

РОЗДІЛ 2

ПАЛЕОЕКОЛОГІЯ КРИПТОЗОЮ

Тема: Палеоекологія Катархейського еону (4,6 – 4,0 млрд.р.т.)

Приблизно 16-18 млрд.р.т. після Великого вибуху сформувався Всесвіт. З'явилися простір, час, галактики. Сучасні дослідження показали, що галактики безперервно віддаляються одна від одної. Знаючи швидкість «розбігання» галактик - вчені вирахували час формування Всесвіту. Слід зазначити, що останні дослідження показали, що швидкість віддалення галактик одна від одної зростає, таким чином, обчислені раніше часові інтервали формування Всесвіту повинні бути переглянуті.

Приблизно 4,6 млрд.р.т. сформувалася Сонячна система і наша планета Земля. При цьому більшість дослідників вважають, що утворення Землі відбулося в результаті конденсації космічної газо-пиллової хмари.

Гадейський еон (Гаплогей, Гадей, Місячна ера, Катархей) (4,6 - 4,0 млрд.р.т.) - перший еон в історії Землі. Цей еон має кілька назв. Так, Місячним цей еон був названий тому, що приблизно 4,5 млрд.р.т. у Землі з'явився супутник - Місяць. Місяць або був захоплений гравітаційним полем Землі, або був вибитий з тіла Землі астероїдом, який по дотичній врізався в Землю*.

*Згідно з однією із сучасних гіпотез, Протоземля приблизно 4,6 млрд.р.т. своїм гравітаційним полем захопила з сусідньої орбіти планету - Протомісяць. Зближення Протомісяця з Протоземлею до мінімально допустимої відстані (т.зв. межа Роша) призвело до гравітаційного руйнування Протомісяця. При цьому важке ядро Протомісяця і частина легких уламків впали на Землю. А ті легкі уламки, що залишилися, сформували сучасний Місяць.

NB! Межа Роша - це найменша відстань між супутником і центральною планетою, ближче якої масивний супутник починає руйнуватися гравітаційним полем планети (тобто має місце ситуація, коли міцність порід супутника на розрив є меншою, ніж розриваючий ефект припливних сил). Для системи Земля - Місяць межа Роша становить 17 150 км між планетою і її супутником.

Власна швидкість обертання Протоземлі навколо своєї осі до захоплення Протомісяця - становила одне обертання за 14-15 годин. Захоплення Протомісяця призвело до швидкого розкручування Протоземлі до швидкості 1 обертання за 6 годин. Причому, швидкість обертання Землі зросла з 15 год до 6 год всього за 100 років. В результаті впливу гравітаційних припливів і надмірної кількості енергії обертання - виділилась велика кількість енергії. Таким чином, катастрофа, яка сталася з Протомісяцем, розкрутила нашу Землю і розіграла її.

Після руйнування Протомісяця - легкий Місяць почав віддалятися від Землі і його гравітаційне поле почало гальмувати власне обертання Землі. Поступово, швидкість обертання Землі навколо своєї осі сповільнилась до 24 годин.

NB! Тривалість доби на Землі встановлюють за допомогою різних методів. Так, за добовою мікрослоїстістю девонських коралів Дж.Уелліс (1963) встановив, що в середньому Девоні рік складався приблизно з 400 діб, а тривалість доби не перевищувала 22 години. За добовою мікрослоїстістю строматолітів, що жили приблизно 2,2 млрд.р.т., Г. Паннелла (1972) визначив, що в ранньому Протерозої в році було 445 діб, а тривалість самої доби була менше, ніж 20 годин.

Дані по тривалості доби за період до 2,2 млрд.р.т. були встановлені шляхом складних розрахунків за допомогою спеціальних формул. Проте, починаючи з 2,2 млрд.р.т., криві, отримані розрахунковим методом, збігаються з усіма емпіричними даними (Сорохтин, Ушаков, 2002).

Слово «катарус» - означає «прихований». Еон отримав свою назву «прихований», тому, що в геологічному літопису Землі відсутні осадові породи старше 4,0 млрд.р. за якими можна судити про характер процесів, що відбувались на Землі починаючи з моменту її формування. Причина відсутності осадових порід цього періоду в історії Землі полягає в тому, що приблизно 4 млрд.р.т. сталося розплавлення верхньої мантії Землі і поховання всіх

осадових порід у товщі мантії. Що відбулось 4,0 млрд.р.т. - точно не відомо. Серед можливих причин розплавлення верхньої мантії Землі називають такі:

а) радіоактивний розпад елементів в надрах Землі. Однак, розпад радіоактивних елементів, що входили до складу Землі, не спроможний дати таку кількість енергії, яка би викликала розплавлення верхніх шарів мантії;

б) бомбардування метеоритами. Однак, такий екзогенний вплив призводить до розігрівання тільки поверхневих шарів Землі;

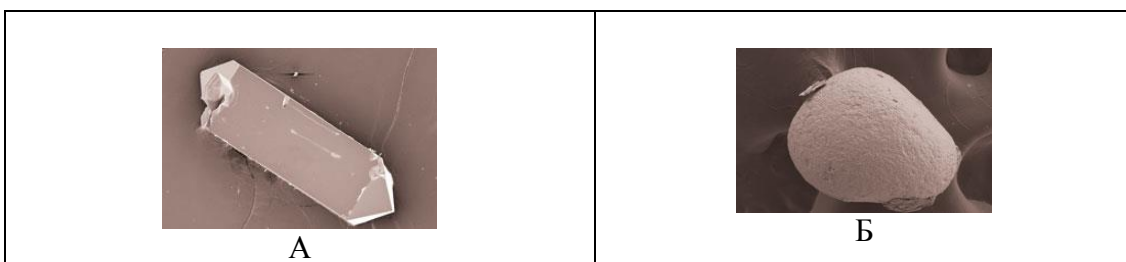
в) найбільш імовірною причиною вважають проходження Сонячної системи через один з рукавів нашої Галактики.

Галактичний рік - це час (280 - 200 млн.р.), за який Сонячна система робить повне обертання навколо центру Галактики. Оскільки площини обертання Сонячної системи і диска Галактики - не збігаються, то за галактичний рік Сонячна система двічі перетинає диск Галактики і піддається її потужному гравітаційному, електромагнітному впливу, бомбардуванню астероїдами і т.п. Найбільш катастрофічним є проходження Сонячної системи через рукава Галактики.



Рукава нашої галактики Чумацький шлях (https://ru.wikipedia.org/wiki/Млечный_Путь).

Тривалий час вважалося, що в Гадейському еоні Земля була вогненно-розплавленою кулею. Однак, нещодавно були знайдені кристали мінералу циркону - а це один з найміцніших мінералів на Землі - вік якого становив 3,5 млрд.р. Усередині цього кристала були виявлені кристали циркону віком 4,4 млрд.р.т.



Зовнішня будова кристалів циркону: А - кристали цирконів, знайдені поблизу місць їх походження, зберігають гострі края і гладкі грані; Б - округла форма цирконів з Джек-Хіллз, Австралія, видима під скануючим електронним мікроскопом, свідчить про те, що вітер і вода переносили ці кристали на далекі відстані.

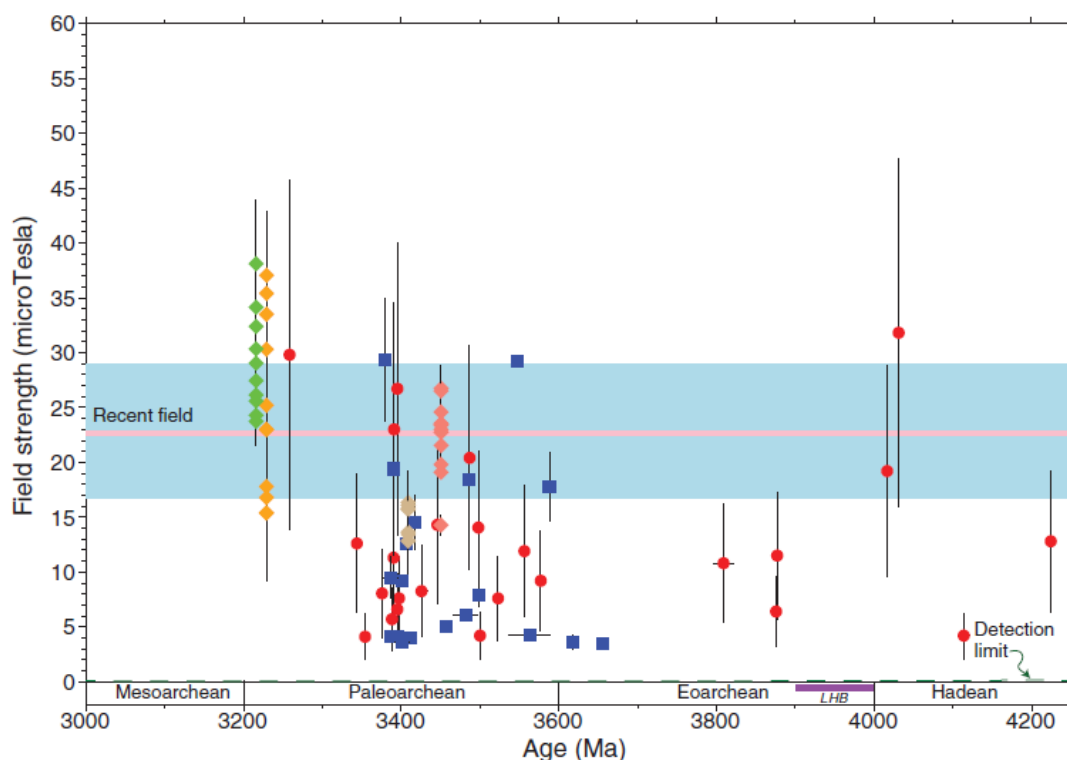
Аналіз ізотопного співвідношення кисню $O^{18}:O^{16}$ в знайдених мінералах цирконах показав, що температура на Землі в той час була такою ж, як і зараз, і про те, що на Землі в цей час була рідка вода. Крім того, всередині цирконів були знайдені кристали кварцу того ж часу. Відомо, що кварц формується тільки в умовах континентальної, а не океанічної кори, що свідчить про існування в Гадейському еоні континентів. Таким чином, за наявності помірних температур, рідкої води і континентів - за 600 млн.р. Гадейського еону на Землі цілком могла сформуватися високорозвинена бісфера (нагадаємо, що спалах розвитку

багатоклітинних форм життя, що панують і донині, почався в Протерозойському еоні приблизно 600 млн.р.т.). Нещодавно, у складі Гадейських цирконів було знайдено мікроалмази з легким ізотопним складом вуглецю, що свідчить про існування життя на Землі в Гадейському еоні.

Особливості мінералів-цирконів. Мінерал циркон (силікат цирконію, $ZrSiO_4$) - найміцніший мінерал на Землі. Циркон дивовижний своєю багатофункціональністю відносно вилучення з нього геологічної інформації. По-перше, циркони дуже стійкі до агресивних середовищ різного характеру, а по друге - у цирконів дивно «гостинна» кристалічна решітка, яка здатна захоплювати широкий набір елементів-домішок. Ці дві важливих властивості дозволили використовувати циркони для встановлення умов на Землі в Катархейському еоні - оскільки жоден інший мінерал не зберігся з тих часів в геологічному літописі Землі.

Крім того, циркони - це надійні хронометри, оскільки в їх кристалічній решітці присутні домішки радіоактивних ізотопів урану і продукти їх розпаду, що дозволяє дослідникам досить точно встановлювати в яку геологічну епоху формувалися дані циркони.

Інтенсивність магнітного поля Землі в Катархейському еоні. Tarduno J.A. з колегами (2015) досліджували палео-інтенсивність геомагнітного поля Землі в мінералах цирконію, датованих Археєм і Катархеєм. У середині мінералів цирконів, знайдених в конгломератах Австралійського гірського масиву Джек Хіллс (Jack Hills), були виявлені магнітні мікро-включення мінералу магнетиту (Fe_3O_4). Проведені дослідження показали, що в інтервалі 4,2 - 3,3 млрд.р.т. інтенсивність магнітного поля варіювала від 1,0 до 0,12 разів порівняно з інтенсивністю сучасного магнітного поля в районі екватора.



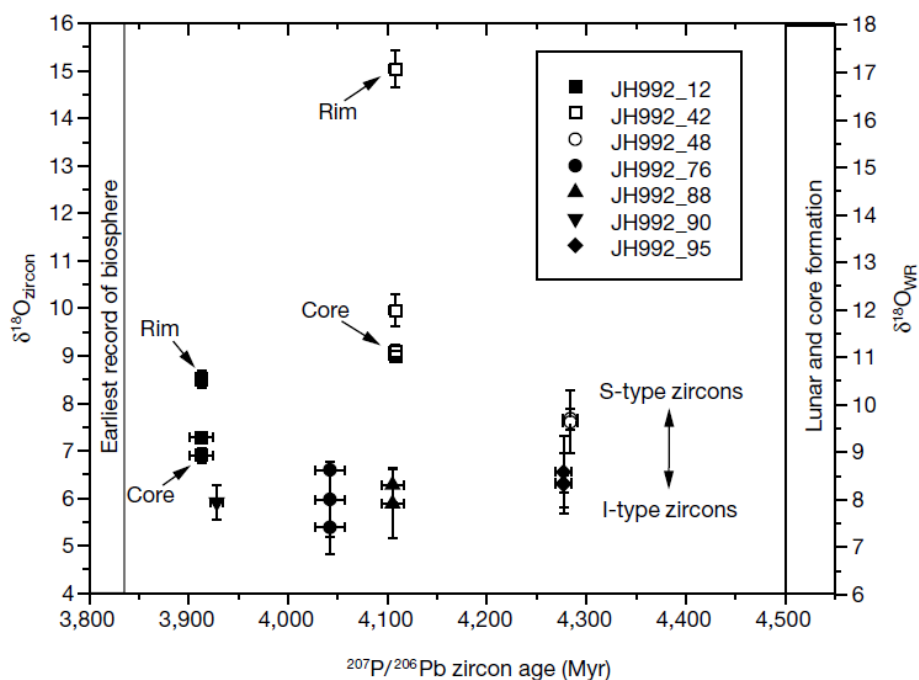
Зміни інтенсивності магнітного поля Землі в інтервалі 4,2 - 3,3 млрд.р.т., встановлені на підставі аналізу магнітних включень мінералу магнетиту в мінерали цирконію (за Tarduno et al., 2015).

Виявлення існування магнітного поля в Катархейському еоні свідчить про можливе існування в цьому еоні феномена тектоніки літосферних плит. Існування наземного геомагнітного поля до епохи Важкого бомбардування астероїдами (the Late Heavy Bombardment) підтверджується також ізотопами наземного азоту і означає, що еволюція ранньої атмосфери і на Землі, і на Марсі регулювалася поведінкою геомагнітного динамо* (за Tarduno et al., 2015).

* За відсутності магнітного поля Землі - атмосферний азот N_2 буде піддаватися іонізації і подальшому видаленню з потоком сонячного вітру за межі Земної атмосфери. Така ж доля чекає й інші компоненти атмосфери - кисень, воду та ін. Вважають, що спочатку, водний бюджет Землі був значно більш великим, ніж, сьогодні - вода була втрачена в епохи відсутності магнітного поля Землі. На Марсі - зупинка магнітного геомагнітома призвела до колапсу Марсіанської атмосфери.

Існування океанів і континентів в Катархеї. Аналіз мінералів цирконів свідчить про існування континентальної кори до подій інтенсивного метеорного бомбардування Землі в інтервалі 4,550 - 4,030 млрд.р.т. Wilde S.A. з колегами (2001) в породах гірського масиву Джек Хілз (західна Австралія) виявили циркони, віком 4,4 млрд.р.т. Аналіз цих цирконів показав, що в них можливо виділити зони, які відрізняються за рідкоземельними елементами і за співвідношенням ізотопів кисню (значення показника ізотопного фракціонування кисню $\delta^{18}O$ змінюються в межах 7,4 - 5,0‰). Високі значення показника $\delta^{18}O$ і мікро-включення кристалів кварцу SiO_2 свідчать про те, що дані циркони формувалися з гранітного розплаву, для якого характерні значення $\delta^{18}O$ в інтервалі 8,5 - 9,5‰. Аналіз співвідношення ізотопів кисню свідчить також і про те, що при формуванні даних цирконів був задіяний матеріал переробленої кори, який піддавався низькотемпературній дії рідкої гідросфери. В цілому, отримані дані свідчать про існування континентальної кори і океанів у Катархейському еоні (за Wilde et al., 2001).

До аналогічних висновків дійшли Mojzsis S.J. з колегами (2001), які також проаналізували ізотопи кисню в давніх цирконах, знайдених на території західної Австралії. Проведені авторами роботи дослідження показали, що в цирконах, віком 4,280 - 3,910 млрд.р.т. значення показника ізотопного фракціонування кисню ($\delta^{18}O$) змінюються в діапазоні від 5,4‰ до 15,0‰. Отримані результати свідчать про те, що циркони, що утворилися приблизно 4,3 млрд.р.т., кристалізувалися з магми, яка містила значну кількість переробленої континентальної кори, яка формувалася в присутності рідкої води недалеко від поверхні землі. Таким чином, вже 4,3 млрд.р.т. гідросфера взаємодіяла з континентальною корою (за Mojzsis et al., 2001).



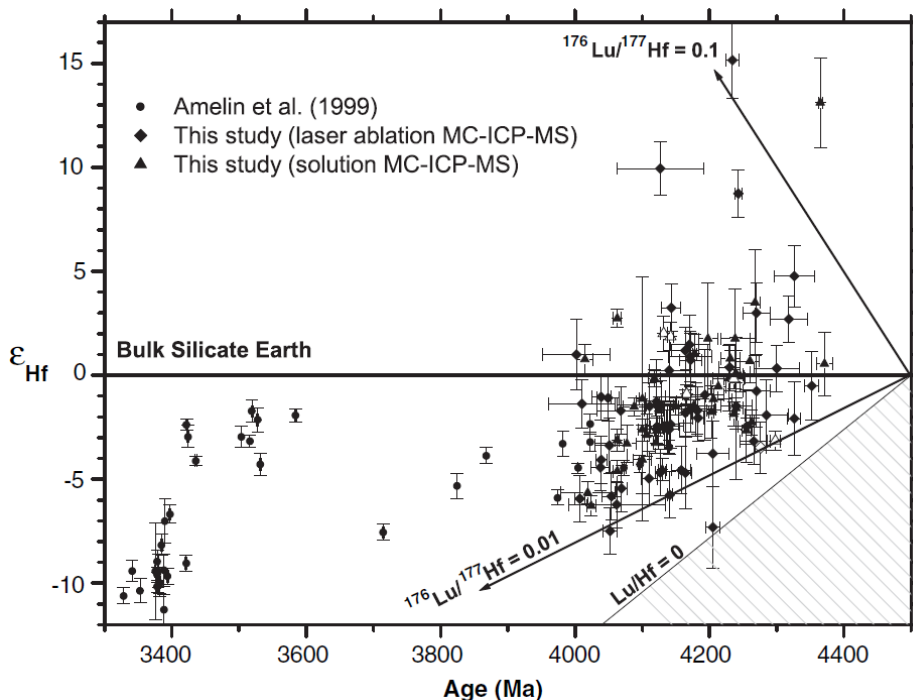
Значення показника ізотопного фракціонування кисню-18 ($\delta^{18}O$) в цирконах, датованих 4,280 - 3,910 млрд.р.т. Високі значення показника $\delta^{18}O$ пов'язані з інкорпорацією рециклізованої континентальної кори, яка взаємодіяла з низько-температурною водою в момент формування цирконів з магми (за Mojzsis et al., 2001).

Watson E.B. і Harrison T.M. (2005) використовували палеотермометр, заснований на вмісті титану, для встановлення температури кристалізації цирконів в Катархейському еоні. Отримані дані свідчать про те, що дані циркони формувалися при температурі $+700^{\circ}\text{C}$, що відповідає температурі кристалізації сучасних гранітоїдних цирконів. Цей факт свідчить про континентальне формування досліджених цирконів. Таким чином, авторами роботи був зроблений висновок про те, що не пізніше, ніж 4,35 млрд.р.т., на Землі вже існувала континентальна кора (за Watson & Harrison, 2005).

Згідно з однією з давно усталених парадигм, континентальна кора почала формуватися не раніше 4,0 млрд.р.т. Для перевірки даної гіпотези, Harrison T.M. з колегами (2005) провели вимірювання в цирконах (Джек Хіллз, західна Австралія), що датуються 4,37 - 4,01 млрд.р.т., співвідношення ізотопів гафнію $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$.

Відомо, що ізотопна композиція гафнію змінюється завдяки радіоактивному розпаду ^{176}Lu . Для цирконів характерно дуже низьке співвідношення Lu/Hf і це співвідношення є близьким до вихідного співвідношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Аналіз показника ϵ_{Hf} (показник відхилення співвідношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ від середніх значень по Землі) виявив значні позитивні і негативні відхилення в інтервалі 4,37 - 4,01 млрд.р.т.

Негативні відхилення пов'язані з формуванням континентальної кори (значення співвідношення Lu/Hf становлять приблизно 0,01) і отримані значення датуються не пізніше 4,5 млрд.р.т. Позитивні відхилення в показнику ϵ_{Hf} пов'язані з повсюдним витонченням верхньої мантії. Отримані авторами дослідження результати показали, що континентальна кора, за обсягом, порівнянна з масштабами сучасної континентальної кори, була сформована в інтервалі 4,5 - 4,4 млрд.р.т. і була потім швидко рециркульована в мантію на початку Архею, приблизно 4,0 млрд.р.т. (за Harrison et al., 2005).

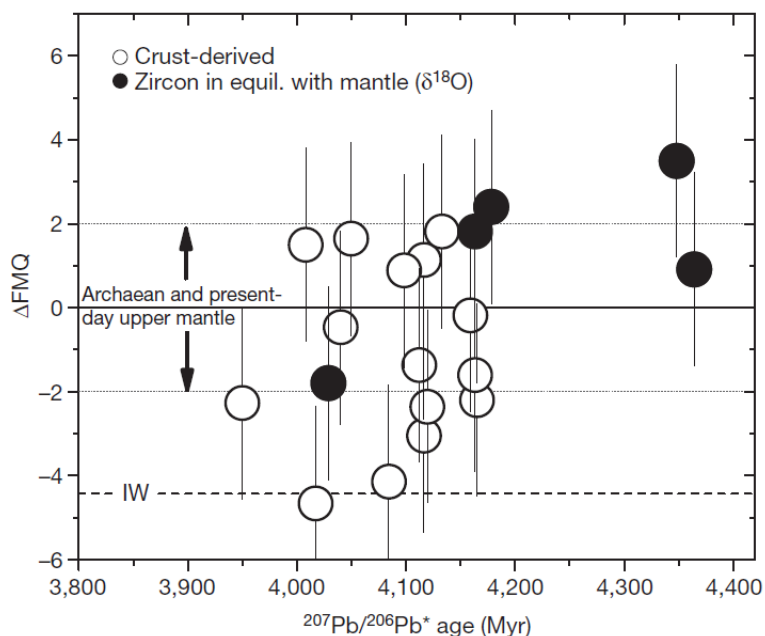


Зміни в часі значень показника ϵ_{Hf} (показник відхилення співвідношення $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ від середніх значень по Землі). Де: по осі ОХ - геологічний вік, млрд.р.т.; по осі ОУ - значення показника ϵ_{Hf} (за Harrison et al., 2005).

Склад атмосфери в Катархейському еоні. Хімічний склад атмосфери Землі багато в чому визначається хімічним складом газів, які виділяються при застиганні вивержених магм. При цьому, найважливіше значення має вміст кисню, оскільки молекулярна композиція газів, які утворюються з хімічних елементів - водню, вуглецю, азоту, кисню і сірки - в цілому визначається саме присутністю кисню, як окислювача. У відновлювальних умовах (умови:

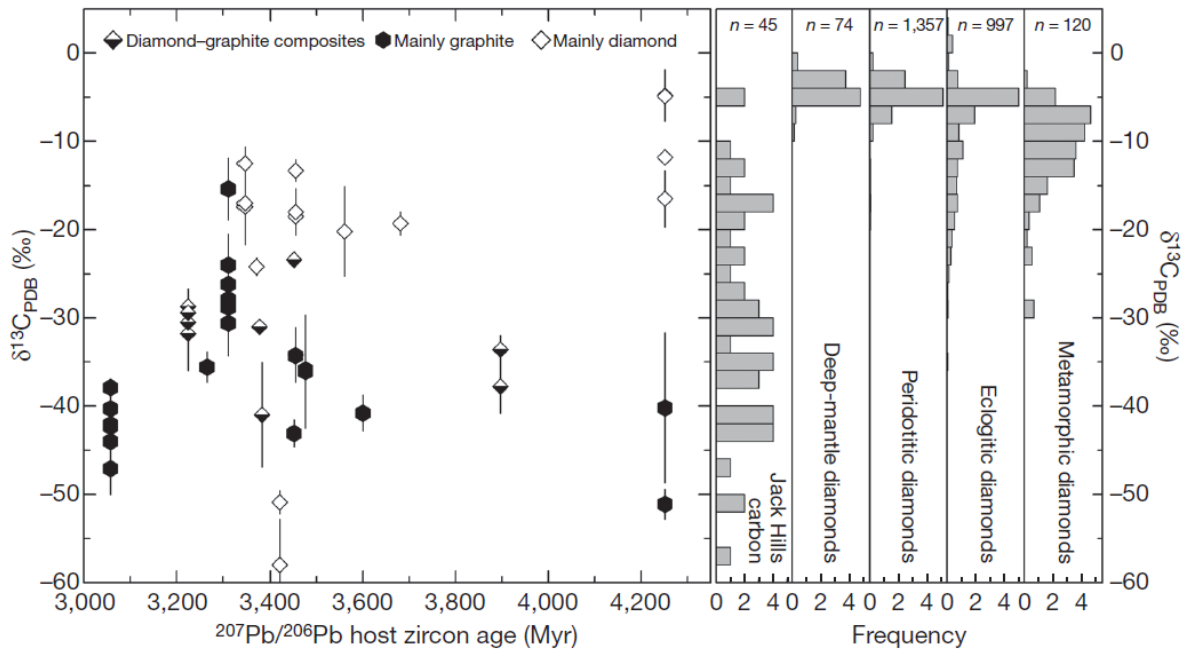
the iron-wüstite buffer) формуються переважно метан (CH_4), молекулярний водень (H_2), сірководень (H_2S) і закис вуглецю (CO), тоді як в окислювальних умовах (умови: fayalite-magnetite-quartz buffer) - домінують вода (H_2O), вуглекислий газ (CO_2), оксид сірки (SO_2) і молекулярний азот (N_2).

Відсутність осадових порід старше 4,0 млрд.р.т. ускладнює встановлення хімічного складу Катархейської атмосфери. Для проведення досліджень доступні тільки мінерали - циркони, що датуються не раніше 4,4 млрд.р.т. Trail D. з колегами (2011), ґрунтуючись на інкорпорації церію в кристали циркону, провели редокс-чутливе калібрування для з'ясування рівня окисного стану Катархейських магм. Проведені авторами роботи дослідження показали, що Катархейські магми перебували в окисленому стані, аналогічному стану сьогоdnішніх магм, що вивергаються. Більше того, деякі Катархейські циркони, які датуються 4,350 млрд.р.т. показали рівень окислення вивержених магм, подібний Архейському і сучасному рівням. Отримані дані свідчать про те, що вже в Катархеї атмосфера Землі була окисною, а не відновлювальною (за Trail et al., 2011).



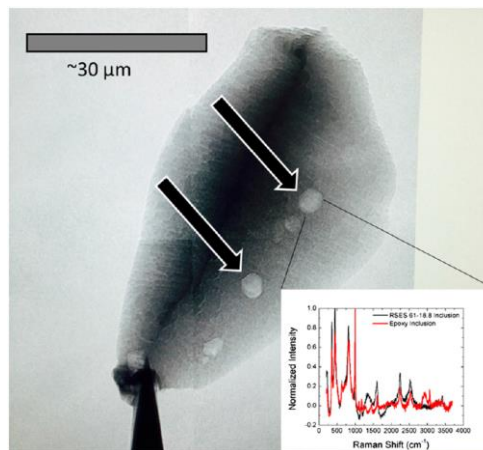
Тиск кисню в розплавах магми верхньої мантії в Катархеї - Археї, встановлений на підставі результатів аналізу рівня інкорпорації церію в кристали циркону. Отримані дані свідчать про більш низький тиск кисню в розплавах магми, в яких формувалися більш молоді циркони. Де: по осі ОУ - тиск кисню в розплавах магми верхньої мантії, ΔFMQ ; по осі ОХ - геологічний вік, млрд.р.т. (за Trail et al., 2011).

Виявлення слідів життя в Катархейському еоні. Nemchin A.A. з колегами (2008) провели аналіз ізотопної композиції алмазно-графітових включень у циркони (Джек Хіллз, Західна Австралія), що датуються 4,252 млрд.р.т. Отримані результати виявили розкид значень показника ізотопного фракціонування вуглецю-13 в інтервалі від - 5‰ до -58‰ (при середніх значеннях - 31‰). Цей розкид даних перевищує типові значення для мантійних порід (в межах - 6‰) і для метаморфічних порід і може бути інтерпретований як результат біогенного походження даних алмазно-графітових включень у складі цирконів (за Nemchin et al., 2008).



Значення показника ізотопного фракціонування вуглецю-13 ($\delta^{13}\text{C}$) в алмазно-графітових включеннях в цирконах (гірський масив Джек Хіллз, західна Австралія) (по осі ОУ). Геологічний вік цирконів встановлений за допомогою уран-свинцевого методу (по осі ОХ). Низькі значення показника ізотопного фракціонування вуглецю свідчать про біогенне походження алмазно-графітових включень у цирконах, датованих 4,252 млрд.р.т. (за Nemchin et al., 2008).

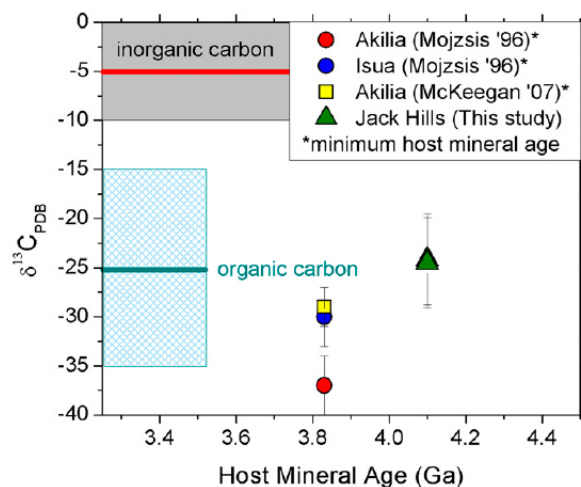
Bell E.A. з колегами (2015) методами рентгенівського аналізу всередині цирконів (Джек Хіллз, західна Австралія), що датуються 4,1 млрд.р.т., виявили присутність включень, які за допомогою Рамановської спектроскопії були ідентифіковані як включення графіту. Ізотопний аналіз виявлених графітів дозволив показати їх біогенне походження: значення показника ізотопного фракціонування вуглецю у виявлених зразках графіту склали $\delta^{13}\text{C} = -24 \pm 5 \text{ ‰}$, що відповідає значенням даного показника для джерел вуглецю, які мають біогенне походження (за Bell et al., 2015).



Мінерал циркон, в складі якого були виявлені включення вуглецю в формі графіту (зображення, отримане за допомогою рентгенівських променів). Стрілками вказані включення графіту всередині циркону. На врізці - результати спектрального аналізу (Рамановська спектроскопія), які підтверджують, що включення в складі циркону є графітами. 1 бар = 30 мкм (за Bell et al., 2015).

На врізці - вказано Рамановський спектр, для включень графіту в знайденому цирконі (чорна лінія) і для включень епоксидів, з інших досліджених цирконів (червона лінія). Розширена D-смуга в зоні 1400 cm^{-1} відповідає графіту, C-H-stretch bands - C-H-стрейч смуги в зоні $2800 - 3100 \text{ cm}^{-1}$ виявлені у

епоксидів, але - не у графітів (за Bell et al., 2015). NB! Принцип Раманівської спектроскопії: молекули речовини розсіюють монохроматичне світло, причому спектр розсіяного випромінювання (число і розташування спектральних ліній) визначається хімічним складом і будовою речовини) (цитовано за <http://www.gem-center.ru/labnews-raman.htm>).



Значення показника ізотопного фракціонування вуглецю для зразків, що датуються Катархеєм-Археєм. Де: по осі ОХ - вік мінералу, в складі якого були виявлені вуглецеві включення, млрд.р.т.; по осі ОУ - значення показника ізотопного фракціонування вуглецю, δ¹³С (‰); блакитним фоном виділені значення δ¹³С, які відповідають біогенному вуглецю; сірим фоном - значення δ¹³С, які відповідають неорганічному вуглецю (за Bell et al., 2015).

Література:

- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. «Развитие Земли» М: Изд. МГУ, 2002. 506 с.
- Bell E.A., Boehnke P., Harrison T.M., Mao W.L. Potentially biogenic carbon preserved in a 4.1 billion-year-old zircon // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. - 2015. - Vol. 112(47). - P. 14518 - 14521. doi: 10.1073/pnas.1517557112.
- Harrison T.M., Blichert-Toft J., Müller W., Albarede F., Holden P., Mojzsis S.J. Heterogeneous Hadean hafnium: evidence of continental crust at 4.4 to 4.5 ga // Science. - 2005. - Vol. 310(5756). - P. 1947 - 1950.
- Mojzsis S.J., Harrison T.M., Pidgeon R.T. Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4,300 Myr ago // Nature. - 2001. - Vol. 409(6817). - P. 178 - 181.
- Nemchin A.A., Whitehouse M.J., Menneken M., Geisler T., Pidgeon R.T., Wilde S.A. A light carbon reservoir recorded in zircon-hosted diamond from the Jack Hills // Nature. - 2008. - Vol. 454(7200). - P. 92 - 95. doi: 10.1038/nature07102.
- Tarduno J.A., Cottrell R.D., Davis W.J., Nimmo F., Bono R.K. Paleomagnetism. A Hadean to Paleoproterozoic geodynamo recorded by single zircon crystals // Science. - 2015. - Vol. 349(6247). - P. 521 - 524. doi: 10.1126/science.aaa9114.
- Trail D., Watson E.B., Tailby N.D. The oxidation state of Hadean magmas and implications for early Earth's atmosphere // Nature. - 2011. - Vol. 480(7375). - P. 79 - 82. doi: 10.1038/nature10655.
- Watson E.B., Harrison T.M. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth // Science. - 2005. - Vol. 308(5723). - P. 841 - 844.
- Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago // Nature. - 2001. - Vol. 409(6817). - P. 175 - 178.

Тема: Палеоекологія Архейського еона (4,0 – 2,5 млрд.р.т.)

Стратиграфія Архейського еону (за <http://ru.wikipedia.org/wiki/Архей>).

Еон:	Ера:
Протерозойський еон (2,5 млрд.р.т. – 542 млн.р.т.)	Палеопротерозой (2,5 – 1,6 млрд.р.т.)
Архейський еон (4,0 – 2,5 млрд.р.т.)	Неоархей (2,8 – 2,5 млрд.р.т.)
	Мезоархей (3,2 – 2,8 млрд.р.т.)
	Палеоархей (3,6 – 3,2 млрд.р.т.)
	Еоархей (4,0 – 3,6 млрд.р.т.)
Катархейський еон (4,6 – 4,0 млрд.р.т.)	

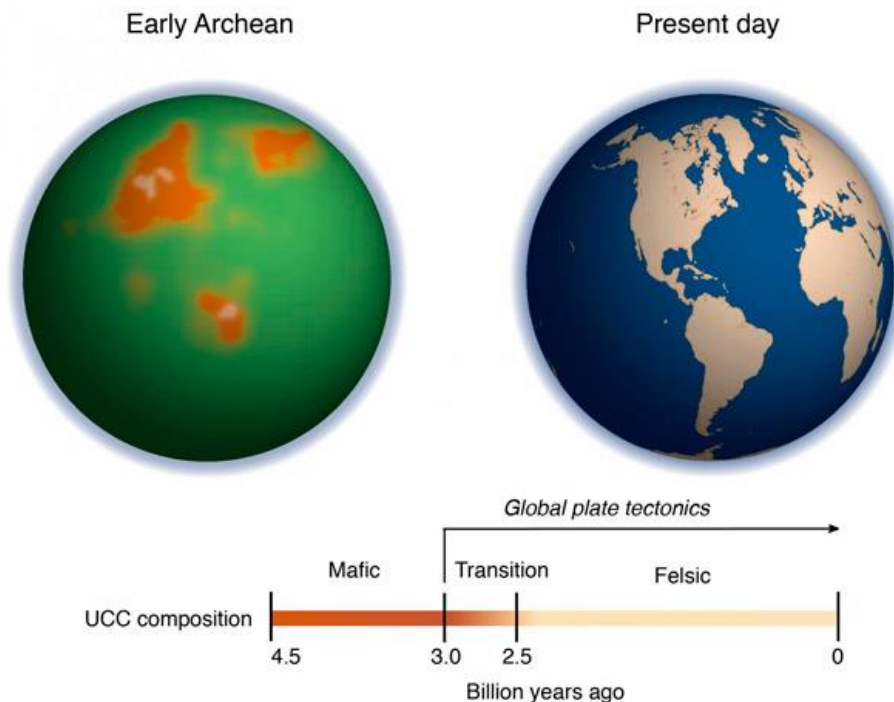
Земля – океан на початку Архея. Наприкінці Катархея - початку Архея, приблизно 4,0 млрд.р.т., відбулось розплавлення мантії Землі і поховання всіх осадових порід Катархея. Потім почалося поступове охолодження поверхні Землі. Характер осадових порід на початку Архейського еону (щонайменше до 3,8 млрд.р.т.) свідчить про те, що вони формувалися в океані (за типом осадових порід можна відрізнити породи континентального і океанічного походження). Таким чином, процеси конденсації атмосферної вологи і надходження води з глибин Землі сприяли формуванню на поверхні Землі мілководних океанів. При цьому в геологічному літописі раннього Архея (до 3,8 млрд.р.т.) повністю відсутні осадові породи континентального походження, що свідчить про відсутність континентів на початку Архейського еону.

Формування ядер континентів (кратонів). Ядра континентів почали формуватися не пізніше 3,87 млрд.р.т. Вважають, що ядра континентів утворилися завдяки підйому і подальшому застиганню магм глибинних мантійних плюмів: в Археї - завдяки базальтовому магматизму, а починаючи з пізнього Архею - до процесу додається гранітний магматизм.

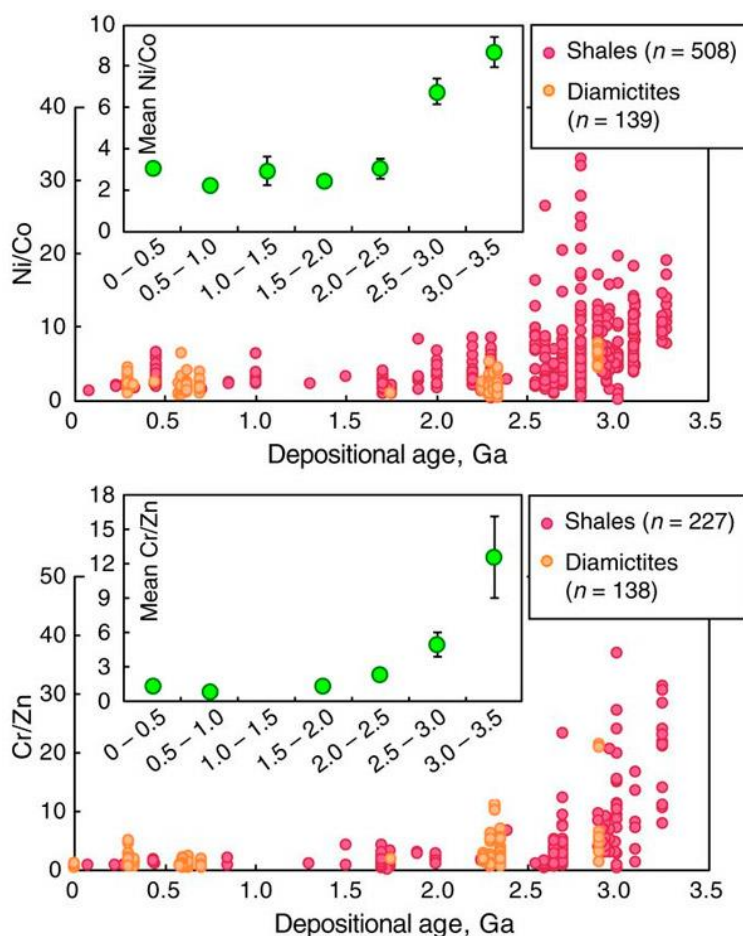
***Архейський коматитовий вулканізм контролював еволюцію ранніх континентів.** Формування і еволюція континентальної кори відіграють фундаментальну роль у розвитку планети Земля. Mole D.R. з колегами (2014) показали, що в Археї формування континентів контролювалося коматитами - найгарячішими лавами на Землі. Автори роботи, використовуючи аналіз ізотопів Lu-Hf і методи уран-свинцевої (U-Pb) геохронології провели чотиривимірне картування кратона Ілгарн (the Yilgarn Craton), західна Австралія, і виявили прогресивне формування Архейських мікроконтинентів. Отримані результати показали, що на ранній Землі відносно маленькі блоки кори, аналогічні сучасним мікроплитам, прогресивно з'єднувалися один з одним, формуючи більш великі континентальні маси і перші кратони. Цей процес кратонізації забезпечувався найгарячішими і найбільш об'ємними коматитовими виверженнями по краях континентальних блоків, що формувались. Таким чином, на динамічну еволюцію ранніх континентів безпосередньо вплинуло приєднання глибинного мантійного матеріалу до Архейської континентальної кори (за Mole et al., 2014).

***Архей. Початок гранітного магматизму на континентах.** Tang M. з колегами (2016) на підставі аналізу хімічного складу земної кори в різні геологічні епохи встановили, що до пізнього Архею - земна кора була складена важкими хімічними елементами (магнієм - залізом). І лише з 3,0 млрд.р.т. в Археї починає поступово формуватися легка силікатно-алюмінієва гранітна кора. Оскільки для гранітного магматизму необхідною умовою є наявність великої кількості похованої води, автори роботи дійшли висновку, що саме завдяки започаткованим приблизно 3,0 млрд.р.т. процесам тектоніки плит і відповідному зануренню старої кори і великих мас води - став можливим гранітний магматизм (за Tang et al., 2016).

*NB! Tang M. з колегами (2016) вперше запропонували використовувати співвідношення Ni/Co і Cr/Zn для встановлення вмісту магнію в давніх вивержених породах, оскільки безпосередньо кількість магнію в таких породах встановити не можливо внаслідок того, що під час процесів вивітрювання цей хімічний елемент вимивається з осадових порід.



Загальний вигляд Землі в ранньому Археї (Early Arhean) і сьогодні (Present day). Руді плями - протоконтиненти, складені породами, багатими магнієм і залізом (mafic - «мафічні» породи). Їх розташування і форма - умовні, малюнок відбиває лише загальну ідею про те, що площа і товщина континентів були невеликі. Зелений колір океану символізує високу концентрацію двовалентного заліза (Fe^{2+}), розчиненого в морській воді. Позначення: UCC composition - склад верхньої континентальної кори, Global plate tectonics - глобальна тектоніка плит, Transition - перехід, Felsic - «фельзичні», багаті кремнієм і алюмінієм гірські породи (цитовано за http://elementy.ru/novosti_nauki/432680/).



Співвідношення Ni/Co і Cr/Zn в тонкозернистих теригенних осадових породах різного віку. По горизонтальній осі - час формування породи в млрд.р.т. На врізках - середні значення для різних епох. Червоні кола - сланці, помаранчеві - діаміктити (цитовано за http://elementy.ru/novosti_nauki/432680/).

***Рання диференціація земної кори.** Результати, отримані іншими дослідниками (Moynier et al., 2010), свідчать про досить ранню диференціацію земної кори. Так, аналіз ізотопів неодиму (^{142}Nd) показав, що не пізніше, ніж через 30-75 млн. років після формування Сонячної системи, почалася глобальна силікатна диференціація в надрах Землі. Крім того, аналіз системи гафній-вольфрам (^{182}Hf - ^{182}W), яка є потужним доповненням до результатів аналізу ізотопів неодиму, також свідчить про ранню силікатну диференціацію мантії Землі, оскільки і формування кори, і диференціація силікатів - обидва процеси фракціонують гафній від вольфраму (за Moynier et al., 2010).

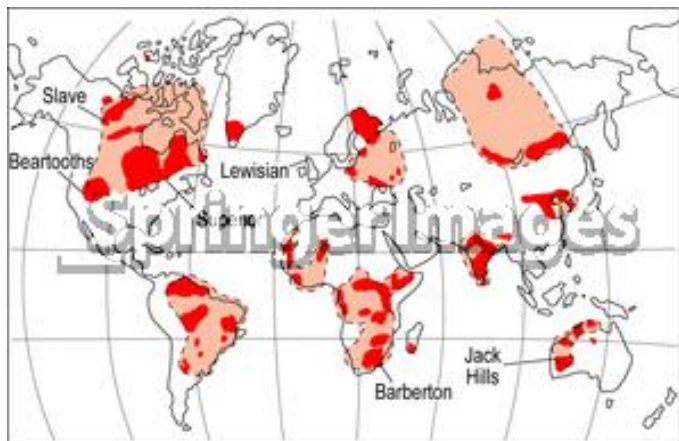


Реконструкція зовнішнього вигляду поверхні Землі в Архейському еоні (за <http://palaeos.com/archean/index.html>).

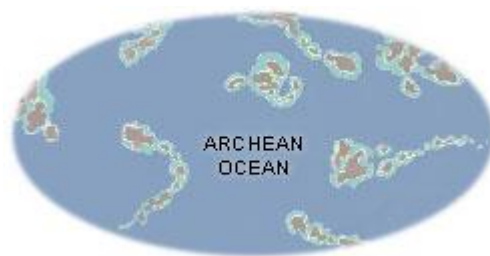
Формування перших суперконтинентів. Збірка першого суперконтиненту Ваальбара (Vaalbara) почалася 3,6 млрд.р.т. (згідно інших даних – 3,87 млрд.р.т.). До складу цього суперконтиненту за сучасними даними входило не менше двох кратонів: південно-африканський кратон Каапвааль (Kaapvaal) і західно-австралійський кратон Пілбара (Pilbara). Потім, 2,8 млрд.р.т. перший суперконтинент розколовся.

Інші кратони (які сьогодні входять до складу Індії, Мадагаскару та Австралії), приблизно, 3,0 млрд.р.т. сформували другий суперконтинент – Ур (Ur), який 2,8 млрд.р.т. увійшов до складу суперматерика Кенорленд.

Формування ядер континентів (кратонів) тривало до 2,7 млрд.р.т. Приблизно 2,7 млрд.л.н. почалася Кенорська епоха діастрофізма, в результаті якої завершилося формування ядер давніх континентів.



Породи Архейського віку на карті сучасних континентів (за <http://hpcapital.com/archean-map>).



Реконструкція розташування континентів і океанів в Архейському еоні (за <http://www.corzakinteractive.com>).

Архейські породи. Найдавніші Архейські породи - це сірі гнейси. Їх вік становить 4,0 - 3,4 млрд. років. Зверху вони вкриті пізнішими породами т.зв. зеленокам'яних поясів, граніто-гнейсового і гранулітового поясів, які сформувалися пізніше - в середньому і пізньому Археї, 3,5 - 2,5 млрд.р.т.

Джеспеліти (залізисті кварцити) відомі з відкладень віком 3,5 млрд. років. У ряді місць вони утворювали великі залізородні родовища. Але, в цілому, в Археї поклади корисних копалин - не великі. Найважливіші - це родовища заліза, марганцю, золота, хрому, нікелю, титану, кобальту, міді і графіту. У зеленокам'яних поясах відомі залізні руди, золото-кварцеві родовища, сульфідні руди міді, свинцю, цинку, сурми, а також хроміти, нікелево-кобальтові відкладення і родовища пегматиту.

В Археї відбувалося поступове збільшення глибини магноутворення. Це було встановлено з розподілу рідкоземельних елементів і за геохімічними особливостями вивержених магм.

Пізнє важке бомбардування астероїдами (the Late Heavy Bombardment). Тривалий час вважали, що пізнє важке бомбардування поверхні Землі і Місяця астероїдами (the Late Heavy Bombardment) завершилося в ранньому Археї приблизно 3,8 - 3,7 млрд.р.т. Однак, дослідження, проведені Bottke W.F. з колегами (2012), показали, що важке астероїдне бомбардування тривало значно довше - до раннього Протерозою (про це свідчать астроблеми діаметром понад 300 км відповідного віку): в інтервалі 3,47 - 3,23 млрд.р.т. сформувалося не менше семи великих астроблем, в інтервалі 2,63 - 2,49 млрд.р.т. - чотири астроблеми, в інтервалі 2,1 - 1,7 млрд.р.т. - одна астроблема гігантського розміру (за Bottke et al., 2012).

Епохи діастрофізму в Архейському еоні. В Архейському еоні було три епохи діастрофізму: 1) Білозерська 3,5 млрд.р.т. (або Саамська, 3,75 - 3,5 млрд.р.т.) епоха діастрофізма; 2) Кольська епоха діастрофізма, 3,0 млрд.р.т.; 3) Беломорська (або Кеноранська) епоха діастрофізма, 2,8 - 2,6 млрд.р.т.

Періодичність епох складчастості становить 150 - 200 млн. років. Під час Білозерської та Кольської тектоно-магматичних епох діастрофізма - відбувались процеси гранітизації. Наприкінці Архея в Беломорську (Кеноранську) епоху діастрофізма - завершилось формування ядер континентів.

Астрономічні, геологічні і кліматичні катастрофи середнього Архею. В середньому Археї: а) відбувалося інтенсивне бомбардування Землі астероїдами; б) мали місце щонайменше дві епохи діастрофізма - епохи катастрофічних вулканогенних процесів. Ці катастрофи були настільки значними, що континентальні породи в цей часовий проміжок (3,0 - 2,85 млрд.р.т.) повністю метаморфізовані. При цьому на континентах йшло посилене гранітоутворення: усі Архейські континенти 3,0-2,85 млрд.р.т. були залиті інтрузивними приповерхневими низькотемпературними магмами, при кристалізації яких формувалися граніти; в) змінилися геохімічні умови на Землі; г) приблизно 3,5 - 3,0 млрд.р.т. були дуже високі температури, які потім, 2,9 млрд.р.т. різко знизилися (до формування покривного зледеніння на континентах).

*Згідно Хаїна В.Е. з колегами (1997): «... метаморфізм описаних вище порід (віку 3,8 – 3,5 млрд.р.т., вулканічні сірі гнейси) мав місце в інтервалі 3,0 - 2,85 млрд.р.т. і не перевищував амфіболітової фації. Тільки місцями процеси відбувалися в умовах більш високих ступенів метаморфізму - гранулітової фації ... ».

NB! *Фація метаморфізму - це сукупність метаморфічних гірських порід різного складу, що відповідають певним умовам формування по відношенню до основних факторів метаморфізму (температури, літостатичного тиску і парціального тиску легких компонентів у флюїдах), що беруть участь в метаморфічних реакціях між мінералами. Амфіболітова фація - формується в умовах середніх температур, а також середніх і високих тисків. Гранулітова фація - формується в умовах

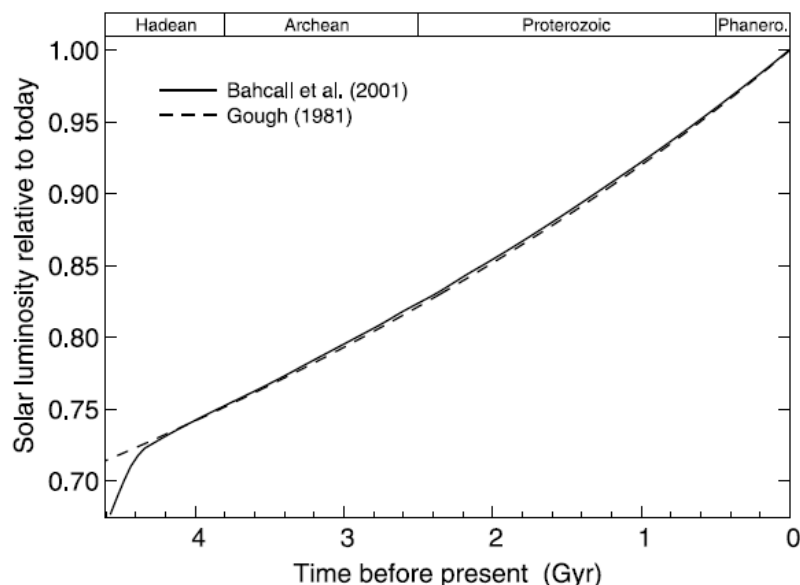
високих температур і високого тиску. Формування фацій цих двох типів пов'язують із встановленням у рухливих зонах гранітоїдів**.

**Гранітоїди - це сукупність гранітів, гранодіоритів та їх різновидів, перехідних до кварцевих діоритів. Граніт - це кисла магматична інтрузивна гірська порода. Яким є механізм формування гранітів, точно не відомо. Є тільки гіпотези. Наприклад, гіпотеза Боуена: мінерали базальтової магми кристалізуються в певній послідовності (ряд Боуена); при цьому розплав безперервно збагачується кремнієм, натрієм, калієм і іншими легкоплавкими компонентами. Тому, Боуен припустив, що граніти можуть бути останніми диференціатами базальтових розплавів.

***В Археї 3,2 млрд.р.т. у Землі було магнітне поле.** Tarduno J.A. з колегами (2007) всередині кристалів силікатів, що датуються 3,2 млрд.р.т. виявили включення магнетиту. При цьому високочутлива магнітометрія показала, що в Археї напруженість магнітного поля Землі становила 50% від сьогоденного рівня, що є достатнім для захисту Землі від шкідливого впливу сонячного вітру (за Tarduno et al., 2007).

Тривалість доби в Археї. Аналіз кілець наростання строматолітів показав, що тривалість доби в Археї вже становила 9 годин, а не 6 годин як в Гадейському еоні. Як вже зазначалося вище, уповільнення обертання Землі було викликано гальмуючим гравітаційним впливом Місяця.

Клімат. Аналіз співвідношення ізотопів кисню $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в осадових породах, які формувалися в Архейському еоні, показав, що кліматичні умови на Землі були дуже теплими (чим вище температура навколишнього середовища, тим менше важких ізотопів кисню включається до складу океанічних осадових порід, які формуються). Найвищі в геологічній історії Землі температури навколишнього середовища були саме в Архейському еоні. Проте, Архейське Сонце було ще дуже слабким (його світність була на 30% нижче рівня світності сучасного Сонця, Сонце було ще червоною не дуже гарячою зіркою).



Зміни світності Сонця за останні 4,6 млрд. років. Де: по осі ОХ - геологічний час, млрд.р.т.; по осі ОУ - світність Сонця в порівнянні з сьогоденним рівнем.

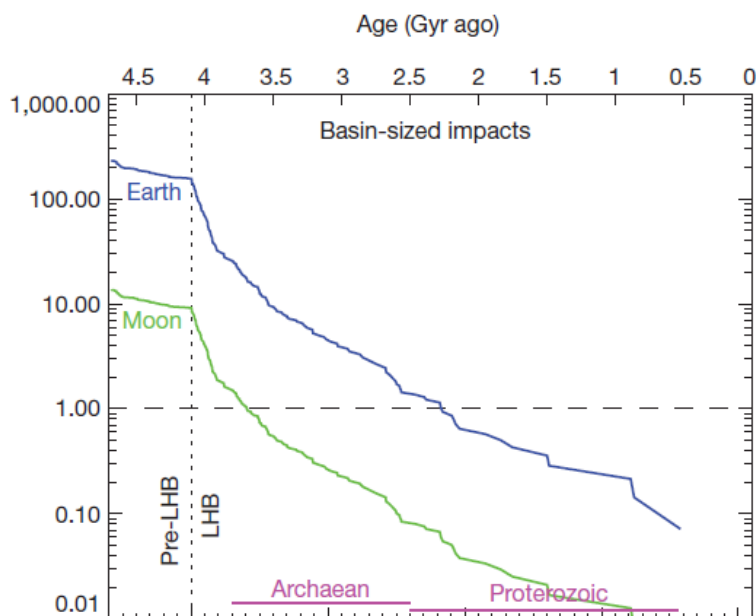
Чим були викликані досить високі температури навколишнього середовища? Аналіз хімічного складу газів, включених в Архейські осадові породи, показав, що атмосфера в Археї містила велику кількість вуглекислого газу, метану та карбоніл сульфідів, які забезпечили створення на Землі потужного парникового ефекту. *Парниковий ефект - це підвищення температури приземного шару атмосфери через те, що атмосферні гази (пари води, вуглекислий газ, метан і т.н.) не випускають теплове випромінювання Землі за межі атмосфери.

*NB! В Архейській атмосфері був присутній газ карбоніл сульфід ($O=C=S$). Факт присутності цієї речовини в атмосфері Землі був встановлений на підставі того, що тільки ця речовина абсорбує 200 нм область ультрафіолетового спектра, що призводить до зміни характеру ізотопного фракціонування сірки-33 (у всіх Архейських сульфатних депозитах зареєстрована негативна екскурсія даного показника). Слід зазначити, що карбоніл сульфід також абсорбує інфрачервоне теплове випромінювання в діапазоні 8-13 мкм і, в цілому, є навіть більш ефективним парниковим газом, ніж вуглекислий газ, що дозволяє пояснити парадокс слабкого Архейського Сонця. Більш того, карбоніл сульфід, подібно озону, абсорбує летальне для живих організмів ультрафіолетове випромінювання. Таким чином, в Археї був не озоновий захисний екран від жорсткого ультрафіолету, а карбоніл сульфідний.

Наприкінці Архея зниження рівня карбоніл сульфиду в атмосфері збіглося з гляціацією континентів: на території сучасної південної Африки (Понгола, ПАР) було виявлено сліди гляціацій віком 2,9 млрд.р.т. Крім того, втрата карбоніл сульфідного захисного екрана призвела до УФ-С кризи в наземних і мілководних екосистемах (оскільки атмосфера була практично безкисневою і озоновий екран був відсутній) (за Ueno et al., 2009).

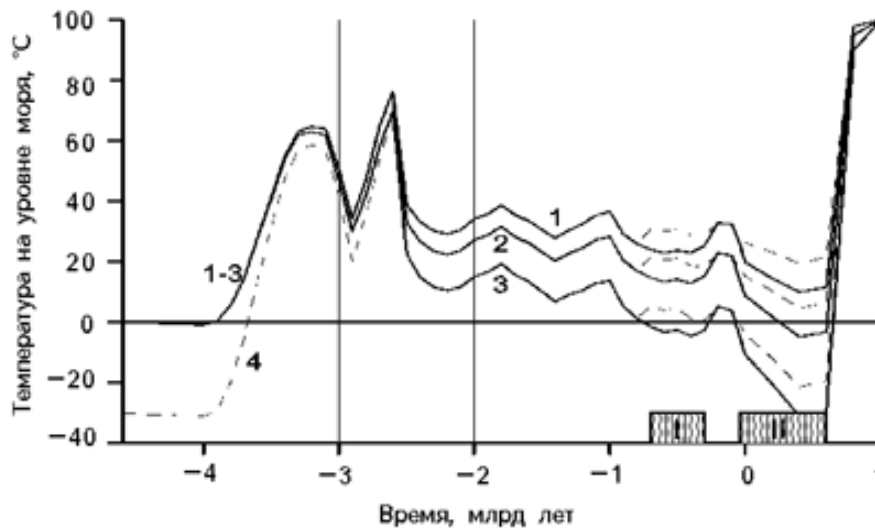
NB! Таким чином, можливо, що Архейська генна революція зобов'язана своїм існуванням наступним стресовим факторам навколишнього середовища: а) зміни хімічного складу води; б) зміни температури; в) зникнення атмосферного карбоніл-сульфідного захисного екрана від жорсткого УФ-С випромінювання; г) інтенсивне астероїдне бомбардування Землі.

Приблизно 3,3 млрд.р.т. температура води в Архейських морях підвищилася до $+55^{\circ}C$ і потім 3,2 млрд.р.т. - до $+64^{\circ}C$. Вважають, що причиною розігріву планети стало падіння на Землю чотирьох великих астероїдів в інтервалі 3,5 - 3,3 млрд.р.т. (астероїди - це космічні тіла, діаметр яких більше 30 м; метеорити - це космічні тіла, діаметр яких менше 30 м). Сліди падіння астероїдів на Землю зберігаються у вигляді округлих вм'ятин - астроблем, час формування яких в геологічному літописі Землі датується за допомогою методів ізотопної геохронології.



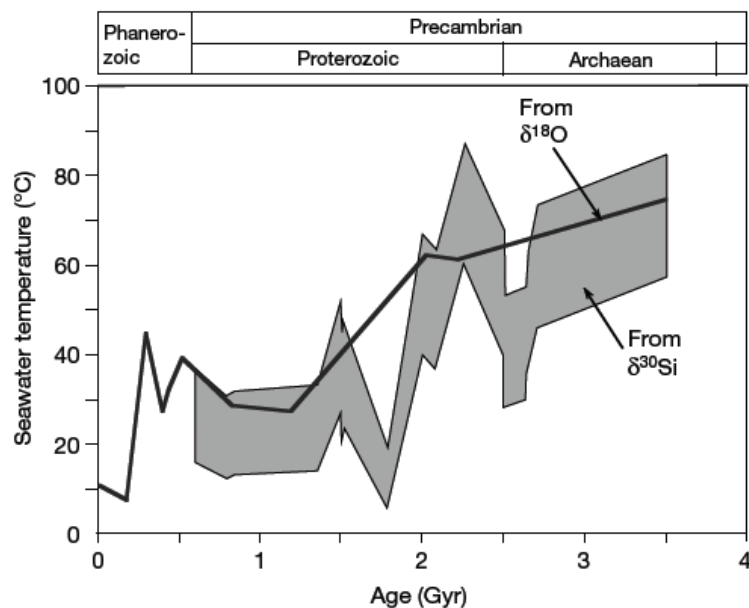
Важке астероїдне бомбардування поверхні Землі і Місяця в Археї - ранньому Протерозої. Де: по осі ОХ - геологічний вік, млрд.р.т.; по осі ОУ - кількість великих імпактних структур (астроблем) (за Bottke et al., 2012).

Приблизно цим же періодом датується посилення тектонічних процесів на Землі: 3,5 млрд.р.т. - почалась Білозерська епоха діастрофізма; 3,0 млрд.р.т. - Кольська епоха діастрофізма (епохи діастрофізма - це епохи, в які відбувалися глобальні тектонічні катастрофи).



Еволюція температури Світового океану: на екваторі (1); в океанах (3), середня (2); на полюсах Землі (4), пунктиром праворуч над кривими 1-3 вказані температури в моменти міжльодовикових стадіалів. I і II - ери зледеніння полярних океанічних басейнів (цитовано за Сорохтин, 2012).

Суперечливість даних по температурах навколишнього середовища в Палеоархеї. Аналіз показника фракціонування ізотопів кисню ($\delta^{18}\text{O}$) і кремнію ($\delta^{30}\text{Si}$) в силікатних породах показав, що в ранньому Палеоархеї, приблизно 3,5 млрд.р.т., температура води в океанах досягала $+55^{\circ}\text{C}$ $+85^{\circ}\text{C}$ (за Knauth & Lowe, 2003; Robert & Chaussidon, 2006).



Температури океанічної води за останні 3,5 млрд. років, встановлені на підставі аналізу показників ізотопного фракціонування кисню ($\delta^{18}\text{O}$) і кремнію ($\delta^{30}\text{Si}$) в силікатах відповідного віку. Де: по осі ОХ – геологічний вік, млрд.р.т.; по осі ОУ - значення палеотемператур океанічної води, $^{\circ}\text{C}$ (за Robert & Chaussidon, 2006).

Однак, відсутність точних даних про значення показника $\delta^{18}\text{O}$ для древніх океанів, викликала численні дискусії, щодо коректності отриманих результатів. Нрен М.Т. з колегами (2009) для вирішення цієї проблеми, використовували в своєму дослідженні комплексний аналіз показників ізотопного фракціонування і кисню, і водню в силікатних породах відповідного віку. Отримані авторами роботи дані на силікатних породах Південної Африки,

свідчать про те, що приблизно 3,42 млрд.р.т. температура води в океанах не перевищувала +40⁰С (за Hren et al., 2009).

Температура води в древніх океанах також може бути опосередковано оцінена на підставі величини показника ізотопного фракціонування кисню в фосфатах. Blake R.E. з колегами (2010) досліджували ізотопну композицію фосфатів у відкладеннях Південної Африки, що датуються 3,5 - 3,2 млрд.р.т. Обчислені на підставі цього показника температури води в древньому океані, варіювали в інтервалі +26⁰С +35⁰С (за Blake et al., 2010).

de Wit M.J. і Furnes H. (2016) описали Архейські гідротермальні системи, які функціонували субаерально 3,47 - 3,43 млрд.р.т. в умовах досить низьких температур навколишнього середовища на території сучасної Південної Африки на 20 - 40 градусах палеоширот, визначеним за палеомагнітними даними. Крім того, дослідники виявили мілководні гляціальні діаміктити (glacial diamictites), які є ознакою наявності гляціацій на рівні моря. Отримані авторами роботи дані свідчать про те, що температури в Палеоархеї, приблизно 3,5 млрд.р.т., були аналогічними сучасним температурам, що суперечить ustalеним догмам про гіперпарникові умови раннього Архею (зокрема, оціночним рівням поверхневих палеотемператур в діапазоні від +26⁰С до +85⁰С градусів Цельсію) (за de Wit & Furnes, 2016). Крім того, низька швидкість вивітрювання Палеоархейських порід також говорить на користь температур, які є порівняними з сьогоdnішніми температурами на Землі, а не про надвисокі значення даного параметра в Палеоархеї (за Kasting & Ono, 2006).

Приблизно 2,9 млрд.р.т. температури різко знизилися. При цьому на існуючих тоді мікроконтинентах сформувалось покривне зледеніння - так зване Понгольське зледеніння (англ. Pongola glaciation - за назвою міста в ЮАР). Ця гляціація не захопила низькі екваторіальні широти - тобто не була глобальною, такою, що дає «Snowball Earth», як це було в Протерозої. Льодовики не просунулись глибше 48⁰ широти. Однією з можливих причин похолодання клімату стало зниження концентрації парникових газів в атмосфері Землі в наслідок їх поглинання виверженими глибинними магмами.

Яким чином геологи спроможні встановити факт формування покривних зледенінь в далекому геологічному минулому Землі? Континентальні льодовики і під час свого формування, і в процесі танення переміщуються по підстелюючій поверхні. А оскільки льодовики, як правило, мають дуже велику масу - то під час свого руху вони виорюють підстелюючу поверхню і переносять за собою уламковий матеріал, який утворився (т.зв. морени). Стародавні морени називаються тиліти. Саме за наявністю тилітів в породах певного віку фахівці і встановлюють факт існування покривного зледеніння на континентах в далекому геологічному минулому Землі.



Тиліт. Верхній Палеозой (за <http://vsevednik.ru/nauka/geology/>).



Тиліт. Характер штрихування свідчить про його підльодовикову переробку на контакті днища льодовика та його ложа (за <http://ice.tsu.ru/index.php?catid>).

*Тиліти - сліди руху давніх льодовиків (стародавні морени). Тиліти - це сильно подряпаний і обкатаний уламковий матеріал, який знаходять в геологічних відкладеннях певного віку, і який є результатом виорювання підстелюючої поверхні давніми льодовиками.

Біота в Археї

Поява життя на Землі. Аналіз осадових порід Архейського еона свідчить про те, що практично відразу в Археї на Землі з'явилося життя, оскільки неможливо знайти осадові породи, які б не містили сліди життєдіяльності організмів: відомо, що осадові породи біогенного походження збіднені важкими ізотопами вуглецю ^{13}C і важкими ізотопами інших хімічних елементів, що є критерієм їх біогенного походження, оскільки живі організми включають переважним чином в свої біохімічні цикли легкі ізотопи хімічних елементів.

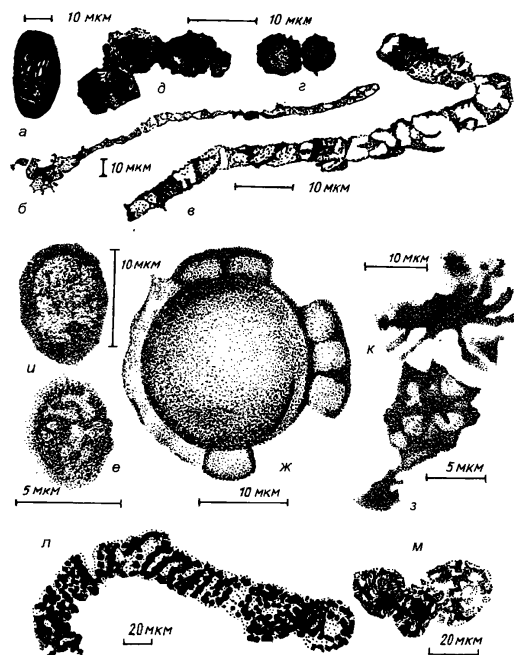
Вважають, що спори протобактерій були занесені на Землю ще у складі газопилової хмари, яка сформувала Сонячну систему і, зокрема, саму Землю. В метеоритах, більш давніх ніж Сонячна система, знаходять свідчення життєдіяльності організмів. Таким чином, життя - старше нашої Сонячної системи.

Дослідження, проведені молекулярними біологами показали, що всі організми, які нині мешкають на Землі, походять від спільного предка т.зв. LUCA (Last Universal Common Ancestor - Останнього Універсального Загального Предка), оскільки всі сучасні організми мають однаковий код РНК (що складається з чотирьох нуклеотидів А, У, Г, Ц), однаковий код ДНК (що складається з чотирьох нуклеотидів А, Т, Г, Ц) і однаковий білковий код (що складається з 20 амінокислот). Спільність генетичного коду всіх земних організмів дозволяє бактеріальним ферментам зчитувати гени людини.

Слід підкреслити, що до сьогоднішнього дня на Землі дожили тільки предки LUCA. Судячи з незвичайних класів генів, знайдених у вірусів - на давній Землі мешкали і інші організми, які не збереглися до наших днів: у складі генетичного апарату сучасних вірусів знайдено п'ять класів генів, серед яких тільки два класи генів відповідають генам сьогоднішніх організмів. Решта - три класи генів, мабуть, належали організмам, вимерлим на ранніх стадіях еволюції життя на Землі.

Незважаючи на те, що сліди життєдіяльності організмів виявлені в породах віком 4,0 млрд.р. (ізотопний зсув вуглецю в біогенних графітах раннього Архея), достовірні скам'янілості протобактерій знайдені тільки в осадових породах, датованих 3,8 млрд.р.т. Ця розбіжність датувань пов'язана з поганою збереженістю безскелетних форм життя в геологічному літописі Землі.

*NB! Метод молекулярного годинника показав, що бактерії відділилися від архей приблизно 4 млрд.р.т. (за Hedges, 2002) або в інтервалі 4,0 - 3,0 млрд.р.т. (за Kirschvink et al., 2000).



Викопні прокариоти і еукаріоти Архейського і Протерозойського еонів: а - найдавніший з відомих організмів, 3,8 млрд.р.т.; б-г - бактерії і ціанобактерії, 3,5 млрд.р.т.; г - бактерії і ціанобактерії, 2,5 млрд.р.т.; е-к - прокариоти і еукаріоти, 2 млрд.р.т.; л - *Spirillopsis*, нитчасті сірчані бактерії, кінець Протерозою, Венд; м - щільні оболонки неясного систематичного положення, Венд.



Скам'янілі сліди мікроорганізмів, які жили 3,35 млрд.р.т., виявили канадські вчені при дослідженні геологічного зразка з Австралії (<http://s0.graniru.info/files/11160.jpg>).

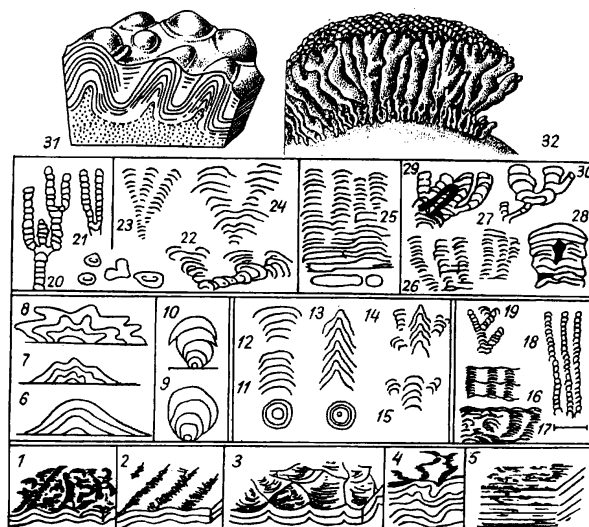
Строматоліти. У геологічних породах віком 3,7 млрд.р.т. були знайдені скам'янілості перших строматолітів (Nutman et al., 2016). Строматоліти - це гетероколонії мікроорганізмів, що мешкають в мілководних морях і які складаються з різних екологічних груп бактерій: верхній шар формують фотосинтезуючі бактерії - первинні продуценти; глибше - розташовані хижі бактерії, що поїдають бактерій продуцентів; самі нижчі шари колонії формують бактерії-редуценти, які поїдають відмерлі рештки бактерій. Таким чином, строматоліт - це добре збалансована мікроекосистема, яка складається з організмів продуцентів, консументів і редуцентів. Саме ця властивість дозволила колоніям строматолітів дожити до сьогоднішніх днів.



Строматоліт Мезоархейського періода (3,2-2,8 млрд.р.т.) (<https://ru.wiki2.org/wikipedia/commons/thumb>).



Геолог на дні Протерозойського моря серед скам'янілих строматолітів (<http://elementy.ru/news/431488>).



Строматоліти, від Архейських до сучасних форм: 1-30 - морфологічні типи Докембрійських строматолітів (цитовано за Semikhatov & Raaben, 2000); 1-5 - пластові; 6-8 куполоподібні; 9-10 - желвакові; 11-15 - стовпчасті нерозгалужені; 16-19 - мікростроматіти (довжина масштабної лінійки 1 см); 20-30 - стовпчасті розгалужені; 31-32 - реконструкція строматолітових будівель.

***Строматоліти - екосистеми Докембрійських бактерій (за <http://medbiol.ru/medbiol/lifehist/0008b3c8.htm>).**

Для Докембрійських осадових товщ надзвичайно характерні строматоліти (у перекладі з грецької - "кам'яний килим"). Це тонкошарові колонії, що складаються головним чином з карбонату кальцію. Ці структури відомі ще з середини минулого століття, проте їх походження залишалося зовсім неясним до 30-х років, коли було зроблено одне з чудових відкриттів нашого століття в області класичної (т.т. немолекулярної) біології. На літоралі затоки Шарк Бей в західній Австралії та на атлантичному узбережжі Багамських островів були знайдені невеликі рифові будівлі невідомого раніше типу - плосковершинні вапняні "барила" діаметром 1 - 1,5 м і розташовані нижче рівня відливу шаруваті кірки; все це при уважному розгляді виявилось сучасними строматолітами. З'ясувалося, що строматоліт утворюється в результаті життєдіяльності абсолютно ні на що не схожої прокаріотної спільноти, яка називається ціанобактеріальний мат. Мати існують у багатьох районах світу, головним чином у таких пересолених лагунах, як Сиваш, однак справжні строматоліти, як в Шарк Бей і на Багамській міліні, вони утворюють досить рідко. Мат, розташований на верхній поверхні створюваного ним строматоліта, являє собою щільний багаточаровий "килим" загальною товщиною до 2 см; основу його складають нитчасті або пальмелоїдні ціанобактерії, проте крім них у формуванні співтовариства бере участь безліч самих різних мікроорганізмів. Усередині мату легко помітні кілька функціонально дискретних шарів:

1. Щільний верхній шар - поверхня наростання (1 - 1,5 мм), в якій є і автотрофи ціанобактерії-фотосинтетики, які продукують кисень, і облигатно аеробні бактерії гетеротрофи, нездатні жити за умови відсутності кисню.

2. Тонка (менше 1 мм) підкладка; в ній автотрофами служать бактерії, що здійснюють безкисневий фотосинтез (при якому джерелом електронів є не вода, а інші речовини, наприклад, сірководень – і тоді в ході фотосинтезу утворюється не молекулярний кисень, а сірка). Гетеротрофами ж служать факультативні аероби, які можуть використовувати кисень, але за його відсутності здатні задовольняти свої потреби в енергії не за рахунок дихання, а за рахунок механізмів бродиння.

3. Нижче двох верхніх шарів, в яких йдуть процеси фотосинтезу і які в сукупності називають фотичною зоною мату, лежить товста безкиснева зона, в якій процвітають різноманітні анаероби: для них молекулярний кисень не потрібен або навіть є отрутою.



Сучасні строматоліти (Pavilion Lake, British Columbia).

На поверхню мату, який мешкає на мілководді, постійно випадають частинки осаду (зазвичай кристали карбонату кальцію), які затемнюють відповідні ділянки фотичної зони і поступово погіршують умови фотосинтезу - аж до неминучої загибелі фотосинтетиків. Від катастрофи ці мікроорганізми рятує позитивний фототаксис: у міру того як інтенсивність світла в фотичній зоні падає, вони мігрують вгору крізь накопичений шар осаду, утворюючи вище нього нову поверхню росту з підкладкою. Міграція ця йде різними способами: нитчасті форми мають здатність до ковзаючого руху крізь осад, пальмелоїдні - до прискореного наростання верхніх частин колонії; ще

один шлях - тимчасовий перехід в латентний стан з подальшою реколонізацією поверхні осаду. Частинки осаду, що опинилися таким чином всередині безкисневої зони мату, структуруються і шар за шаром нарощують верхню поверхню строматоліта; вимірювання показали, що сучасні строматоліти приростають зі швидкістю близько 0,3 мм/рік. Кожен шар у свою чергу складається з двох шарів - світлого і темного, що утворилися з відповідно більш дрібних і більших кристалів карбонату кальцію; крупні кристали утворюються в той сезон року, коли процес осадження йде швидше. Підкреслимо: речовина, з якої побудований строматоліт, не створюється матом; останній лише структурує природне осадконакопичення. Строматоліти найчастіше складаються з карбонату кальцію тому лише, що карбонатний тип осадконакопичення в морі є найбільш звичайним, проте в інших гідрохімічних умовах формуються строматоліти фосфатні, кремнеземові, залістисті та ін.

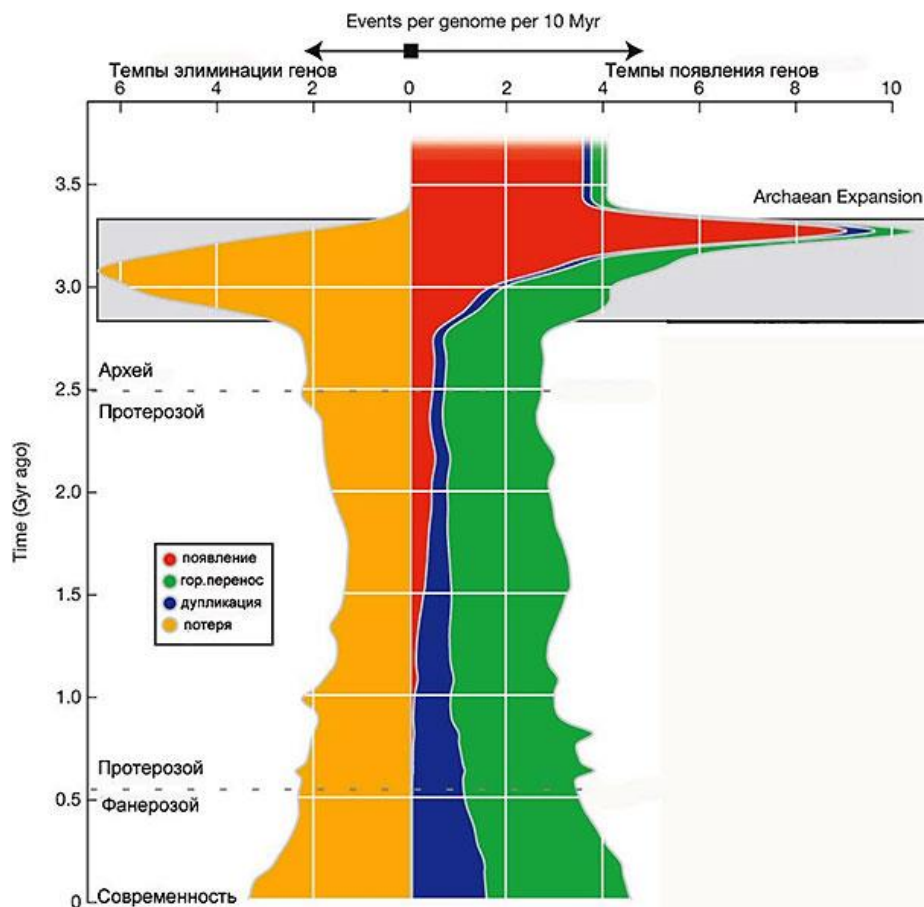
Не всі мати являли собою донні співтовариства. Справа в тому, що, крім уже відомих нам строматолітів, сліди життєдіяльності мікробних спільнот представлені ще у вигляді онколітів - більш-менш сферичних утворень, в яких вапняні шари розташовуються не лінійно (як в строматоліті), а утворюють концентричну структуру. Вважається, що онколіти створювалися особливими прокаріотними спільнотами, що мали вигляд плаваючих у товщі води куль, оболонка яких представляла собою мат; осад відкладався всередину від оболонки цього "батискафу", а плавучість йому надавали утворені при метаболізмі гази, не здатні покинути замкнену порожнину всередині колонії.

Отже, мат являє собою високоінтегровану спільноту з надзвичайно складно організованою трофічною структурою, два верхніх шари якої складені продуцентами і консументами першого порядку ("рослинами" і "травоїдними"), з'єднаними в харчовий ланцюг пасовищного типу, а нижній шар сформований редуцентами ("падальщиками"), які отримують органіку з верхніх шарів по детритному ланцюгу. Більше того, вимірювання показали, що мат є взагалі однією з найбільш збалансованих екосистем: він виробляє рівно стільки органіки і кисню, скільки тут же витрачає в процесі своєї життєдіяльності (нульовий баланс). Саме така структура "виробництва і споживання" в минулому дозволяла матам утворювати кисневі оазиси і поступово збільшувати їх, замість того щоб намагатися відразу змінити все безкисневе середовище. Можна сказати, що в маті "ніщо не пропадає" - навіть енергія сонячного світла (ясна річ, в рамках сумарного ККД фотосинтезу, що становить близько 10%). Фотосинтезуючі бактерії підкладки мають пігменти, що дозволяють їм поглинати світло з іншої частини спектра, ніж їх "колеги" - ціанобактерії з верхніх шарів мату. Таким чином, поверхня зростання стає для жителів підкладки як би прозорою, що дозволяє утилізувати всю сонячну енергію, яка надходить до фотичної зони. Більше того, оскільки сонячний спектр змінюється протягом дня ("почервоніння" Сонця на сході й заході), то для поліпшення використання енергії в маті відбуваються впорядковані вертикальні міграції - зміна горизонтів, займаних бактеріями з різними типами пігментів. Все це дозволяє зробити наступний висновок: рівень інтеграції, досягнутий мікроорганізмами - складовими компонентами мату - перевершує рівень, який спостерігається у звичайних екосистемах, і як мінімум не поступається тому, який був виявлений у лишайників. І вже якщо ми вважаємо "організмами" лишайники, то таке визначення з повною підставою можна віднести і до мату. А оскільки сліди життєдіяльності матів - строматоліти - достовірно з'являються в геологічному літопису все в тих же самих найдавніших осадових формаціях Варравуна і Онфервахт (3,5 - 3,4 млрд.р.т.), то доводиться визнати наступне: життя, схоже, з'являється на Землі відразу у вигляді екосистеми, цілісність якої цілком порівнянна з цілісністю багатоклітинного організму.

Існування в природі такої чудової форми організації, як мат (яка існує без особливих змін мінімум 3,5 млрд. років), дозволяє по-іншому поглянути і на так і не виниклу у прокаріотів багатоклітинність: а, власне кажучи, потрібна вона їм? Торкаючись досконалості балансу між процесами синтезу і деструкції, здійснюваними в маті, доречно згадати ще один вислів В.І.Вернадського (1931): "Перша поява життя при створенні біосфери повинна була відбутися не у вигляді появи одного якого-небудь організму, а у вигляді їх сукупності, що відповідає геохімічним функціям життя". Схоже, що і це передбачення тепер теж знаходить підтвердження (цитовано за <http://medbiol.ru/medbiol/lifehist/0008b3c8.htm>).

Архейська генна революція. Дуже високі температури навколишнього середовища в середині Архея, потім - різке зниження температури, зміна хімічного складу океанічної води, зникнення захисного карбоніл-сульфідного екрану у верхніх шарах атмосфери, який поглинав жорстке ультрафіолетове випромінювання Сонця, інтенсивне астероїдне бомбардування - всі ці стресові фактори спровокували загибель одних живих організмів і

запуск програми гіпермутагенеза в інших організмів. За даними молекулярної біології, період 3,3 - 2,85 млрд.р.т. в історії розвитку життя на Землі - це час т.зв. «генної революції», в ході якої сталася максимально масова втрата одних генів і поява нових генів у живих організмів. Завдяки генній революції - стародавні організми змогли пристосуватися до нових умов навколишнього середовища.



Динаміка темпів оновлення генних родин (за David & Alm, 2011).

Наслідки «генної революції»:

1) з'явилося багато нових генів, що кодують ферментні системи, які містять залізо, а не цинк (хоча цинкові ферментні системи відносяться до найдавніших). Відомо, що металопротеїни складають 30% всіх протеїнів. При цьому потреба організмів у металах є наступною: $Mg/Ca < Mn < Fe < Co < Ni < Cu = Zn$ (серія Ірвінга-Вільямса). Таким чином, цинк відноситься до групи найбільш важливих для організмів хімічних елементів. Проте, на Землі організми завжди відчували цинковий голод. Так, аноксичний Архейський океан був багатий залізом, марганцем, кобальтом, але при цьому в океанічній воді було мало міді, цинку, молібдену. Аналіз, проведений David L.A. та Alm E.J. (2011), показав, що в інтервалі часу 3,5 - 2,5 млрд.р.т. на 21% зростає кількість генів, які використовували залізо в якості каталізатора біохімічних процесів, тоді як кількість генів, що використовують цинк, практично не змінилась. Ймовірно, ще в ході Архейської генної революції прокариоти спробували вирішити проблему цинкового голоду за рахунок «винаходу» залізних ферментних систем.

NB! Інтенсивні виверження вулканів провокують викиди сірководню і викликають сульфідизацію океану (т.т., океан стає не тільки аноксичним, але й еуксинічним), а це ще більше збіднює океанічну воду цинком, оскільки сульфіди цинку погано розчиняються у воді. При цьому важливо підкреслити, що сульфіди цинку менше розчинні у воді, ніж сульфіди заліза, що також стало однією з причин переходу організмів в Мезоархеї до переважного використання заліза порівняно з цинком в каталітичних центрах ферментів.

*NB! Перехід в пізньому Протерозої приблизно 0,8 - 0,5 млрд.р.т. до оксичного океану сприяв зростанню концентрації міді, цинку і молібдену в океанічній воді і одночасно призвів до зниження концентрації заліза, марганцю, кобальту. Всі ці зміни в доступності хімічних елементів викликали зміни в особливостях використання цих металів живими організмами. Часовий інтервал 0,8 - 0,5 млрд.р.т. - це час появи сучасних груп еукаріотичних організмів, встановлений за методом молекулярного годинника. І дійсно! Еукаріоти люблять цинк! У еукаріот внутрішньоклітинні структури, які зв'язують мідь і цинк, з'явилися пізніше. Більш пізнє включення цинк-зв'язуючих протеїнів є фундаментальною властивістю еукаріот. Доступність цинку - це фактор, який лімітує еволюцію еукаріот.

2) Приблизно 3,0 млрд.р.т. у деяких протоціанобактерій замість сірководневого неоксигенного фотосинтезу - з'явився залізний неоксигенний фотосинтез, що запустило процеси формування залізородних смужчатих формацій.



Смужчаті залізородні формації, які утворились більше ніж 2 млрд.р.т. при окисленні сполук заліза (за <http://himkniga.com/news/1118>). Нещодавні дослідження свідчать про те, що для утворення таких відкладень заліза не обов'язкова присутність кисню в атмосфері – окислення заліза здійснюють бактерії: за допомогою своїх ферментів вони забирають електрони від атомів заліза.

*Поява неоксигенного водневого та сірководневого фотосинтезу. Ізотопна композиція графітів віком 3,8 млрд.р.т., Гренландія, свідчить про існування в цей час неоксигенного фотосинтезу в якому донором електронів був водень, а не вода, як при оксигенному фотосинтезі. Філаментні мати віком 3,4 млрд.р.т., Південна Африка, також здійснювали такий водневий неоксигенний фотосинтез. Іншим раннім джерелом електронів для неоксигенного фотосинтезу був сірководень. Так, строматоліти віком 3,5 млрд.р.т., Австралія, здійснювали сірководневий неоксигенний фотосинтез. NB! Слід підкреслити, що при оксигенному фотосинтезі йде дуже жорстке фракціонування ізотопів вуглецю з переважним використанням вуглецю-12, що дозволяє розрізнити ці два типи фотосинтезу.

Редокс-потенціал водню і сірководню - невисокий, всього близько -0,4 -0,3 V. Тоді як сполуки заліза $Fe(OH)^+$ мають більш високий потенціал: +0,1 -0,2 V. Таким чином, клітинам енергетично вигідно в якості відновника використовувати залізо, а не водень або сірководень. З іншого боку, рівень водню і сірководню знижувався і це лімітувало фотосинтез. Таким чином, організми опинилися перед проблемою «дешевого» і «доступного» джерела електронів. Таким джерелом електронів стало залізо.

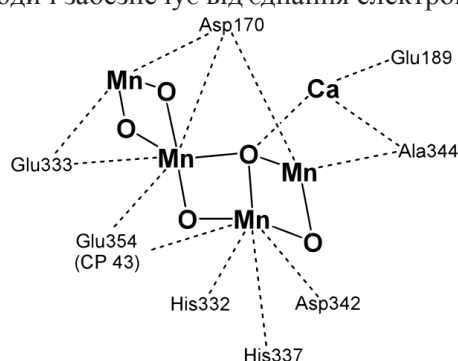
Поява неоксигенного залізного фотосинтезу. Приблизно 3,0 млрд.р.т. протоціанобактерії навчилися використовувати залізо в якості відновника (тобто в якості джерела електронів) для залізного неоксигенного фотосинтезу. Завдяки цьому типу фотосинтезу почали формуватися смужчаті залізородні формації (подібні тим, які формуються в ході оксигенного фотосинтезу).

*NB! До останнього часу свідченням початку оксигенації поверхні Землі вважалася поява смужчатих залізородних формацій, сформованих окисленим залізом. Однак, нещодавні дослідження показали, що точно такі ж залізні смужчаті формації утворюються при неоксигенному фотосинтезі, який здійснюють протоціанобактерії, що використовують в якості відновника (джерела електронів) двовалентне залізо. Вважають, що смужчаті залізородні формації почали формуватися після накопичення заліза в океанічній воді в Археї і мутації, які дозволили мікроорганізмам використовувати залізо в якості донора електронів, закріпилися в середовищі, багатому залізом. Згодом, при насиченні навколишнього середовища киснем - почали формуватися і абіогенні залізородні смужчаті формації (джерспеліти).

*NB! Деякі сучасні пурпурні бактерії і зелені сірчані бактерії досі здійснюють неоксигенний фотосинтез (залізний, сульфідний та ін.).

3) Приблизно 2,9 млрд.р.т. у деяких ціанобактерій з'явився оксигенний фотосинтез (тобто в процесі фотосинтезу в навколишнє середовище почав виділятися кисень). Такий тип фотосинтезу зміг з'явитися в океанах після накопичення у воді доступних для живих організмів форм марганцю, оскільки фермент, що забезпечує біогенний фотоліз води, містить чотири іони марганцю в каталітичному центрі кофактора даного ферменту. NB! Залугування води робить сполуки марганцю водорозчинними, а магми наприкінці Архею стали основними і навіть ультраосновними.

*Марганець і еволюція оксигенного фотосинтезу. Приблизно 2,9 млрд.р.т. у стародавніх ціанобактерій з'явився оксигенний фотосинтез, в ході якого спеціальний фермент від'єднує електрони від молекул кисню, що входять до складу води. До цього революційного придбання - фотоліз води здійснювався тільки абіогенно у верхніх шарах атмосфери за рахунок енергії жорсткого ультрафіолетового випромінювання. Фермент, що каталізує фотоліз води, містить кофактор, який приєднує до себе дві молекули води і забезпечує від'єднання електронів від кисню.



Кофактор, який приєднує до себе дві молекули води і забезпечує від'єднання електронів від кисню, тобто каталізує біогенний фотоліз води. Еволюція цього кофактора була запущена в Археї в результаті появи доступних для бактерій іонів марганцю в океанічній воді і, зокрема, накопиченням в давніх океанах таких мінералів марганцю, як рансіїти та холандити.

Поява оксигенного фотосинтезу у ціанобактерій стала однією з найважливіших біоенергетичних подій в історії розвитку життя на Землі. Важливу роль у цій події відіграє марганець, оскільки він є критичним фактором в ферментному комплексі, який розщеплює воду в фотосистемі II. Припускають, що до появи оксигенного фотосинтезу - марганець Mn (II) відіграв важливу роль донора електронів в неоксигенному фотосинтезі. Fischer W.W. з колегами (2015) проаналізували геологічні та геохімічні свідчення з Архейських і Палеопротерозойських відкладень і показали, що оксидативна гілка марганцевого циклу з'явилася до зростання концентрації кисню в навколишньому середовищі. Отримані авторами дані свідчать про те, що фотосистема II, яка розщеплює воду, з'явилася на основі гомодимерного давнього реакційного центру другого типу, здатного здійснювати фотосинтез і оксидацію марганцю Mn (II) (за Fischer et al., 2015).

*Причини і наслідки появи оксигенного фотосинтезу. Строматоліти Австралії та Південної Африки, що датуються 2,8 млрд.р.т., вже мали ціанобактерій з хлорофілом А, які здійснювали оксигенний фотосинтез. Але, забрати електрони у кисню води дуже складно. Для цього необхідні спеціальні ферментні системи, які і з'явилися під час Архейської генної революції приблизно 2,9 - 2,8 млрд.р.т. Що змусило Архейських прото-ціанобактерій перейти до використання води в якості донора електронів? Випадкова мутація, яка дозволила ферментам вилучати електрони з води, чи спрямований природний мутагенез на отримання електронів з майже невичерпного джерела – води, порівняно з іншими вичерпними джерелами? Але, оскільки при цьому виділявся вільний отруйний газ – кисень, то одночасно повинні були з'явитися механізми захисту від кисню. В аноксичних умовах кінця Архею 2,9 - 2,8 млрд.р.т. такі організми швидше за все не отримали особливої переваги (цілком можливо, що біогенний фотоліз води - досить енерговитратний процес). Але, після початку оксигенації атмосфери внаслідок зміни хімічного складу магм, що вивергались, саме організми, здатні до оксигенного фотосинтезу виявилися у вигазі, оскільки мали захисні механізми від токсичного кисню.

4) У деяких давніх Архей з'явилося ядро в результаті «впячування» плазматичної мембрани, з приєднаною до неї ДНК, всередину клітин. Тобто, з'явилась одна з найдавніших рис еукаріотичних організмів. Вважають, що ядро змогло сформуватись в клітинах деяких давніх архей тільки завдяки появі в ході гіпермутагенеза нових білків, які здатні викривляти плазматичну мембрану клітин і таким чином, як би, «впячують» її всередину клітини. Проте, за іншими даними, виникнення ядра відбулось значно пізніше, ніж поява білків, які викривляють клітинні мембрани.

5) Поява цитоскелетних актинових білків - сприяла появі процесу фагоцитозу, тобто процесу поглинання з навколишнього середовища частинок і крапельок рідини за рахунок формування транспортних везикул. Завдяки фагоцитозу, стародавні еукаріотичні організми змогли придбати ендосимбіонтів. Ендосимбіонт - це одноклітинний організм, який потрапляє всередину клітини господаря в ході фагоцитозу, але не перетравлюється клітиною господаря, а залишається жити всередині неї. Завдяки фагоцитозу в клітинах еукаріот з'явилися такі важливі органели, як мітохондрії, хлоропласти, мікротрубочки, апарат Гольджі. Так, ендосимбіоз з альфа-протеобактеріями дав початок мітохондріям еукаріот; ендосимбіоз з ціанобактеріями - дав початок хлоропластам у деяких груп водоростей; ендосимбіоз з бактеріями-спірохетами - дав початок мікротрубочковому апарату клітин і т.н. Сьогодні у всіх еукаріот всередині клітин є одомашнені колись бактерії: як мінімум - це сьгоднішні мітохондрії і мікротрубочкові структури клітин. Цілком можливо, що у перших еукаріот не було жодного такого внутрішньоклітинного симбіонта - просто до сьгоднішніх днів такі примітивні еукаріоти не дожили.



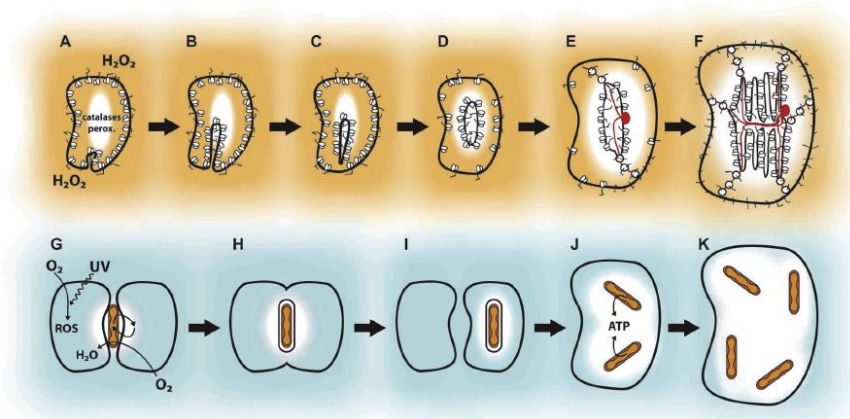
Схема походження еукаріотичної клітини. А - первинний еукаріот, у якого за рахунок глибоких впячувань цитоплазматичної мембрани сформувалася ядерна оболонка. Б - великий хижий еукаріот, який харчується, захоплюючи бактерій (http://evolution.powernet.ru/library/_great_symbiosis).

6) У еукаріот з'явився новий механізм репарації (відновлення після пошкодження) молекул ДНК, заснований на тому, що в стресових умовах клітини двох організмів одного виду з'єднуються, і потім пошкоджені ділянки ДНК кожного з цих організмів чиняться, з використанням як матриці непошкоджених ділянок ДНК іншого організму. Еукаріотичний організм - це система, більш складна, ніж прокаріотичний організм (по суті, це одна з форм гетероколоніальності, заснованої на вкладенні організмів різних видів один в одного за принципом матрешки) і для його нормального функціонування необхідна дуже чітка робота генетичної системи клітини.

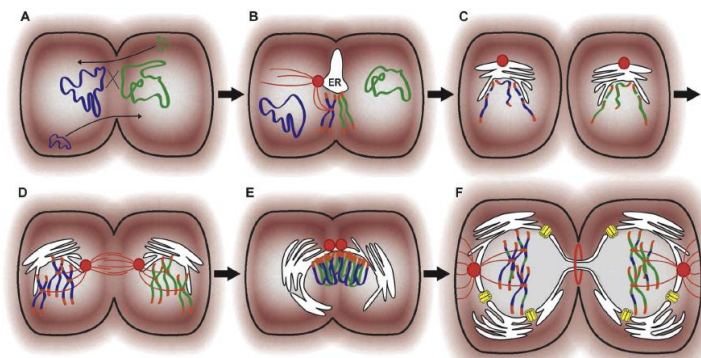
Важливо підкреслити, що, механізм репарації молекул ДНК, який з'явився в еукаріот, згодом, дав початок статевому процесу у всіх груп еукаріотичних організмів. Таким чином, еволюційно, статевий процес виник з механізму відновлення хромосом у стародавніх еукаріот.

***Поява еукаріот і статевого процесу в Археї.** Gross J. і Bhattacharya D. (2010) припустили, що в Археї в результаті фотосинтезу ціанобактерій мало місце локальне зростання рівня кисню в середовищі. Цей кисень був високотоксичним для навколишньої біоти. Саме селективний тиск токсичного кисню сприяв тому, що лінія давніх архей дала початок еукаріотам. Кисень міг діяти

синергетично з іншими стресовими чинниками навколишнього середовища, такими як ультрафіолетове випромінювання (UV) і посухи, що сприяло накопиченню в клітинах реактивних форм кисню (ROS). Поява еукаріотичних рис, таких як ендомембранна система і придбання мітохондріона, позиціонуються як стратегії для вирішення метаболічної кризи в плазматичній мембрані клітин. А селективний тиск, спрямований на ефективну репарацію ДНК, пошкоджену ROS/UV, сприяв еволюції статевому процесу, який вимагає злиття клітин, руху хромосом, опосередкованого цитоскелетними структурами і появи ядерної мембрани. Модель, запропонована авторами роботи, показує, що: а) еукаріогенез був запущений зростанням концентрації токсичного кисню в навколишньому середовищі та/або дією інших стресових факторів, що викликають пошкодження ДНК; б) необхідність лагодження ДНК сприяла появі статевому процесу: еволюція статевому процесу і еукаріогенез - це два нерозривно пов'язаних процеси (за Gross & Bhattacharya, 2010).



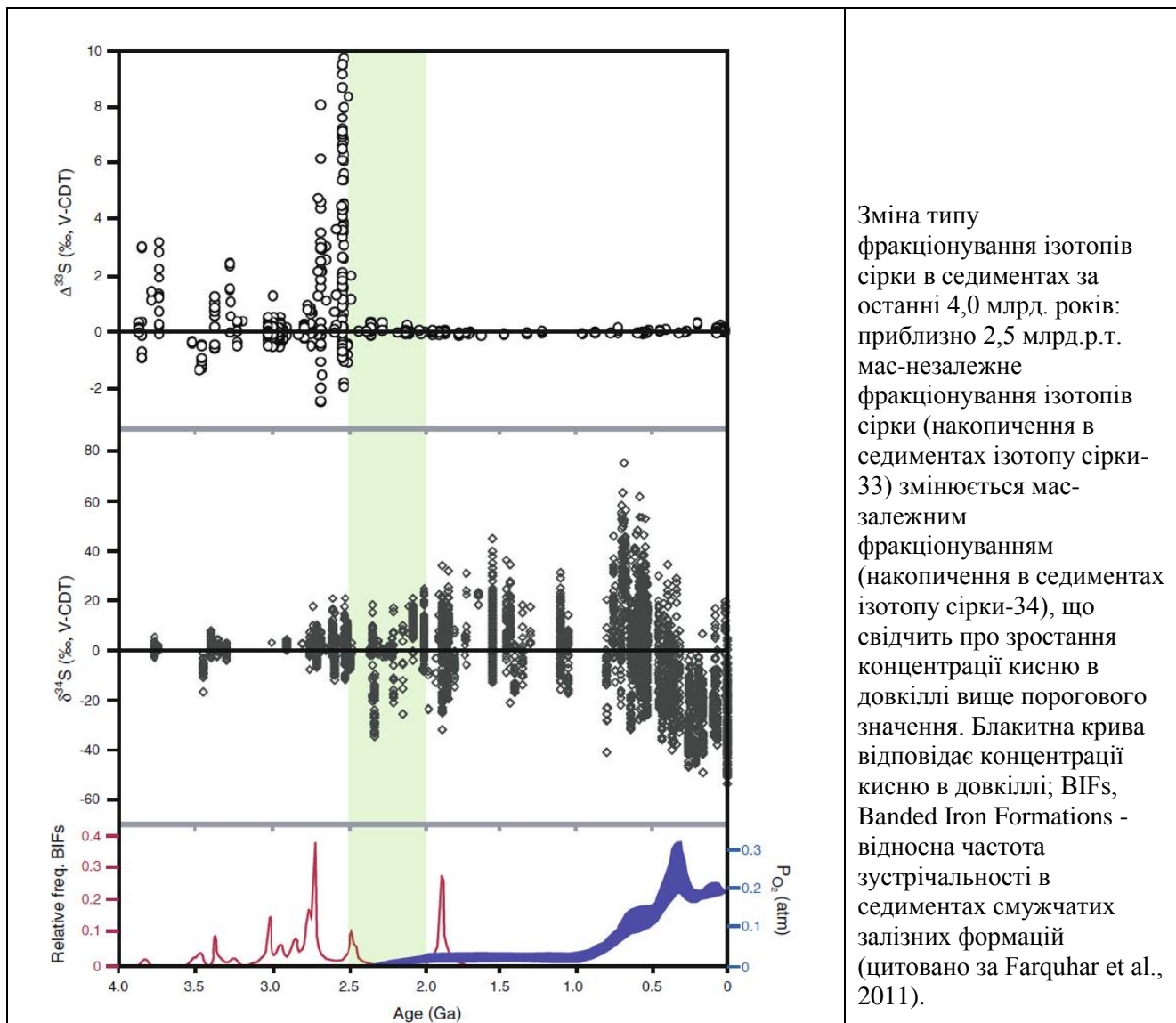
Еволюція ендомембранної системи, мітохондріона і зростання розмірів клітин еукаріот. Де: А - F модель еволюції ендомембранної системи у відповідь на дію стресових умов навколишнього середовища (в даному прикладі - перекис водню): при стресі везикули з рибосомами відшнуровувались від плазматичної мембрани, формуючи внутрішньоклітинні мембранні компартменти; внутрішньоклітинні ферменти (каталази, пероксидази) нейтралізували молекули ROS; G - K - модель ранніх подій еволюції мітохондрій: у складі біоплівки архей і альфа-протеобактерії розташовувалися поруч і знаходилися в синтрофічній асоціації, згідно припущення авторів роботи, злиття клітин в ході статевому процесу давніх архей призвело до появи внутрішньоклітинного мітохондріального симбіонта, який в ході аеробного метаболізму утилізував токсичний кисень (блакитний фон на схемі), що сприяло підвищенню життєздатності такого симбіотичного над-організму (за Gross & Bhattacharya, 2010).



Запропонована модель еволюції мейозу з механізму кон'югації у архей. Де: А - предкові архей в процесі кон'югації проходять фазу злиття клітин, двосторонній обмін плазмідами і рекомбінацію між батьківськими хромосомами; В і С - поява лінійних, а не кільцевих хромосом дозволила забезпечити ефективне парування гомологів та здійснення процесу кросинговеру; теломірні ділянки з'явилися для захисту кінцевих ділянок хромосом і для нуклеації гомологів; центромери служили для зв'язку між сестринськими хроматидами і для приєднання хроматид до веретена поділу; давній ендоплазматичний ретикулум диференціювався в ядерну мембрану, що оточувала хромосоми, для забезпечення правильної просторової організації хромосом; D - рух батьківських хромосом, опосередкований веретеном поділу, під час статевому процесу; E - злиття прото-ядерних оболонок; F - цитокінез, заснований на актоміозиновому скорочувальному кільці, забезпечує поділ клітин партнерів, що злилися (за Gross & Bhattacharya, 2010).

Початок накопичення кисню в навколишньому середовищі. На сьогоднішній день основним джерелом кисню в атмосфері вважається окислювальний фотосинтез. Перші організми, здатні в ході процесу фотосинтезу виділяти кисень в навколишнє середовище (ціанобактерії), з'явилися в біосфері Землі не пізніше 2,9 млрд.р.т. Спочатку, таких організмів було мало. Але, потім кількість аутоτροφів, що мають окислювальний фотосинтез, почала зростати.

***Окислювальний фотосинтез з'явився значно раніше початку окислювання атмосфери.** Т.зв. «Велика Окислювальна Подія» (The Great Oxidation Event) - це процес, в ході якого рівень атмосферного кисню виріс до значень, що складають $1 \cdot 10^{-5}$ від сучасного рівня кисню. Цей поріг представляє верхній ліміт для мас-незалежного фракціонування ізотопів сірки.



Існування атмосферної аноксії в Археї визначається за допомогою даного показника. Починаючи з 2,45 млрд.р.т. в осадових породах показано початок мас-залежного фракціонування сірки, що опосередковано свідчить про зростання окислювальності Архейської атмосфери. Однак, з'являється все більше публікацій, які свідчать про те, що на континентах окислювальне вивітрювання порід почалося на сотні мільйонів років раніше, не дивлячись на, в цілому, мас-незалежне фракціонування ізотопів сірки в седиментах відповідного віку. Lalonde S.V. і Konhauser K.O. (2015) у своїй роботі пояснили розбіжність у літературних даних. Вони показали, що фотосинтезуючі мікробні спільноти локально продукували достатню кількість кисню для окислення

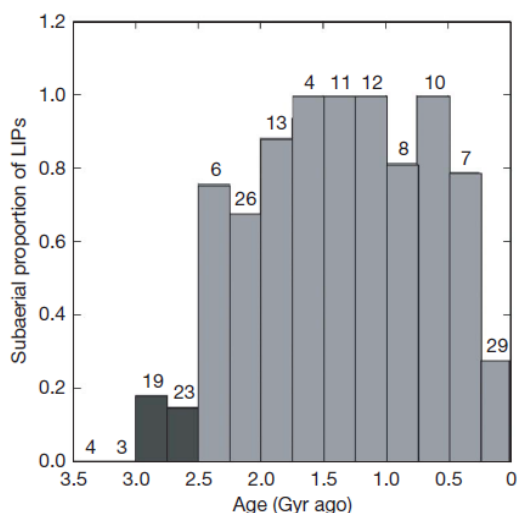
локальних седиментів, але - недостатню для загальної оксигенації атмосфери. Таким чином, отримані дані свідчать про те, що оксигенний фотосинтез з'явився значно раніше початку оксигенації Землі (за Lalonde & Konhauser, 2015).

***Необхідним є лаг-період між ростом продукції кисню і ростом рівня оксигенації навколишнього середовища.** Т.зв. «Велика Киснева Подія» зареєстрована в інтервалі 2,45 - 2,32 млрд.р.т. на підставі виявлення в седиментах переходу від мас-незалежного до мас-залежного фракціонування ізотопів сірки. Зростання концентрації кисню в цьому інтервалі супроводжувалось іншими змінами навколишнього середовища: гляціаціями і інтенсивним вивітрюванням континентальної кори, що в підсумку призвело до драматичних змін окисного статусу океану і вмісту в морській воді перехідних хімічних елементів. Ці зміни почалися приблизно за 300 - 200 млн. років до «Великої Кисневої Події», 2,8 млрд.р.т. Farquhar J. з колегами (2011) вважають, що необхідно розділити появу оксигенного фотосинтезу і початок глобальної оксигенації навколишнього середовища. Зростання продукції кисню не відразу відбивається на оксидативному стані середовища. Оскільки, наприклад, необхідний лаг-період для відновлення редукованого заліза, сірчаних компонентів і т.н. Зміна оксидативного стану навколишнього середовища свідчить тільки про дисбаланс між продукцією і поглинанням кисню (за Farquhar et al., 2011).

***Поява оксигенного фотосинтезу відбулась не раніше пізнього Архею.** Загально визнаним вважається, що поява оксигенного фотосинтезу призвела до зростання концентрації кисню в довікллі приблизно 2,35 млрд.р.т. Ward L.M. з колегами (2016) на підставі математичної моделі показали, що оксигенація мала подолати редокс-буфер навколишнього середовища приблизно за 100 тис. років після появи оксигенного фотосинтезу (якщо швидкість первинної біопродуктивності не була значно нижчою, за ту, що прийнято вважати). Таким чином, отримані розрахунки свідчать про те, що оксигенний фотосинтез повинен був з'явитися незадовго до початку оксигенації навколишнього середовища, а не за сотні мільйонів років до цього, як постулюється у ряді досліджень (за Ward et al., 2016).

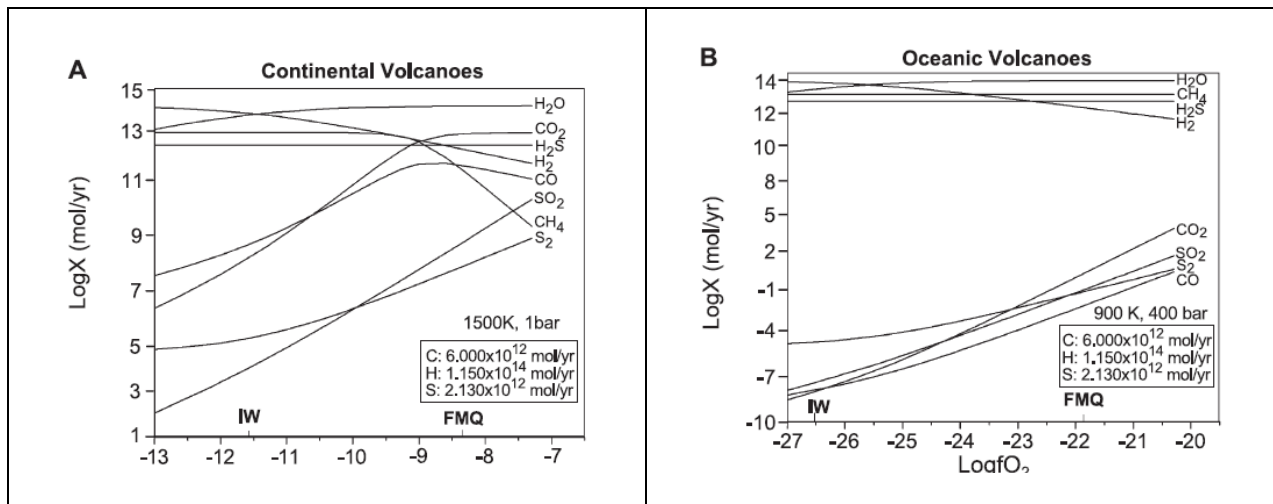
Причини накопичення кисню в атмосфері наприкінці Архею. Підняття континентів в інтервалі 3,8 - 2,7 млрд.р.т. призвело до розвитку надводного вулканізму, в наслідок чого до атмосфери почала надходити велика кількість кисню.

***Ріст оксигенації атмосфери на межі Архею-Протерозою пов'язаний з початком домінування наземного вулканізму.** Kump L.R. і Barley M.E. (2007) припустили, що зростання оксигенації атмосфери Землі приблизно 2,5 млрд.р.т. було пов'язане з переходом від переважно підводного вулканізму в Археї до переважно надводного континентального вулканізму на кордоні Архею-Протерозою, оскільки в ході підводного вулканізму значна кількість кисню поглинається, що не сприяє його накопиченню в навколишньому середовищі (за Kump & Barley, 2007).



Зростання частки наземного вулканізму на кордоні Архею - Протерозою (2,5 млрд.р.т.). Де: по осі ОХ - геологічний вік, млрд.р.т., по осі ОУ частка наземних вулканів (за Kump & Barley, 2007).

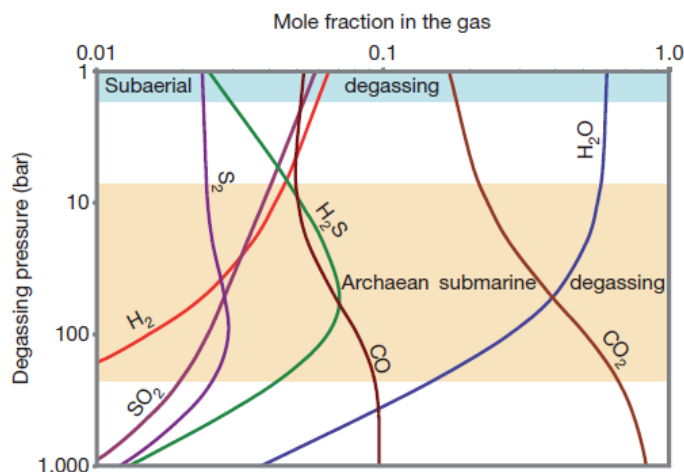
Дослідження, проведені Li Z.-H.O. і Lee C.-T.A. (2004), свідчать про те, що магми, які вивергаються наземно - при дегазації дають більш окислені компоненти (з домінуючою фракцією H_2O , CO_2 і SO_2), оскільки дегазація відбувається при більш високих температурах і більш низькому тиску порівняно з дегазацією підводних магм (за Li & Lee, 2004).



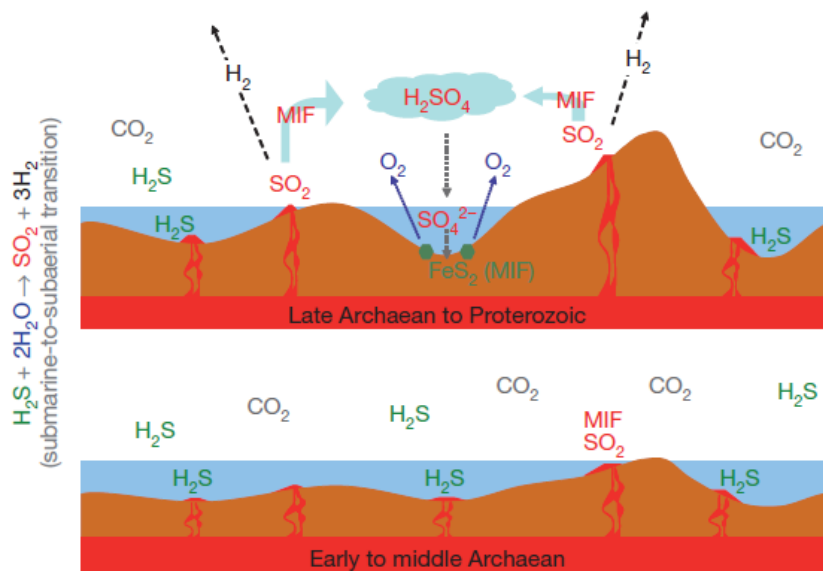
Домінуючий склад газів при дегазації континентальних магм (A) і при дегазації підводних магм (B) (за Li & Lee, 2004).

***Причина оксигенації атмосфери в пізньому Археї – зміна тиску дегазації магм.**

Gaillard F. з колегами (2011) припустили, що в Археї зниження тиску дегазації магм призвело до зміни окисленого стану сірки у вулканічних газах і запустило оксигенацію атмосфери. Автори роботи, використовуючи термодинамічні розрахунки рівноважного стану газ-розплав в вивержених магмах, показали, що більша частина підводних архейських вулканів продукувала гази із співвідношенням оксиду сірки до сірководню менше одиниці ($SO_2/H_2S < 1$) і з низьким вмістом сірки. Підняття континентів в наслідок зниження рівня моря і зростання континентальної кори в пізньому Археї призвело до поширення наземного вулканізму і, як наслідок - до зниження тиску дегазації магм – що сприяло зміні хімічного складу газів, які виділялись: при дегазації почав домінувати оксид сірки SO_2 і стало більше виділятися сірки. Подальше розчинення сірки в морській воді та запуск процесів редукції сульфатів сульфатредукуючими бактеріями сприяло оксигенації атмосфери (за Gaillard et al., 2011).



Розрахована композиція вулканічних газів при різних тисках дегазації магми. Інверсія домінуючого типу дегазації $H_2S \rightarrow SO_2$ відбувається при тиску 10 бар. Дегазація продуктів підводного вулканізму призводить до виділення газів, збіднених оксидами сірки ($SO_2/H_2S < 0,4$) з домінуванням фракції оксиду вуглецю (CO_2). Дегазація наземних магм дає домінуючу фракцію води (H_2O), а не вуглекислого газу, і концентрацію оксиду сірки, яка, щонайменше, втричі перевищує концентрацію сірководню (за Gaillard et al., 2011).



Схематична ілюстрація взаємовідносин між тиском дегазації вивержених магм і редокс-станом навколишнього середовища. У пізньому Археї 2,7 - 2,5 млрд.р.т. домінування наземного вулканізму сприяло накопиченню в навколишньому середовищі оксидів сірки, які після поглинання океанічними водами, запустили потужний конвеєр редукції оксидів сірки та виділення вільного кисню (за Gaillard et al., 2011).

Цікаво відзначити, що про пряме надходження кисню в наслідок дегазації вивержених магм – дослідники говорять дуже обережно. Тривалий час кисень, виявлений в результаті аналізу продуктів дегазації магм, вважався випадковою домішкою атмосферного повітря, а не одним з компонентів, що надходить до атмосфери під час застигання та дегазації магм. З цієї точки зору дуже цікавою є робота В.І. Бгатова (1985), який ґрунтовно доводить факти безпосереднього постачання магмами кисню до атмосферного повітря.

Приблизно 2,48 - 2,45 млрд.р.т. стався підйом магматичного плюму, дегазація якого, мабуть, і стала основним джерелом кисню в пізньо-Архейській атмосфері.

Основні джерела надходження кисню до навколишнього середовища. На сьогоднішній день відомі три основних джерела надходження кисню до навколишнього середовища: а) дегазація вивержених магм; б) фотосинтез у живих організмів; в) фотоліз води в стратосфері під впливом жорсткого ультрафіолетового випромінювання.

Серед цих джерел найпотужнішим є дегазація вивержених магм. Крім появи наземного вулканізму, найважливішим внеском у зміну хімічного складу атмосферного повітря стала зміна складу самих вивержених магм.

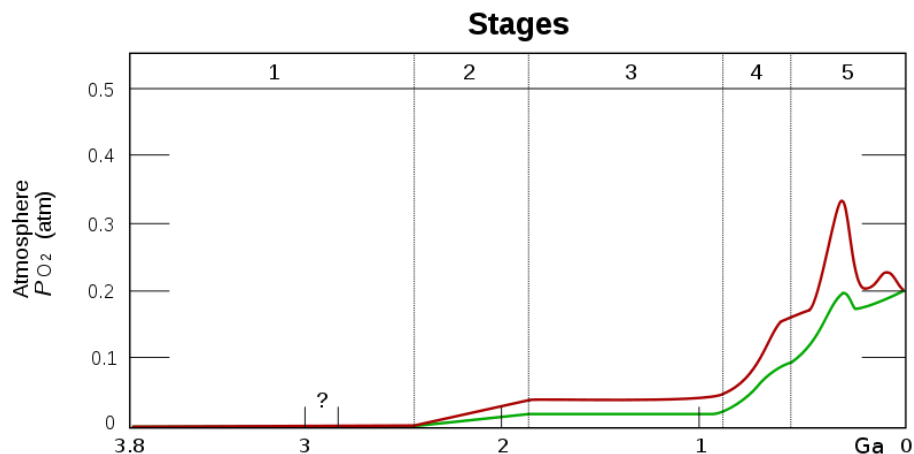
У мантії Землі під дією гравітаційних сил відбувається диференціація речовини мантії за масою: важкі речовини опускаються до центру (метали), а легкі (силікати) залишаються в приповерхневих шарах мантії. У ранньому і середньому Археї вивергалися кислі магми з приповерхневих гарячих шарів мантії. У пізньому Археї температура верхніх шарів мантії знизилася і магми почали вивертатися з більш глибинних шарів. За хімічним складом це були вже не кислі, а лужні магми. Саме завдяки дегазації цих магм до атмосфери почав надходити кисень.

Крім того, вивержені ультраосновні магми почали поглинати надлишок вуглекислого газу, що призвело до формування потужного серпентинового шару в океанічних відкладеннях даної геологічної епохи і до різкого зниження концентрації вуглекислого газу в навколишньому середовищі. У свою чергу, зменшення кількості парникових газів в атмосфері, призвело до різкого зниження температури навколишнього середовища. А якщо

врахувати, що в той час Сонце мало тільки 30% світності порівняно з сучасним рівнем, то зрозумілим стають причини настання льодовикової епохи на початку Протерозою.

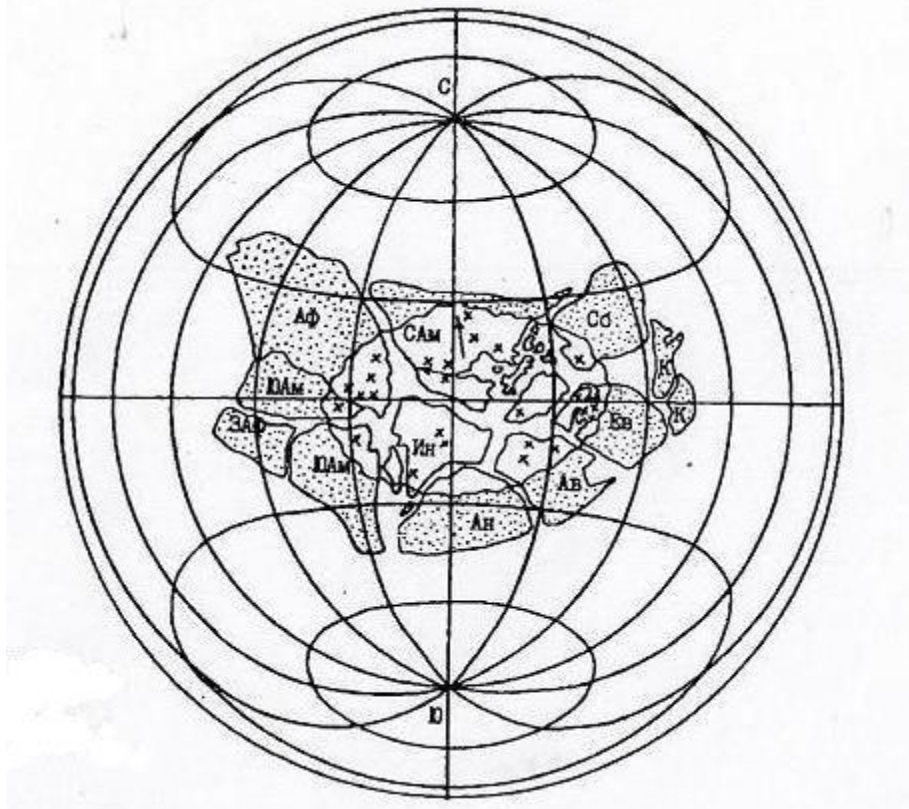
Киснева катастрофа. Накопичення кисню в навколишньому середовищі призвело 2,5 млрд.р.т. до т.з. кисневої катастрофи, т.т. до зростання концентрації кисню в навколишньому середовищі вище точки Пастера (тобто вище, ніж 1% від сучасного рівня). В результаті кисневої катастрофи вимерло багато анаеробних організмів (оскільки для анаеробів - кисень це сильна отрута-окислювач), а також з'явилися аеробні організми, які змогли використовувати кисень для обміну речовин.

***Точка Пастера.** Відповідно до гіпотези "кисневого контролю" Беркнера і Маршалла, вміст кисню в земній атмосфері майже до початку Фанерозою (540 млн.р.т.) був нижче точки Пастера (мається на увазі 1% від його сучасної кількості) і не допускав існування більш високоорганізованих форм життя, ніж водорості. Оскільки пізніше було встановлено, що точка Пастера в дійсності була пройдена набагато раніше (більш ніж за мільярд років до часу появи перших багатоклітинних організмів), причинний зв'язок між цими явищами був відкинутий, і про гіпотезу "кисневого контролю" забули. Як з'ясувалося пізніше, даремно. Справа в тому, що один відсотковий рівень вмісту кисню (мається на увазі 1% від його сучасної кількості) це той критичний мінімум, нижче якого аеробний метаболізм принципово неможливий; однак для життєдіяльності макроскопічних тварин кисню необхідно істотно більше (за <http://medbiol.ru/medbiol/lifehist/0007ca05.htm>).



Вміст кисню в атмосфері Землі. По осі ОХ - вік Землі, млрд. років; по осі ОУ - тиск кисню, атмосфери (<http://apxco.info/gipotezy/kislorod-prisutstvoval-v-atmosfere-zadolgo-do-kislorodnoj-katastrofy.html>).

Формування суперматерика Монгеї (Кенорленда) наприкінці Архея. Приблизно 2,7 - 2,5 млрд.р.т. сформувався суперконтинент Кенорленд (Kenorland) або Монгея. Кенорленд складався з кратонів, які надалі увійшли до складу Лаврентії (Північна Америка і Гренландія), Балтики (Скандинавія і Балтика), західної Австралії та Калахарі (південна Африка). Палеомагнітні дані свідчать про те, що Кенорленд розташовувався в низьких приекваторіальних широтах. Згодом, розпад Кенорленда (Монгеї) співпав з Гуронським зледенінням. Не дивлячись на екваторіальне розташування Монгеї - майже вся Монгея була вкрита льодовиками. Чому? По-перше, наприкінці Архея, через виверження основних та ультраосновних магм відбулось поглинання вуглекислого газу, що значно зменшило парниковий ефект. Однак, характер розташування зони тилітів свідчить про те, що вирішальним чинником утворення покривного зледеніння на поверхні Монгеї стало високе гіпсометричне стояння значної частини цього суперконтиненту внаслідок підняття надзвичайно високих гірських систем в ході колізії окремих кратонів під час утворення Монгеї. Сьогодні в жарких країнах високо в горах також знаходяться льодовики.



Моногея (Кенорленд). Реконструкція суперматерика Моногеї, кінець Архея - початок Протерозою, 2,7 - 2,5 млрд.р.т. Ав - Австралія; Сам і ЮАМ - Північна і Південна Америка; Ан - Антарктида; ЗАФ - Західна Африка; Аф - Африка; Єв - Європа; Ін - Індія; К - Північний і Південний Китай; Сб - Сибір. X - зона в центрі Моногеї, в межах якої виявлені тиліти (цитовано за Сорохтин, Ушаков, 2002; <http://www.gemp.ru/article/298.html>).

Література:

- Бгатов В.И. История кислорода земной атмосферы. М.: Недра. 1985, 46 с.
- Егоров Д. Г. К вопросу о генезисе железорудной формации Кольского полуострова // Руды и металлы. – 1999. № 4. - С. 64 - 74.
- Сорохтин О.Г. Эволюция климатов Земли. 2012. http://zhizn-zemli.ru/news/ehvoljucija-klimatov_zemli/2012-12-22-2706
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие земли. – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 506 с.
- Хаин В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Историческая геология. – М.: Изд-во МГУ, 1997. – 448 с.
- Barley M. E., Pickard A. L., Sylvester P. J. Emplacement of a large igneous province as a possible cause of banded iron formation 2.45 billion years ago // Nature. – 1997. – P. 55 - 58.
- Blake R.E., Chang S.J., Lepland A. Phosphate oxygen isotopic evidence for a temperate and biologically active Archean ocean // Nature. – 2010. – Vol. 464. – P. 1029 – 1032.
- Bottke W.F., Vokrouhlický D., Minton D., Nesvorný D., Morbidelli A., Brasser R., Simonson B., Levison H.F. An Archaean heavy bombardment from a destabilized extension of the asteroid belt // Nature. – 2012. – Vol. 485(7396). – P. 78 - 81. doi: 10.1038/nature10967.
- Brasier M., McLoughlin N., Green O., Wacey D. A fresh look at the fossil evidence for early Archaean cellular life // Phil. Trans. R. Soc. B. – 2006. – Vol. 361. – P. 887 – 902 doi:10.1098/rstb.2006.1835.
- Crowe S.A., Døssing L.N., Beukes N.J., Bau M., Kruger S.J., Frei R., Canfield D.E. Atmospheric oxygenation three billion years ago // Nature. – 2013. – Vol. 501(7468). – P. 535 - 538. doi: 10.1038/nature12426.
- David L.A., Alm E.J. Rapid evolutionary innovation during an Archaean genetic expansion // Nature. – 2011. – Vol. 469(7328). – P. 93 - 96. doi: 10.1038/nature09649.
- de Wit M.J., Furnes H. 3.5-Ga hydrothermal fields and diamictites in the Barberton Greenstone Belt-Paleoarchean crust in cold environments // Sci. Adv. – 2016. – Vol. 2(2):e1500368. doi: 10.1126/sciadv.1500368.

- Farquhar J., Zerkle A.L., Bekker A. Geological constraints on the origin of oxygenic photosynthesis // *Photosynth Res.* – 2011. – Vol. 107(1). – P. 11 - 36. doi: 10.1007/s11120-010-9594-0.
- Fischer W.W., Hemp J., Johnson J.E. Manganese and the evolution of photosynthesis // *Orig. Life Evol. Biosph.* – 2015. – Vol. 45(3). – P. 351 - 357. doi: 10.1007/s11084-015-9442-5.
- Gaillard F., Scaillet B., Arndt N.T. Atmospheric oxygenation caused by a change in volcanic degassing pressure // *Nature.* – 2011. – Vol. 478(7368). – P. 229 - 232. doi: 10.1038/nature10460.
- Gross J., Bhattacharya D. Uniting sex and eukaryote origins in an emerging oxygenic world // *Biol Direct.* – 2010. – Vol. 5:53. doi: 10.1186/1745-6150-5-53.
- Harel A., Bromberg Y., Falkowski P.G., Bhattacharya D. Evolutionary history of redox metal-binding domains across the tree of life // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* – 2014. – Vol. 111(19). – P. 7042 - 7047. doi: 10.1073/pnas.1403676111.
- Hoshino Y., George S.C. Cyanobacterial inhabitation on Archean rock surfaces in the Pilbara craton, Western Australia // *Astrobiology.* – 2015. – Vol. 15(7). – P. 559 - 574. doi: 10.1089/ast.2014.1275.
- Hren M.T., Tice M.M., Chamberlain C.P. Oxygen and hydrogen isotope evidence for a temperate climate 3,42 billion years ago // *Nature.* – 2009. – Vol. 462. – P. 205 - 208.
- Kasting J.F., Ono S. Palaeoclimates: the first two billion years // *Phil. Trans. R. Soc. B.* - 2006. – Vol. 361. – P. 917 - 929. doi:10.1098/rstb.2006.1839.
- Kendall B., Creaser R.A., Reinhard C.T., Lyons T.W., Anbar A.D. Transient episodes of mild environmental oxygenation and oxidative continental weathering during the late Archean // *Sci. Adv.* – 2015. – Vol. 1(10):e1500777. doi: 10.1126/sciadv.1500777.
- Knauth L.P., Lowe D.R. High Archean climatic temperature inferred from oxygen isotope geochemistry of cherts in the 3,5 Ga Swaziland Supergroup, South Africa // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 2003. – Vol. 115. – P. 566 - 580.
- Konhauser K.O., Robbins L.J., Pecoits E., Peacock C., Kappler A., Lalonde S.V. The Archean nickel famine revisited // *Astrobiology.* - 2015 Oct;15(10):804-15. doi: 10.1089/ast.2015.1301.
- Kump L.R., Barley M.E. Increased subaerial volcanism and the rise of atmospheric oxygen 2.5 billion years ago // *Nature.* – 2007. – Vol. 448(7157). – P. 1033 - 1036.
- Lalonde S.V., Konhauser K.O. Benthic perspective on Earth's oldest evidence for oxygenic photosynthesis // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* – 2015. – Vol. 112(4). – P. 995 - 1000. doi: 10.1073/pnas.1415718112.
- Li Z.-X.A., Lee C.-T.A. The constancy of upper mantle fO_2 through time inferred from V/Sc ratios in basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2004. – Vol. 228. – P. 483 - 493.
- Lyons T.W., Reinhard C.T., Planavsky N.J. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere // *Nature.* – 2014. – Vol. 506(7488). – P. 307 - 315. doi: 10.1038/nature13068.
- Mole D.R., Fiorentini M.L., Thebaud N., Cassidy K.F., McCuaig T.C., et al. Archean komatiite volcanism controlled by the evolution of early continents // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* – 2014. – Vol. 111(28). – P. 10083 - 10088. doi: 10.1073/pnas.1400273111.
- Moynier F., Yin Q.Z., Irisawa K., Boyet M., Jacobsen B., Rosing M.T. Coupled ^{182}W - ^{142}Nd constraint for early Earth differentiation // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* – 2010. – Vol. 107(24). – P. 10810 - 10814. doi: 10.1073/pnas.0913605107.
- Nutman A.P., Bennett V.C., Friend C.R., Van Kranendonk M.J., Chivas A.R. Rapid emergence of life shown by discovery of 3,700-million-year-old microbial structures // *Nature.* – 2016. – Vol. 537(7621). – P. 535 - 538. doi: 10.1038/nature19355.
- Oehler D.Z., Robert F., Walter M.R., Sugitani K., Meibom A., Mostefaoui S., Gibson E.K. Diversity in the Archean biosphere: new insights from NanoSIMS // *Astrobiology.* – 2010. – Vol. 10(4). – P. 413 - 424. doi: 10.1089/ast.2009.0426.
- Robert F., Chaussidon M. A palaeotemperature curve for the Precambrian oceans based on silicon isotopes in cherts // *Nature.* – 2006. – Vol. 443. – P. 969 - 972.
- Searching for giant, ancient impact structures on Earth: The Mesoarchean Maniitsoq structure, West Greenland // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2012. – Vol. 197. – P. 337 - 338: 197. DOI:10.1016/j.epsl.2012.04.026.
- Semikhatov M. A., Raaben M. E. Proterozoic stromatolite Taxonomy and biostratigraphy // *Microbial sediments.* Berlin, Heidelberg, - 2000. - P. 295–306.
- Tang M., Chen K., Rudnick R.L. Archean upper crust transition from mafic to felsic marks the onset of plate tectonics // *Science.* – 2016. – Vol. 351(6271). – P. 372 - 375. doi: 10.1126/science.aad5513.
- Tarduno J.A., Cottrell R.D., Watkeys M.K., Bauch D. Geomagnetic field strength 3.2 billion years ago recorded by single silicate crystals // *Nature.* – 2007. – Vol. 446(7136). – P. 657 - 660.
- The Goldilocks Planet: The 4 billion year story of Earth's climate. Авторы: Jan Zalasiewicz, Mark Williams

The Paleoproterozoic snowball Earth: A climate disaster triggered by the evolution of oxygenic photosynthesis. Архивировано из первоисточника 18 апреля 2013.

Ward L.M., Kirschvink J.L., Fischer W.W. Timescales of oxygenation following the evolution of oxygenic photosynthesis // *Orig. Life Evol. Biosph.* – 2016. – Vol. 46(1). – P. 51 - 65. doi: 10.1007/s11084-015-9460-3.