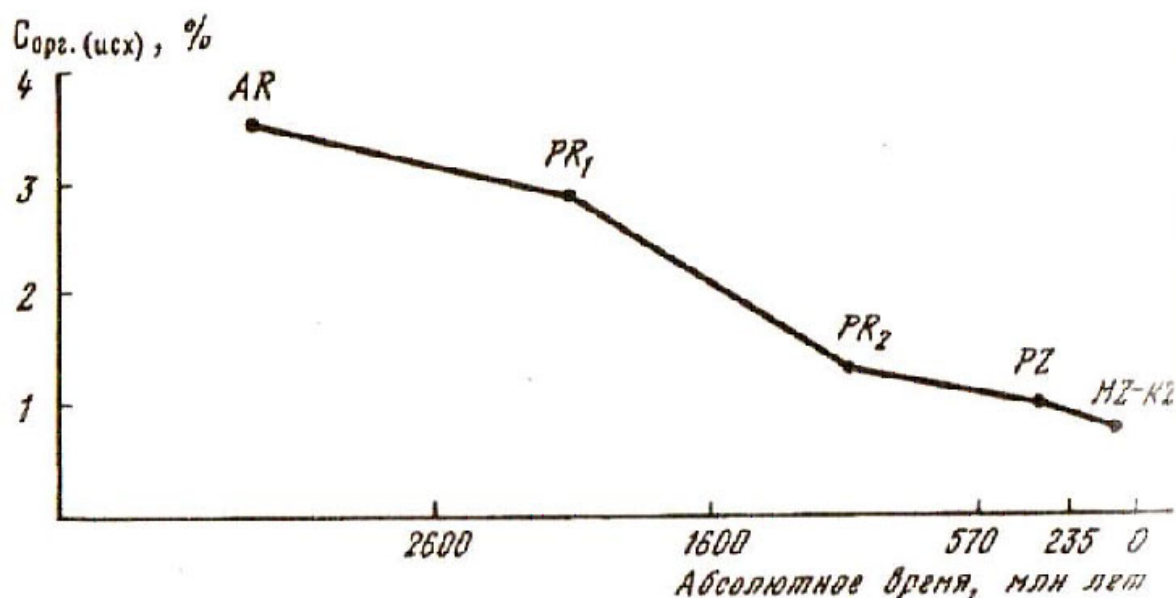


Рис. 3 — Изменения во времени восстановленных содержаний $C_{орг}$ в осадочных породах геологического прошлого

Сокращение во времени продуктивности биосферы и общей массы населяющих ее организмов наводит на мысль о неизбежном прекращении жизни на Земле, исчезновении ее важнейшей оболочки — биосферы. В основе такого пессимистического прогноза лежит геохимический принцип сохранения жизни, сформулированный в 1976 году А. Б. Роновым [27]. Этот принцип гласит: «жизнь на Земле и других планетах при прочих равных условиях возможна лишь до тех пор, пока эти планеты активны и происходит обмен энергией и веществом между их недрами и поверхностью. С энергетической смертью планет неизбежно должна прекратиться и жизнь». Полная стабилизация Земли, как это видно из экстраполяции хода кривых изменения во времени площади геосинклиналей и платформ (рис. 4) наступит приблизительно через 1 млрд. лет.

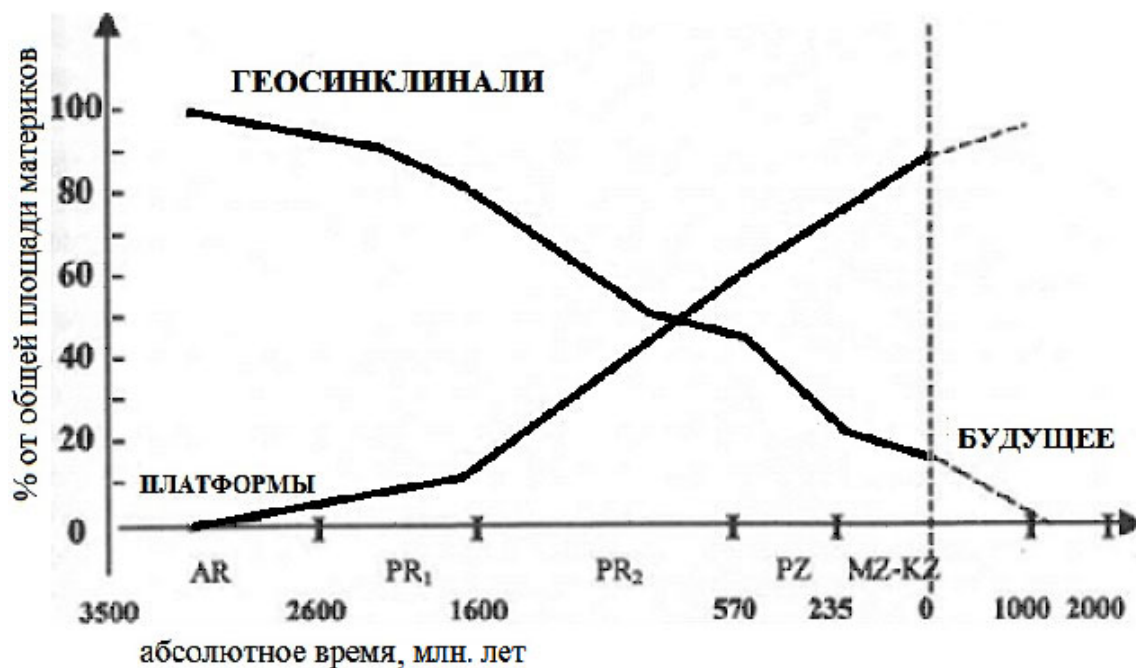


Рис. 4 — Общая тенденция сокращения во времени (отмирания) площади геосинклиналей и роста площади платформ в пределах современных материков [27]

По нашим данным, примерно через такой же отрезок геологического времени, прекратится и поступление в осадки органического вещества [16].

Список литературных источников

1. Амосов, Г. А., Мелихова, К. Д., Добрякова, Н. Е. Кларки органического углерода и битумоидов осадочных отложений //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. №7. — С. 7—14.
2. Бердыкулов, Х. А. Фотосинтез микроводорослей, культивируемых под открытым небом. Ташкент, 1979. — 88 с.
3. Будыко, М. И. Климат в прошлом и будущем. Л.:Гидрометеиздат, 1980. — 351 с.
4. Будыко, М. И. О ведущем факторе эволюции биосферы //Вестник Российской академии наук, 1995, том 65, №12. — С. 1064—1073

5. Вассоевич, Н. Б. Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков //Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., 1973. — С. 11—60.
6. Вассоевич, Н. Б, Гусева А. Н., Тараненко Е. И. К проблеме нефтегазообразования в докембрийских отложениях //Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., 1973. — С. 150—157.
7. Вернадский, В. И. Биогеохимические очерки. М. — Л., 1940. — 250 с.
8. Виноградов, А. П. Газовый режим Земли //Химия земной коры. М., 1964.Т.2. — С. 5—21
9. Виноградов, В. И. Сколько лет океану? //Природа. 1975. №12. — С. 50—57.
- 10.Водопьянов, П. А. Устойчивость и динамика биосферы. Минск, 1981. — 248 с.
- 11.Вудвелл, Дж. Круговорот энергии в биосфере //Биосфера. М., 1972. — С. 41—59.
- 12.Давиташвили, Л. Ш. Эволюция условий накопления горючих ископаемых в связи с развитием органического мира. М., 1971. — 296 с.
- 13.Делвич, К. Круговорот азота //Биосфера. М., 1972. — С. 105—119.
- 14.Закруткин, В. Е. Высокоуглеродистые формации раннего кембрия европейской части СССР. Ростов н/Д, 1982. — 286 с.
- 15.Закруткин, В. Е. О масштабах накопления органического вещества в докембрии и фанерозое //Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М. 1993. — С. 202—211.
- 16.Закруткин, В. Е. Естественные тенденции глобального биосферного процесса: ретроспективный анализ //Исследования в области океа-

нологии, физики атмосферы, географии, экологии, водных проблем и геокриологии. М. ГЕОС. 2001. — С. 245—249.

17. Казанский, Ю. П. Об изменении газового и солевого состава океанских вод // Геология и геофизика. 1977. №8. — С. 56—66.
18. Корчагина, Ю. И., Четверикова, О. П. Методы интерпретации аналитических данных о составе рассеянного органического вещества. М., 1980. — 228 с.
19. Лархер, В. Экология растений. М., 1978. — 384 с.
20. Любименко, В. М. Избранные труды. Т. 1. М., 1963. — 612 с.
21. Назаркин, Л. А. О влиянии ротационного режима Земли на природные процессы // Изв. Саратов. Гос. ун-та. Н. С. науки о Земле. 2006. Т. 6. №1. — С. 72—79.
22. Неручев, С. Г., Вассоевич, Н. Б., Лопатин, Н. В. О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием // Горючие ископаемые. М., 1976. — С. 47—62.
23. Ничипорович, А. А. Фотосинтез и биосфера // Современные задачи и проблемы биогеохимии. М., 1979. — С. 84—90.
24. Опарин, А. И. О сущности жизни // Вопр. философии. 1979. №4. — С. 35—49.
25. Ронов, А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы // Геохимия. 1964. №8. — С. 715—743.
26. Ронов, А. Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь // Геохимия. 1976. №8. — С. 836—845.
27. Ронов, А. Б. Осадочная оболочка Земли. М., 1980. — 80 с.
28. Ронов, А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры // Геохимия. 1967. №11. — С. 1285—1310.

- 29.Ронов, А. Б., Мигдисов А. А., Ярошевский А. А. К геохимической истории внешних оболочек Земли //Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., 1972. — С. 88—98.
- 30.Руттен, М. Происхождение жизни. М.: «Мир», 1973. — 411 с.
- 31.Сидоренко, А. В., Теняков, В. А., Розен, О. М. и др. К геохимии гипергенеза в раннем докембрии //ДАН СССР. 1971. Т. 201, №3. — С. 678—681.
- 32.Соколов, Б. С. Экосистемные перестройки и эволюция биосферы //Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1. М. Недра. 1994. — С. 8—13.
- 33.Страхов, Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. №12. — С. 3—17.
- 34.Страхов, Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М., 1971. — 608 с.
- 35.Тарчевский, И. А. Основы фотосинтеза. М., 1997. — 253 с.
- 36.Успенский, В. А. Баланс углерода в биосфере в связи с вопросом о распространении углерода в земной коре. Л., 1956. — 101 с.
- 37.Хаин, В. Е. Основные этапы и общий характер эволюции литосферы //Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., 1972. — С. 99—112.
- 38.Холодов, В. Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли //Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., 1975. — С. 191—199.
- 39.Чумаков, Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М., 1978. — 389 с.
40. Ясаманов, Н. А. Климаты фанерозоя и парниковый эффект. Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология, №6, 2003. — С. 3—11.

41. Bergman, Noam M., Timothy M. Lenton, and Andrew J. Watson (2004). "COPSE: A new model of biogeochemical cycling over Phanerozoic time". *American Journal of Science* 301: 182—204.
42. Berner, R. A., Kothavala, Z., 2001. GEOCARB III: a revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *Am. J. Sci.* 301, 182—204.
43. Meyer-Abich, A. The historico-philosophical background of the modern evolution biology. Leiden, 1964. 170 p.
44. Rothman, Daniel H. (2001). "Atmospheric carbon dioxide levels for the last 500 million years". *Proceedings of the National Academy of Sciences* 99 (7): 4167—4171.