

BIOGEOCHEMIA II

BIOGENEZA

METABOLIZM BIOSFERY

Dynamika biogeochemiczna: praca zasilana energią



- Dynamika geosfery (tektonika) - jądrowa
- Dynamika hydrosfery (prądy morskie; obieg wody)
- Dynamika atmosfery
- Dynamika biosfery - energia termojądrowa (słoneczna)

Ziemia jest planetą bardzo dynamiczną. Na jej powierzchni odbywają się dość intensywne procesy abiotyczne i biotyczne, związane z przemieszczaniem ogromnych mas różnych substancji, powstawaniem gradientów energii – wytwarzają się potencjały energetyczne, dzięki wykonanej pracy (przepływowi energii), potem te potencjały rozładowują się, wykonując kolejne prace. Żeby mogła istnieć jakakolwiek dynamika w danym układzie, konieczne jest zasilanie energetyczne – przepływ energii. To jest warunek podstawowy. Jakie źródła energii zasilają procesy przebiegające na Ziemi?

Po pierwsze, mamy do czynienia z dynamiką geosfery: przemieszczanie się ogromnych mas mineralnych, zjawiska wulkaniczne i tektoniczne, wędrówka kontynentów. Po drugie – mamy do czynienia z dynamiką hydrosfery i atmosfery, abiotycznymi procesami polegającymi na przemieszczaniu ogromnych mas wody (prądy morskie, parowanie – skraplanie – opady i spływ wody do oceanów, związany z erozją i przenoszeniem wielkich mas mineralnych, przemieszczanie mas powietrza; jedno i drugie związane z przenoszeniem wielkich ładunków energii cieplnej.

Wreszcie – dynamika biosfery: cykl redoks produkcji pierwotnej i dekompozycji, pobieranie i uwalniania ogromnych mas pierwiastków z- i do litosfery, hydrosfery, atmosfery, czynne przemieszczanie się organizmów.

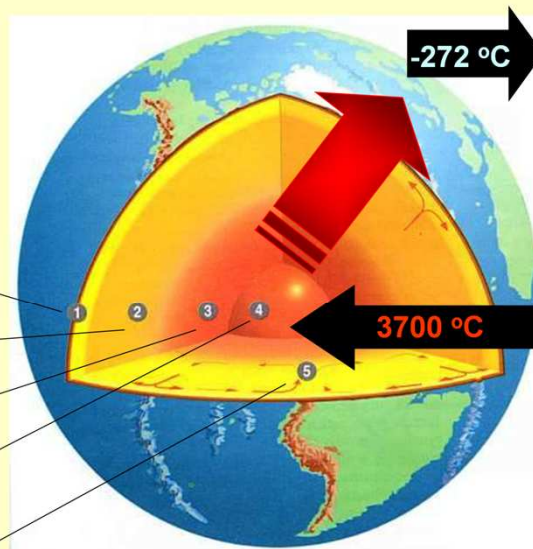
Dynamika geosfery zasilana jest przepływem energii cieplnej z wnętrza globu na powierzchnię, skąd zostaje wypromieniowana w przestrzeń; źródłem tej energii jest ciepło resztkowe z czasów, gdy Ziemia była rozgrzaną kulą, i trwające ciągle reakcje rozpadu promieniotwórczego (czyli energia jądrowa). Pozostałe procesy,

z pracą organizmów włącznie, zasila przede wszystkim energia promieniowania słonecznego, której źródłem są reakcje termojądrowe (reakcje syntezy) na Słońcu.

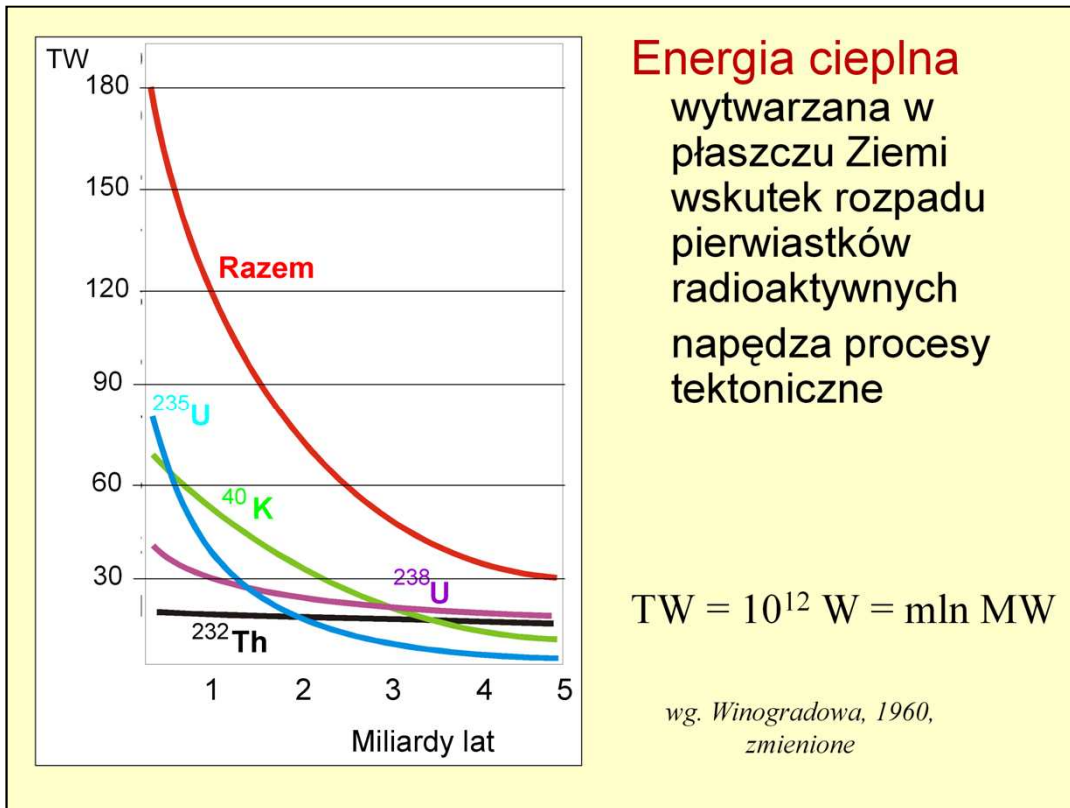
PRZEKRÓJ ZIEMI

1. Skorupa ziemna: 10-40 km
2. Płaszcz: 2900 km
- 3 + 4. Jądro 3470 km

1. Skorupa
2. Płaszcz
3. Jądro zewnętrzne
4. Jądro wewnętrzne
5. Prądy konwekcyjne



W jądrze Ziemi panuje temperatura ok. 3700°C. Otaczająca Ziemię przestrzeń ma temperaturę zbliżoną do zera bezwzględnego. Ten gradient temperatury powoduje stały przepływ ciepła z jądra, poprzez kolejne warstwy płaszcza i skorupy ziemskiej na powierzchnię.



Głównym źródłem energii rozpad promieniotwórczy ciężkich izotopów uranu, toru i potasu, które siłą grawitacji zgromadziły się w centrum globu w okresie, gdy tworzyła się nasza planeta. Intensywność tego promieniowania spada wykładniczo – w miarę wyczerpywania się zapasów tych pierwiastków. Obecnie szacuje się moc tego źródła energii na około 30 TW (terawatów, czyli bilionów watów).

Uwaga: w kursie biogeochemii musimy się posługiwać jednostkami masy, energii, tempa przepływu energii (czyli pracy albo mocy) w bardzo szerokiej skali – dlatego konieczna jest biegłość w posługiwaniu się odpowiednimi przedrostkami i zapisem wykładniczym rzędu wielkości (np. miliony – 10^6 , przedrostek „mega”, np. 1 mln Watów = $1000000W = 1 \text{ megawat} = 1MW$). Oczywiście, niezbędna jest znajomość podstawowych jednostek fizycznych i ich poprawnego zapisu.

Całkowity przepływ ciepła geotermalnego:

30 to 44 TW

W tym z rozpadów promieniotwórczych

19 to 31 TW*

Inne źródła ciepła:

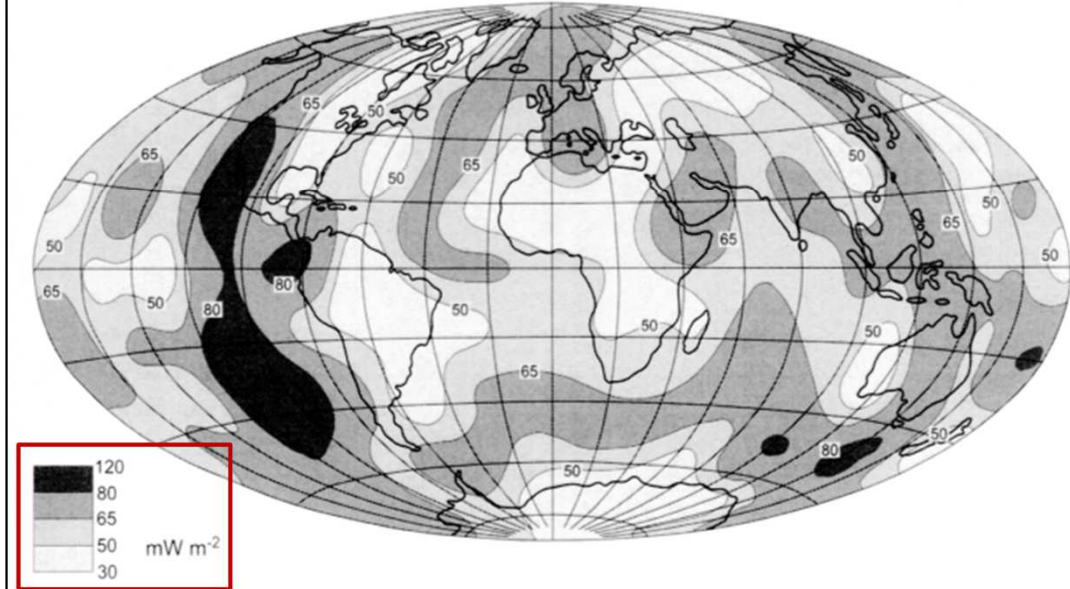
reszkowe (5-10%)

grawitacyjne (5-10%)

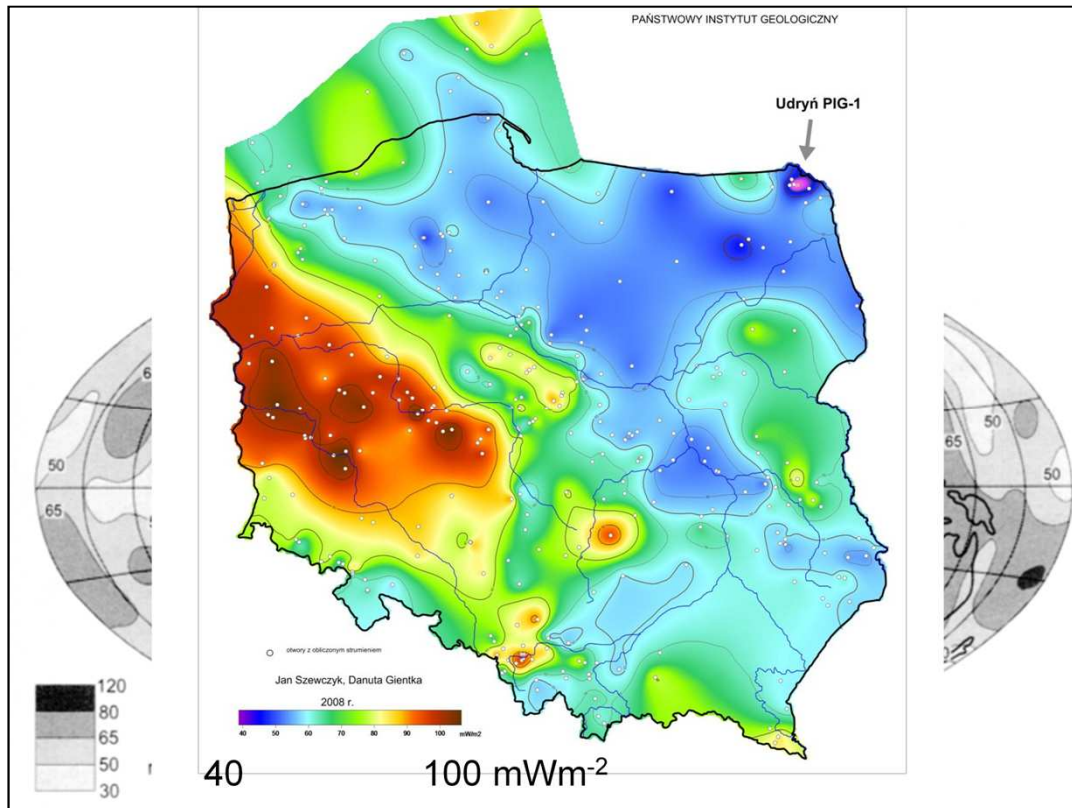
*Nowe dane (2011) – rejestracja antyneutrin („geoneutrin”)
z rozpadu ^{238}U i ^{232}Th : **24 ± 8 TW**

Pomiary ilości ciepła geotermalnego (czyli strumienia energii cieplnej wpływającego na powierzchnię Ziemi) są coraz dokładniejsze. Obecnie sumaryczny strumień energii ocenia się na 30 do 44 TW, z czego większość stanowi ciepło rozpadów promieniotwórczych (19 do 31 TW; najnowsze oceny dla ciężkich pierwiastków podają ok. 24 TW). Pozostałe ciepło jest reliktem sprzed 4,5 miliarda lat (5-10%) i z grawitacyjnej kontrakcji (kurczenia się) globu (5-10%).

Energia geotermalna



Natężenie strumienia energii cieplnej z głębi Ziemi jest nierównomierne, wskutek zróżnicowanej izolacyjności różnych fragmentów litosfery. Tam, gdzie tworzą ją grube płyty kontynentów, natężenie jest mniejsze; tam zaś, gdzie litosfera jest cienka, strumień energii jest intensywny i wykonywana przez tę energię praca jest ogromna, polega na przesuwaniu płyt litosfery. Lokalne pomiary świadczą, że natężenie tego strumienia energii zawiera się pomiędzy 30 a 120 mW m^{-2} . [Ile średnio wynosi? Skoro suma to ok. 40 TW, czyli 40×10^{12} W, a powierzchnia Ziemi wynosi: $4\pi r^2$, gdzie r = promień Ziemi = ok. 6378 km czyli $6,378 \times 10^6$ m, zatem $40 \times 10^{12} / 4 \times 3,14 \times (6,378 \times 10^6)^2 =$ (używając szkolnego kalkulatora) $= 0,078 \text{ W m}^{-2}$ czyli 78 mW m^{-2} .]



Dokładne dane o natężeniu strumienia energii geotermalnej niosą informacje o budowie skorupy ziemskiej w danym miejscu, co może mieć także znaczenie praktyczne. Mapę natężenia strumienia energii geotermalnej w Polsce wykonano w Państwowym Urzędzie Geologicznym.

Wczesny kambryj 544 – 511 mln lat

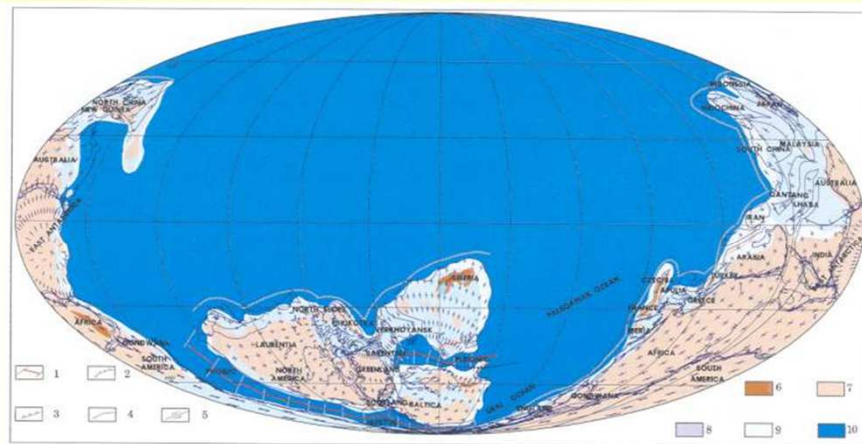
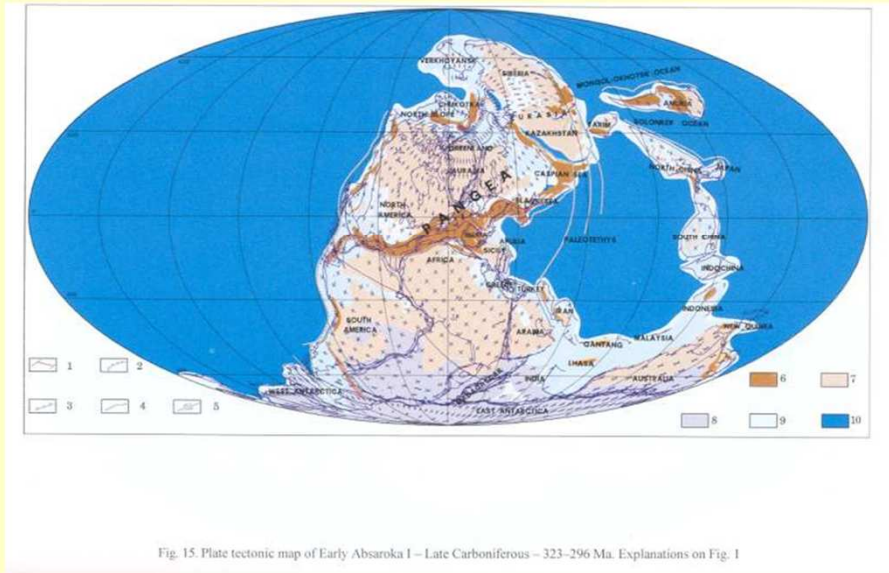


Fig. 1. Plate tectonic map of Saug I – Early Cambrian – 544–511 Ma. 1 – oceanic spreading center and transform faults, 2 – subduction zone, 3 – thrust fault, 4 – normal fault, 5 – transform fault, 6 – mountains, 7 – landmass, 8 – icesheet, 9 – shallow sea and slope, 10 – deep ocean basin

W skali globu, ten z pozoru niewielki strumień energii (zaledwie parędziesiąt miliwatów na metr kwadratowy) wystarcza, do wykonywania ogromnej pracy przesuwania kontynentów. Kolejne ilustracje pokazują, jak zmieniała się mapa Ziemi w ciągu ostatniego pół miliarda lat, za sprawą energii cieplnej z wnętrza Ziemi.

Późny karbon 329-296 mln lat



Koniec permu 269-248 mln lat

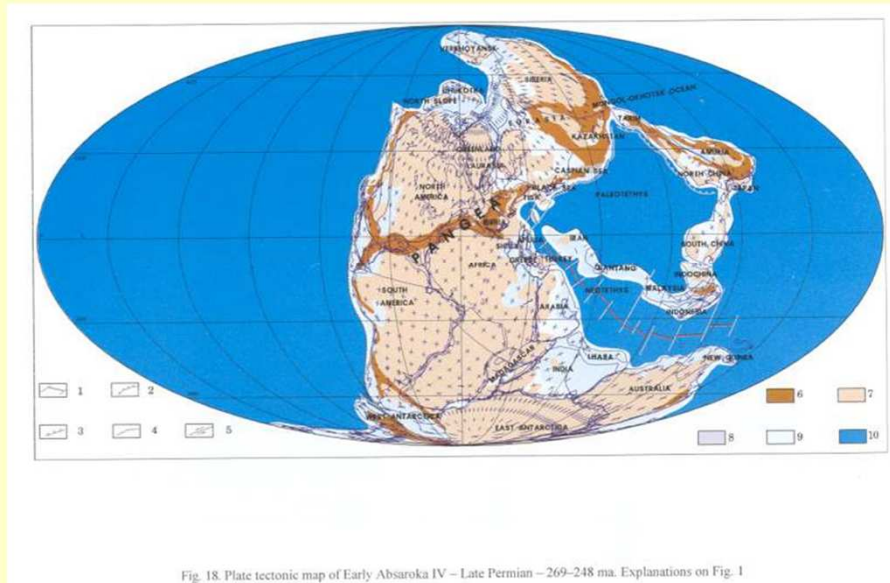
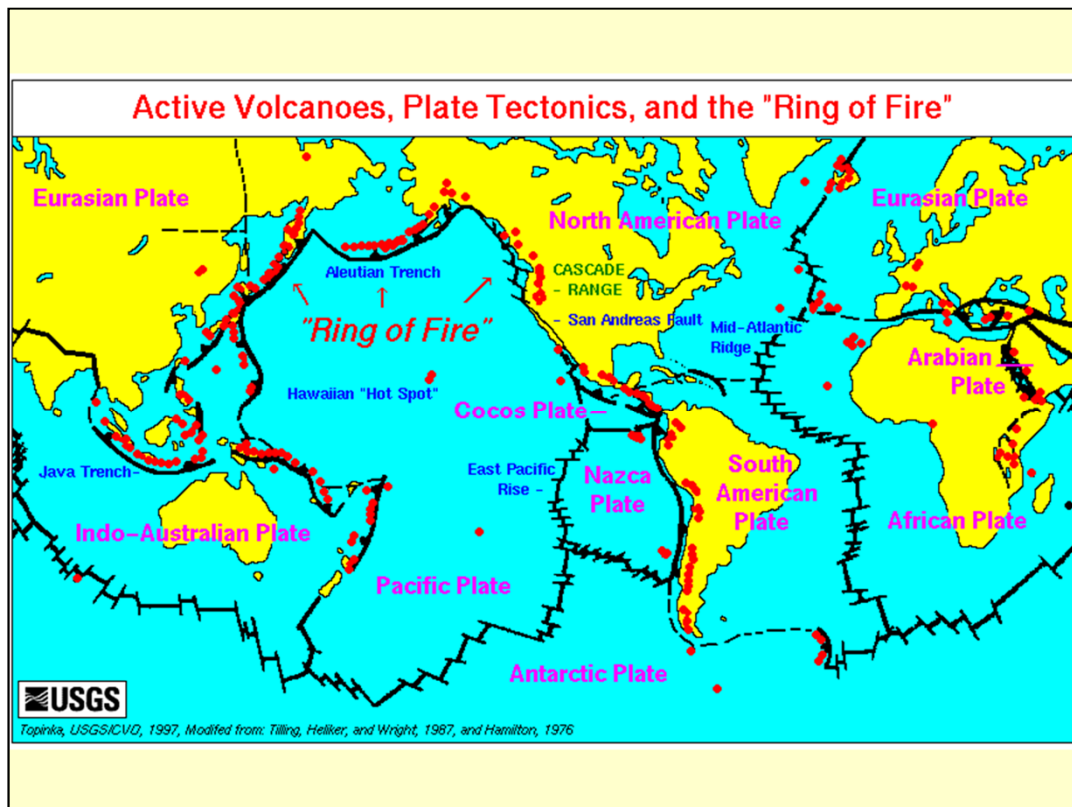


Fig. 18. Plate tectonic map of Early Absaroka IV – Late Permian – 269–248 ma. Explanations on Fig. 1

Kreda/Trzeciorzęd 81-58 mln lat



Fig. 31. Plate tectonic map of Late Cretaceous – earliest Paleogene – 81–58 Ma. Explanations on Fig. 1

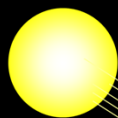


Obecnie nadal obserwujemy ten ruch. Miejscami kontynenty przemieszczają się z pozornie niewielką prędkością kilku centymetrów na rok, ale pomyślmy – w ciągu życia człowieka jakiś konkretny adres (mierzony np. GPS-em) może się przemieścić o parę metrów!

Praca wykonywana przez przepływ energii geotermalnej objawia się nieraz bardzo gwałtownie wybuchami wulkanów i trzęsieniami ziemi.

Ten strumień energii przyczynia się do modyfikowania warunków, w jakich rozwija się życie na Ziemi, ale w bardzo niewielkim stopniu bezpośrednio zasila procesy życia na Ziemi (choć ma i tu swój udział).

ENERGIA SŁONECZNA

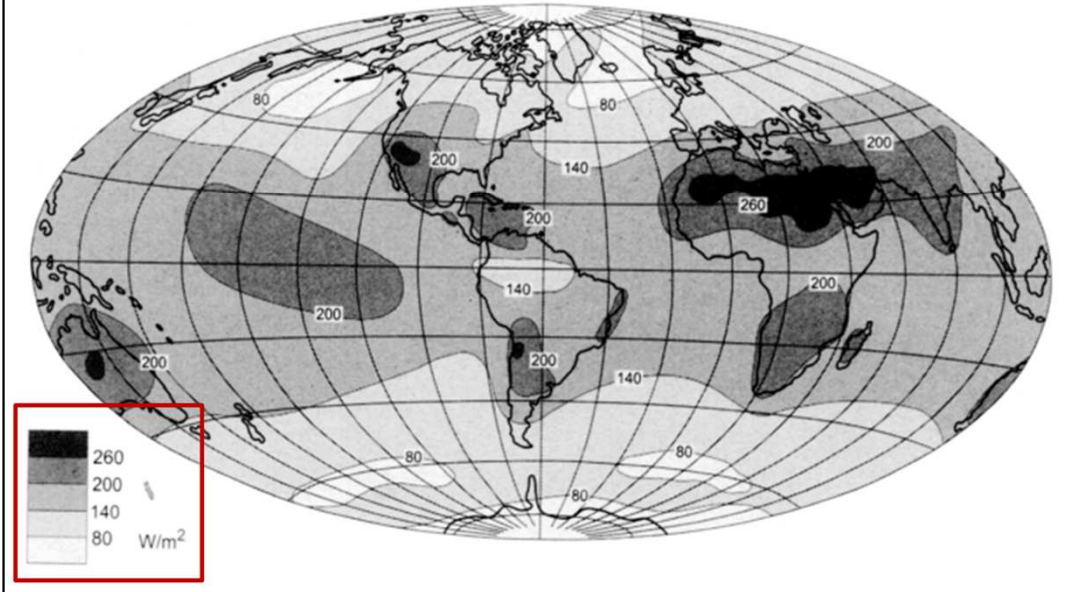


- Stała słoneczna (poza Ziemią): **1366 W/m²**
- Średnio na powierzchnię kuli: **1/4**
- Odbicie od atmosfery: **ok. 1/3**
- Pochłanianie atmosferyczne: **ok. 1/3**
- Średnio na powierzchni Ziemi **ok. 113 W/m²**
- Rozkład nierównomierny

Głównym strumieniem energii zasilającym procesy abiotyczne i biotyczne na powierzchni Ziemi, jest promieniowanie słoneczne. Natężenie tego promieniowania w poza Ziemią, mierzone na płaskiej powierzchni, prostopadłej do padającego promieniowania, w takiej odległości, jaka dzieli Ziemię od Słońca, (tzw. Stała słoneczna, a właściwie całkowita irradiancja słoneczna) wynosi ok. 1366 W m^{-2} . Na każdy metr kwadratowy powierzchni Ziemi, przypada tylko ułamek tej wartości. Po pierwsze, całkowita powierzchnia kuli jest cztery razy mniejsza, od powierzchni jej przekroju, a Ziemia dzięki dobowemu obrotowi wokół osi i rocznemu obiegowi po orbicie, przy nachylonej osi, odbiera promieniowanie całą swoją powierzchnią (choć nierównomiernie). Po drugie, znaczna część, bo aż $1/3$ promieniowania zostaje odbita z powrotem w przestrzeń, drugie tyle ($1/3$) pochłania atmosfera, tak, że średnio na jednostkę powierzchni globu przypada $\frac{1}{4} \times \frac{1}{3} \times 1366 = 0,083 \times 1366 = \text{ok. } 113 \text{ W m}^{-2}$.

Dla całego globu odpowiada to (średnio rocznie) strumieniowi energii o natężeniu $113 \times 4 \times 3,14 \times (6,378 \times 10^6)^2 = 113 \times 5,112 \times 10^{14} \text{ m}^2 = \text{ok. } 58 \times 10^{15} \text{ W} = 58 \times 10^9 \text{ MW}$; wraz z energią pochłoniętą przez atmosferę jest to ok. $90 \times 10^9 \text{ MW}$.

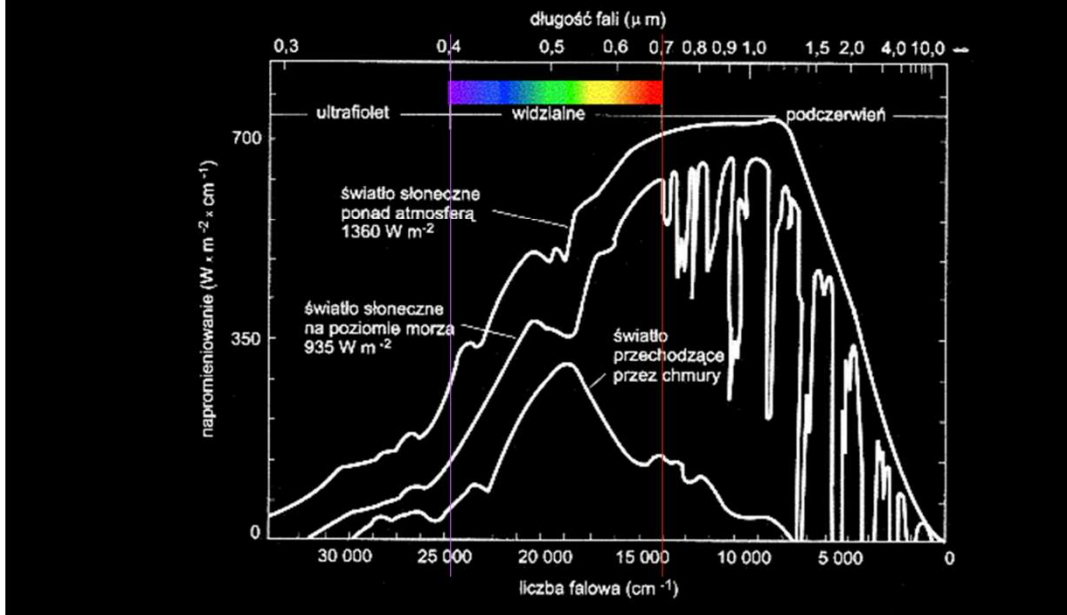
Energia promieniowania słonecznego



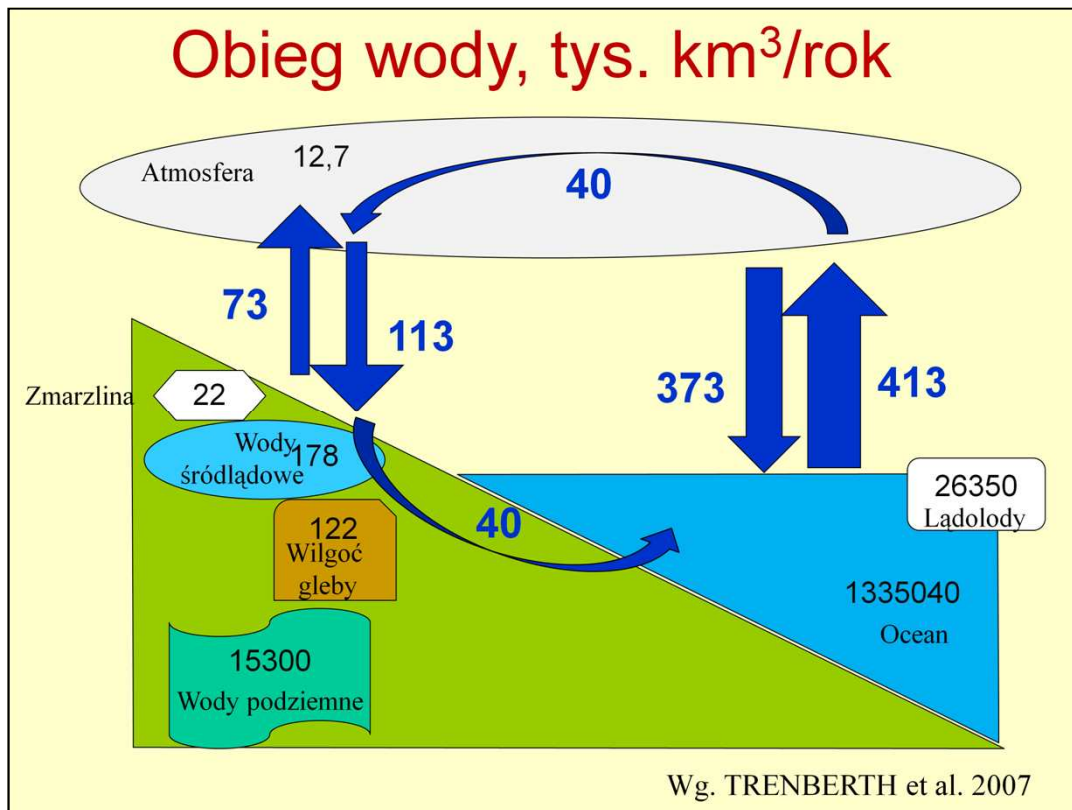
Jak powiedziano wyżej, rozkład ten jest nierównomierny w czasie i przestrzeni. Uśredniając zmienność sezonową, powinniśmy otrzymać regularny wzorec równoleżnikowego gradientu, z największą ilością odbieranego promieniowania na równiku, a minimum na obu biegunach (uzasadnienie zna każdy, kto miał w gimnazjum geografii). Nieregularne rozmieszczenie kontynentów wpływające na zmiany zachmurzenia powoduje, że ten regularny układ jest nieco zaburzony, jak na tej mapie. Natężenie strumienia energii (średnie w ciągu roku) waha się od kilkudziesięciu do ponad $300 W m^{-2}$. Jest to wartość wielokrotnie większa, niż natężenie strumienia energii geotermalnej!

Spektrum promieniowania słonecznego

Stała słoneczna: 1360 W/m^2



Energia promieniowania słonecznego rozkłada się nierówno na różne długości fali. Promieniowanie docierające do powierzchni Ziemi jest dodatkowo przesiane przez filtr, jakim jest mieszanina gazów atmosfery ziemskiej. Cząsteczki gazów selektywnie pochłaniają promieniowanie określonej długości fali szczególnie w zakresie podczerwieni. Jednym ze składników atmosfery jest para wodna. Ta substancja, wszystko jedno czy w fazie ciekłej czy gazowej, pochłania większość promieniowania podczerwonego, a dodatkowo znaczną część promieniowania czerwonego i żółtego, więc spektrum promieniowania słonecznego pod chmurami i pod wodą jest znacznie okrojone. Część tego spektrum promieniowania (długość fali od ok. 0,4 do 0,7 μm , może być wykryta przez receptory światła wielu organizmów, w tym ludzi – jest to tzw. Światło widzialne. Nie powinno nas dziwić, że zakres ten obejmuje właśnie ten fragment spektrum, który dociera poprzez (niezbyt grubą) warstwę pary wodnej i ciekłej wody. W tym samym mniej więcej zakresie mieści się spektrum promieniowania wykorzystywane przez rośliny do fotosyntezy (tzw. światło fotosyntetycznie aktywne, PhAR).



Energia słoneczna w pierwszym rzędzie zasila procesy abiotyczne. Największą część tej energii pochłania cykl obiegu wody. Energia słoneczna umożliwia parowanie wody (ciepło parowania wody jest bardzo wysokie, wynosi 2 257 kJ/kg). Według współczesnych oszacowań, co roku stan skupienia z ciekłego na gazowy zmienia 413 tys. km³ wody z oceanu, oraz 73 tys. km³ wody z lądów (razem 486 tys. km³, to znaczy 486×10^{15} kg; zatem Słońce zasila ten cykl strumieniem energii $486 \times 10^{15} \times 2257 \times 10^3$ J /rok, tj. średnio (1 rok = $31,536 \times 10^6$ sec) = $34,7 \times 10^{15}$ MW. Ta potężna maszyna parowa pobiera więc sporą część energii słonecznej docierającej do powierzchni Ziemi (ok. 90×10^9 MW; pamiętać trzeba, że skraplająca się para woda oddaje energię cieplną, która przy odpowiednim gradiencie temperatur może być ponownie wykorzystana do odparowania wody).

Dzięki cyrkulacji atmosferycznej znaczna część (40 tys. km³) odparowanej wody, w postaci chmur, przemieszcza się z oceanów nad lądy i dopiero tam spada w postaci deszczu; łącznie z zamkniętym obiegiem wody parującej i skraplającej się nad lądem, suma opadów wynosi 113 tys. km³. Ilość odpowiadająca transportowi z oceanu spływa po powierzchni lądów z powrotem do morza, po drodze rozpuszczając wiele związków, lub porywając nierozpuszczalne cząstki (erozja) i transportując je do oceanu. Główna pula wody na Ziemi mieści się w oceanie, znacznie mniej w lodowcach arktycznych, antarktycznych i wysokogórskich, w wiecznej zmarzlinie, w postaci wód podziemnych, w glebie, w zbiornikach słodkowodnych i w rzekach.

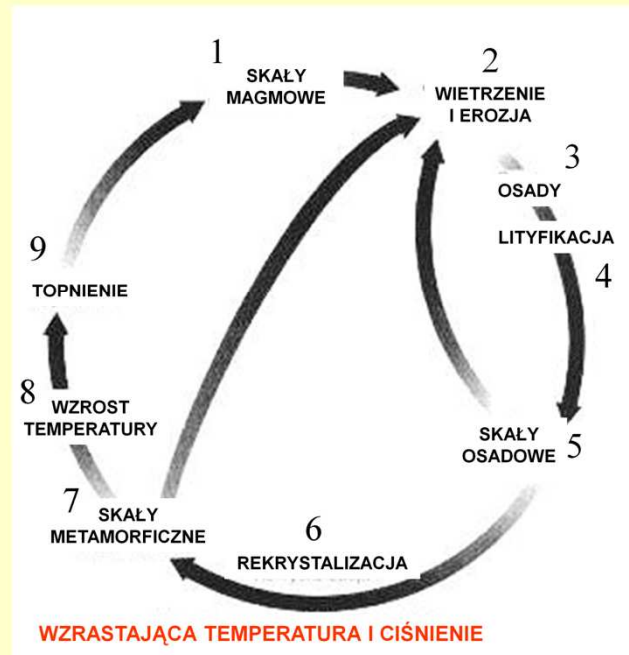
ABIOTYCZNA DYNAMIKA PLANETY:

- CYKLE TEKTONICZNE
- CYKL HYDROLOGICZNY
- WYPIĘTRZANIE I EROZJA
- WULKANIZM I SEDYMENTACJA
- itd

[GŁÓWNIIE PRACA MECHANICZNA]
[PRZEMIANY CIEPLNE]

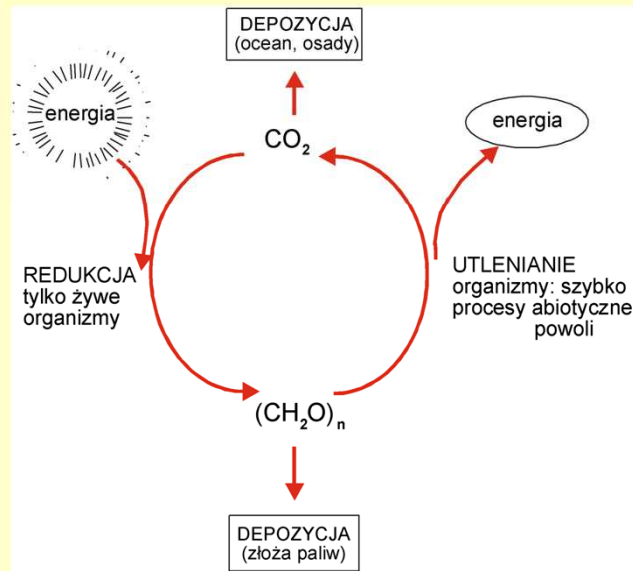
Te nakłady energii napędzają abiotyczną dynamikę planety: tektonikę, wulkanizm, wypiętrzanie lądów, obieg wody (cykl hydrologiczny), erozja i spłukiwanie lądów do morza, sedimentację osadów. Procesy te polegają głównie na pracy mechanicznej (transporcie mas na duże nieraz odległości), w oparciu o przemiany cieplne. Przemiany chemiczne mają w tym bardzo niewielki udział.

CYKL TEKTONICZNO-METAMORFICZNO-SEDYMENTACYJNY



Transport materii na Ziemi tworzy cykl tektoniczno-metamorficzno-sedymentacyjny: znaczna część materiału mineralnego skorupy i płaszczka ziemskiego krąży w zamkniętym cyklu. Krzepnąca magma wydostając się na powierzchnię litosfery tworzy skały magmowe [1], to podlegają wietrzeniu (zmiany chemiczne) i erozji (rozdrobnienie, transport) [2] i przenoszone w inne miejsca osadzają się [3], z czasem kamieniejąc [4] i tworząc skały osadowe [5]. Zanurzone głębiej, pod wpływem wzrastającego ciśnienia i temperatury ulegają rekryształizacji [6] i tworzą skały metamorficzne [7]. Ruchy tektoniczne mogą spowodować, iż skały te albo wydostaną się znowu na powierzchnię i ulegną kolejnemu wietrzeniu i erozji [2], albo – zanurzą się głębiej, gdzie w wysokiej temperaturze [8] ulegną przetopieniu na magmę [9], która znowu w procesach tektoniczno-wulkanicznych może się wydostać na powierzchnię [1]. Cząsteczka materii skalnej może dokonać pełnego obiegu w cyklu tektoniczno-metamorficzno-sedymentacyjnym w czasie rzędu setek milionów lat.

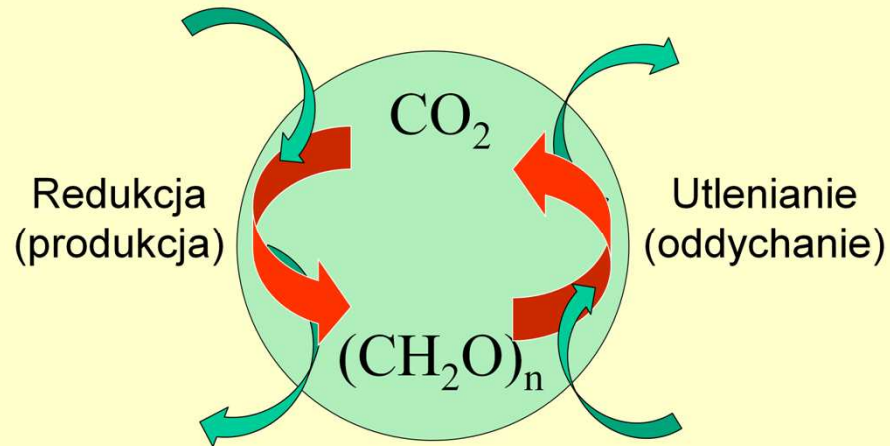
Życie biosfery = cykl redoks węgla



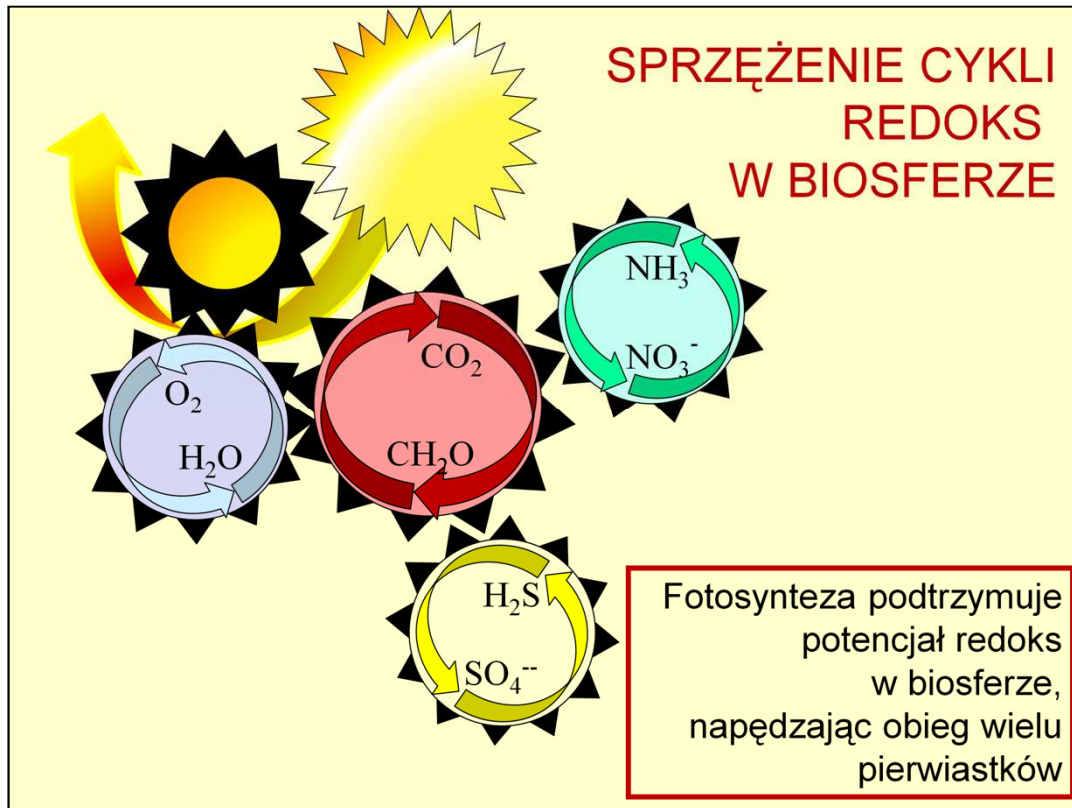
Ten schemat w najbardziej lapidarny sposób ujmuje najważniejszą cechę życia na Ziemi.

Zjawisko życia na Ziemi, widziane jako masowy proces, w skali całej biosfery, polega przede wszystkim na pracy chemicznej, cyklicznej redukcji i utlenianiu związków węgla, do czego niezbędny jest przepływ energii, obecnie pobieranej przez biosferę w ogromnej większości w postaci promieniowania słonecznego (choć to nie jest jedyne możliwe źródło energii). Obecnie jedyny znany proces, w którym utlenione związki węgla ulegają redukcji, to produkcja pierwotna materii organicznej przez autotroficzne organizmy. Ta strona cyklu redoks węgla jest endoergiczna, wymaga zasilania energią zdolną do wykonania pracy. Druga część cyklu, utlenianie, jest procesem spontanicznym, egzoergicznym, przy którym wydziela się ciepło, i może być zrealizowane na różne sposoby. Jednak obecnie, na Ziemi, i tę część cyklu węgla w większości realizują organizmy żywe, chociaż część zredukowanej materii utlenia się bezpośrednio w spalaniu abiotycznym (cywilizacja ludzka ma tu swój udział). W cyklu redoks węgla pula związków utlenionych (dinitlenek węgla i minerały węglanowe), podobnie jak pula związków zredukowanych (biomasa żywych i obumarłych organizmów) mogą zostać zmagazynowane na setki milionów lat (np. osadowe skały węglanowe, złoża tzw. Paliw kopalnych – węgla, ropy, gazu).

Funkcja ekosystemu: cykl redox



Cykl redoks węgla jest funkcją całej biosfery, ale jest też główną funkcją każdego lokalnego ekosystemu (lokalne ekosystemy nigdy nie są całkowicie izolowane, ich cykle węgla nie bilansują się, ale zazębiają się z cyklami innych ekosystemów).



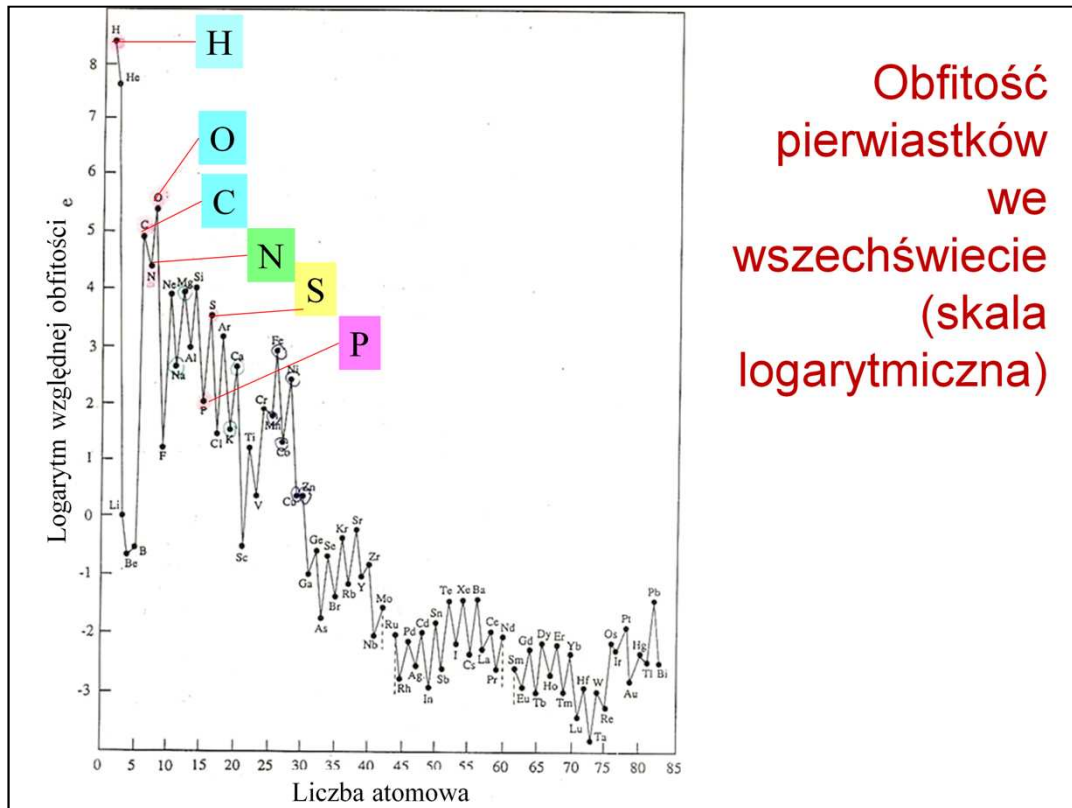
Cykl redoks węgla, napędzany energią słoneczną, jest związany bezpośrednio z cyklem tlenu, ząębą się również – za sprawą interakcji pomiędzy różnymi organizmami na Ziemi – z cyklami redoks azotu i siarki.

SKŁAD CHEMICZNY ORGANIZMÓW

Pierwiastki						Związki chemiczne	Zawartość w organizmach				
							Bakteria	Roślina	grzyb	ryba	świnia
	H	O				Woda	75	94	90	83	57
C	H	O	N		S	Białka	17,5	1,4	3,6	12	20,1
C	H	O				Tłuszcze	2,5	0,4	0,4	3,5	20,2
C	H	O				Węglowodany	1,3	3,0	5,1	0	0
C	H	O	N	P		DNA, RNA, ATP	3,7	1,2	0,9	1,5	2,7

Chociaż dla podtrzymania życia na Ziemi, jako procesu termodynamicznego najważniejszy jest cykl redoks węgla, to organizmy są zbudowane z ogromnej ilości związków chemicznych, złożonych z wielu różnych pierwiastków. W skład żywych organizmów wchodzi zawsze w największej ilości węgiel (zwykle około połowy suchej masy), wodór i tlen. Pierwiastki te wchodzi w skład wszystkich związków organicznych, tylko one składają się na tłuszcze i cukry.

Najcharakterystyczniejszymi składnikami biomasy są jednak białko, kwasy nukleinowe i nośniki energii (ATP), w których cząsteczki wchodzi jeszcze azot, siarka i fosfor.



Na wykresie obfitości pierwiastków we wszechświecie widać, że najważniejsze składniki biomasy (o sumarycznym wzorze CH_2O): wodór, węgiel, azot, tlen to pierwiastki we wszechświecie najpospolitsze (poza nieaktywnym chemicznie helem), a dalsze dwa ważne składniki: siarka i fosfor, też nie należą do najrzadszych.

SKŁAD CHEMICZNY ORGANIZMÓW

H																	He	
Li	Be																Ne	
Na	Mg											B	C	N	O	F	Ne	
K	Ca	Sc											Al	Sr	P	S	Cl	Ar
Rb	Sr	Y	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr	
Ca	Ba	La	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe	
Fr	Ra	Ac	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn	

wszystkie organizmy
 zwierzęta
 tylko niektóre grupy organizmów

W skład wszystkich żywych organizmów wchodzi jeszcze wapń, potas, sód, magnez, mangan, żelazo, miedź, cynk, molibden, chlor, a tylko niektóre grupy organizmów potrzebują jeszcze wanadu, chromu, kobaltu, boru, strontu, selenu i jodu. Występują one w małych ilościach, często jako składniki białek – enzymów (biokatalizatorów). Pierwiastki te są niezbędne do prawidłowego funkcjonowania organizmów i aby życie mogło istnieć muszą być dostępne w środowisku.

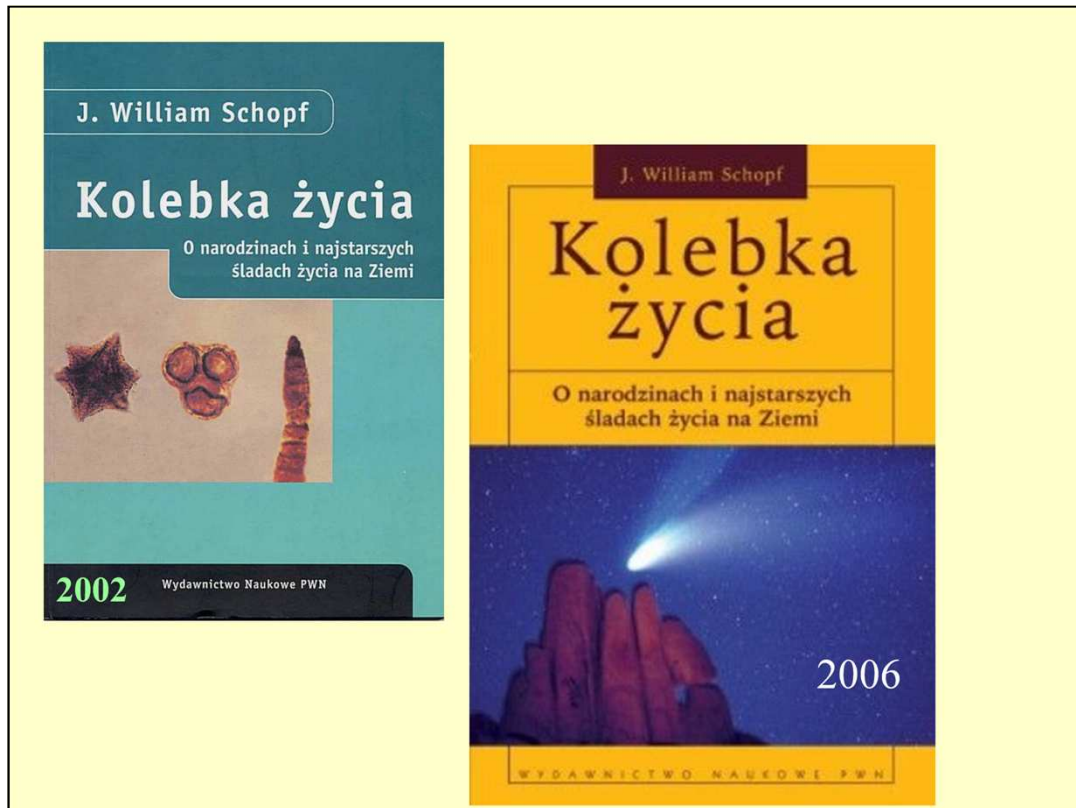
BIOGENEZA

Biogeochemia opisuje i wyjaśnia procesy przemian chemicznych realizowanych obecnie w całej biosferze przez ogół żywych organizmów. Ale jak do tego doszło? Jak zmieniały się procesy biogeochemiczne w historii biosfery? W jaki sposób warunki fizyczne i chemiczne planety mogły przyczynić się do rozwoju życia? Co wiemy o pochodzeniu życia na Ziemi, czyli o biogenezie?



Bardzo dobrą, i popularną w świecie książką jest van Andela „Nowe spojrzenie na stara planetę”, która miała już kilka wydań oryginalnych (aktualizowanych) i dobre wydania polskie, ostatni dodruk z 2013 r. Jest to znakomity wykład wczesnej historii Ziemi i warunków powstania na niej życia.

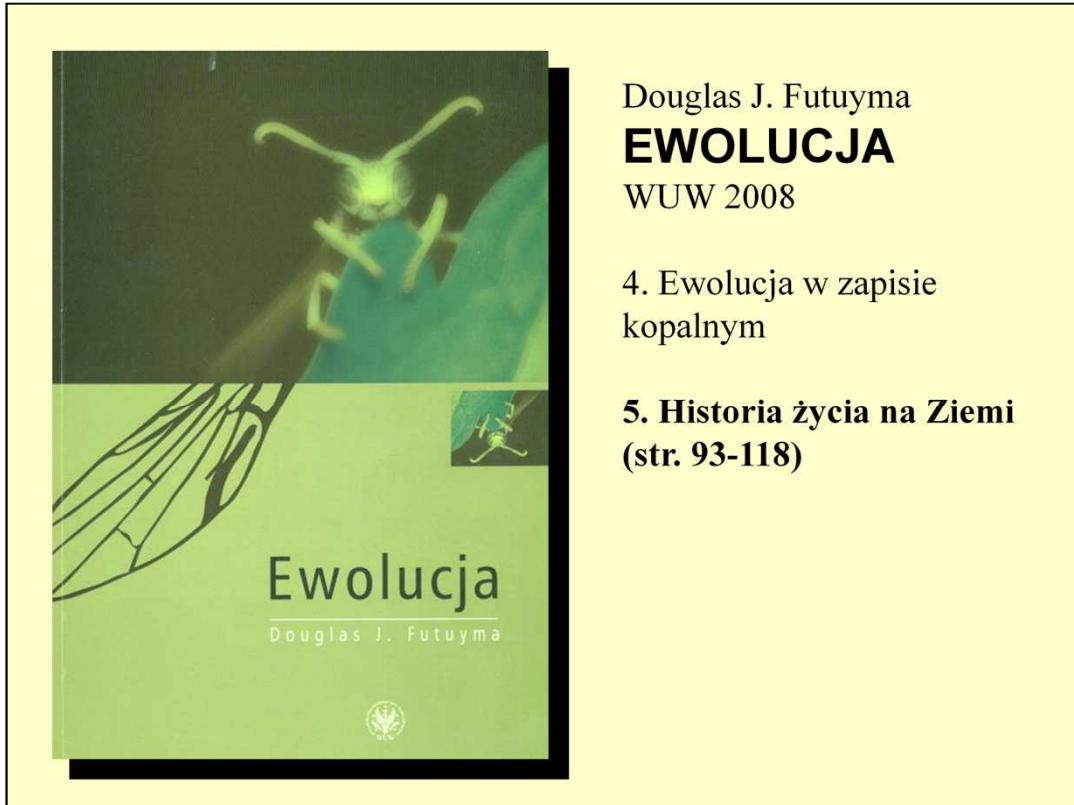
Dość atrakcyjny wykład na temat historii życia na Ziemi zawiera książka Forteya „Życie – nieautoryzowana biografia”, niestety od dość dawna nie wznawiana.



J. William Schopf jest sławnym badaczem, odkrywcą wielu najstarszych śladów życia na Ziemi, niedawno wznowiona jego książka jest więc relacją z pierwszej ręki.



Stałym źródłem uzupełniającej i aktualnej informacji na temat biogenezy są czasopisma popularno-naukowe. W ostatnich latach ukazało się kilka bardzo ciekawych i miarodajnych tekstów na łamach Świata Nauki oraz Wiedzy i Życia.



Wśród tekstów popularnych największą wiarygodność mają jednak teksty podręcznikowe i naukowe artykuły przeglądowe. Bardzo zwięzły opis historii życia na Ziemi zawiera podręcznik teorii ewolucji Futuymy.

January Weiner:

**HIPOTEZY O POWSTANIU I
WCZESNEJ EWOLUCJI ŻYCIA
HISTORIA DOCIEKAŃ (OD DARWINA
DO MILLERA)**

<http://kosmos.icm.edu.pl/>

Artykuł przeglądowy opublikowany w „Kosmosie” w r. 2009 jest najbardziej aktualnym tekstem na ten temat dostępnym w jęz. polskim.

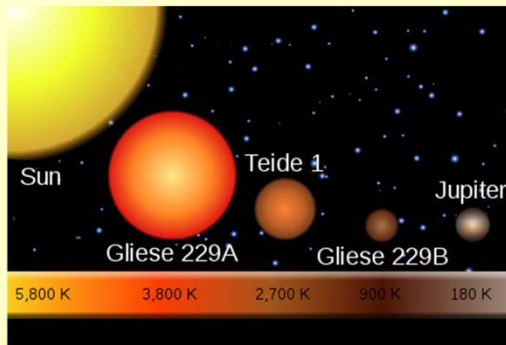
WARUNKI UTRZYMANIA ŻYCIA

GWIAZDA

Odpowiednia klasa spektralna (temp. fotosfery 4000 – 7000 K)

Stabilność w długim okresie (>kilka mld lat)

Odpowiednie natężenie UV



Utrzymanie stabilnej ekosfery
(*stable habitable zone*)
(tylko 5-10% gwiazd w
galaktyce)

Warunki dla utrzymania życia zależą od głównego źródła energii – tym jest lokalna gwiazda. Przez analogię do wymagań życia na Ziemi, gwiazda powinna mieścić się w odpowiedniej klasie spektralnej (maksimum wypromieniowanej energii w zakresie 4000-7000K), powinna emitować promieniowanie o stabilnym natężeniu przez długi czas (>kilka miliardów lat), w tym odpowiednie (nie za duże, nie za małe) natężenie promieniowania UV. Tylko gwiazdy o takich właściwościach mogą w pewnej odległości od centrum utrzymać stabilną ekosferę (obszar nadający się do życia; *stable habitable zone*). Jak się wydaje, warunki takie może spełniać nie więcej niż 5-10% gwiazd w naszej galaktyce.

WARUNKI UTRZYMANIA ŻYCIA

PLANETA

Skalista (nie olbrzym gazowy)

Odpowiednia masa:

- utrzymanie atmosfery
- utrzymanie ciepła, tektonika
- żelazny rdzeń (dynamo, pole magnetyczne)

(0.3 – 10 × masa Ziemi)

Niezbyt ekscentryczna orbita (stabilne warunki) [$<10\%$]

Odpowiednie nachylenie osi (nie za duże, nie za małe)

Odpowiednia szybkość rotacji (wyrównanie temperatur)

Geochemia: C, H, O, N, P, S

Wiadomo, że bardzo wiele gwiazd otaczają układy planetarne. W ostatnich latach w wielkim tempie odkrywano są coraz to nowe planety, a metody ich wykrywania są tak wyrafinowane, że pozwalają nawet wnioskować o panujących tam warunkach, mimo kosmicznych odległości.

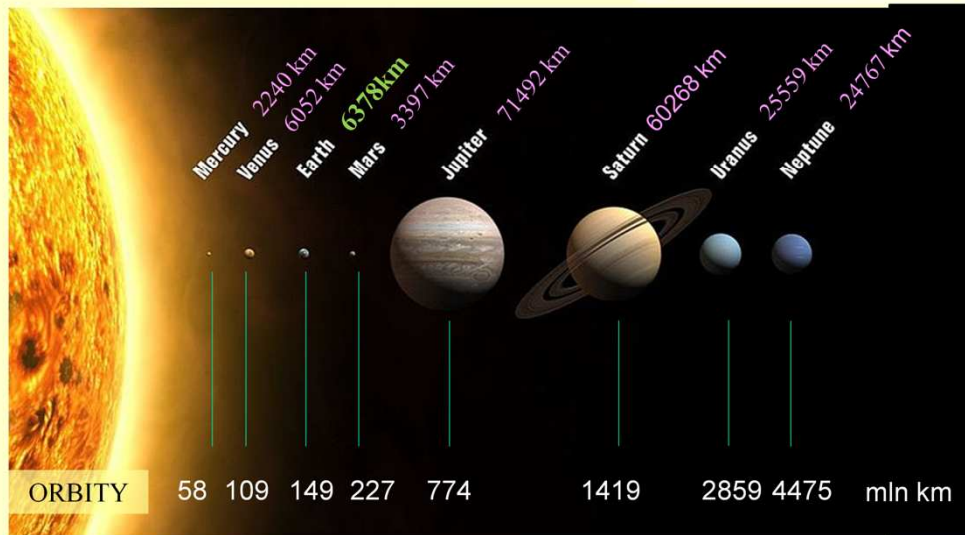
Planeta, na której mogłoby być życie, powinna być globem skalistym (a nie olbrzymem gazowym, jak np. Jowisz), powinna mieć odpowiednią masę, dzięki której mogłaby utrzymać atmosferę, posiadać wewnętrzne źródło ciepła (dzięki czemu funkcjonować by mogły ruchy tektoniczne, umożliwiając obieg geochemiczny); obecność żelaznego rdzenia (jaki ma Ziemia) umożliwiłoby powstanie „dynamy”, generującego pole magnetyczne. Takie warunki mogą spełniać planety o masie 0,3 do 10 x masy Ziemi.

Orbita planety nie powinna być zanadto ekscentryczna (stabilność warunków), nachylenie osi obrotu planety do płaszczyzny jej ekliptyki nie powinno być za duże, zaś tempo rotacji wokół osi wystarczająco szybkie, aby nie powstawały zbyt wielkie kontrasty temperatur sezonowych i dobowych, wreszcie – konieczne są odpowiednie warunki geochemiczne: dostępność pierwiastków takich jak przede wszystkim C, H, O, N, P, S, ...

Obecnie (2017) wiemy już o istnieniu poza Układem Słonecznym około 3,5 tys. egzoplanet. Pośrednie dane na temat warunków tam panujących świadczą, że tylko niewielki ich procent może spełniać warunki potrzebne dla utrzymania życia. Biorąc jednak pod uwagę powszechność występowania układów planetarnych i ogromną liczbę gwiazd w naszej galaktyce, możemy śmiało powiedzieć, że liczba globów, na których może istnieć życie jest ogromna. Ale wiemy też, że mimo rozwoju techniki, nigdy nie będziemy w stanie do nich dotrzeć, aby wykonać bezpośrednia badania i obserwacje.

Planety Układu Słonecznego

Promienie równikowe



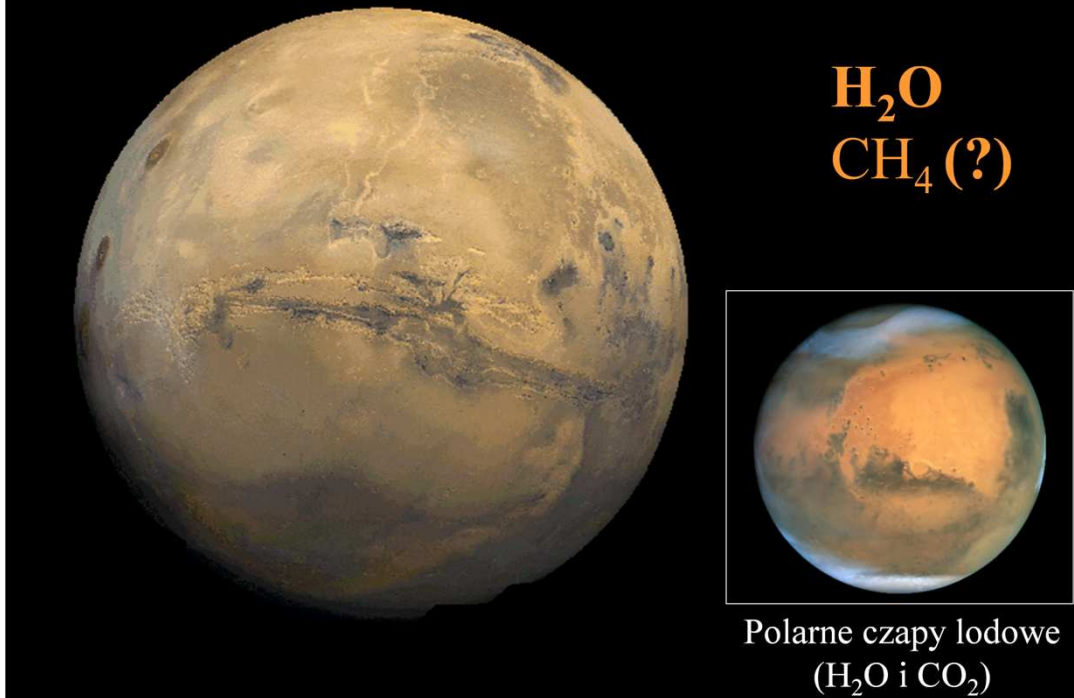
Dokładnie znamy tylko nasz Układ Słoneczny i coraz lepiej poznajemy warunki panujące na planetach. Nigdzie, poza Ziemią, jak dotąd życia, ani jego śladów, nie stwierdzono.

Życie na Ziemi widać z daleka



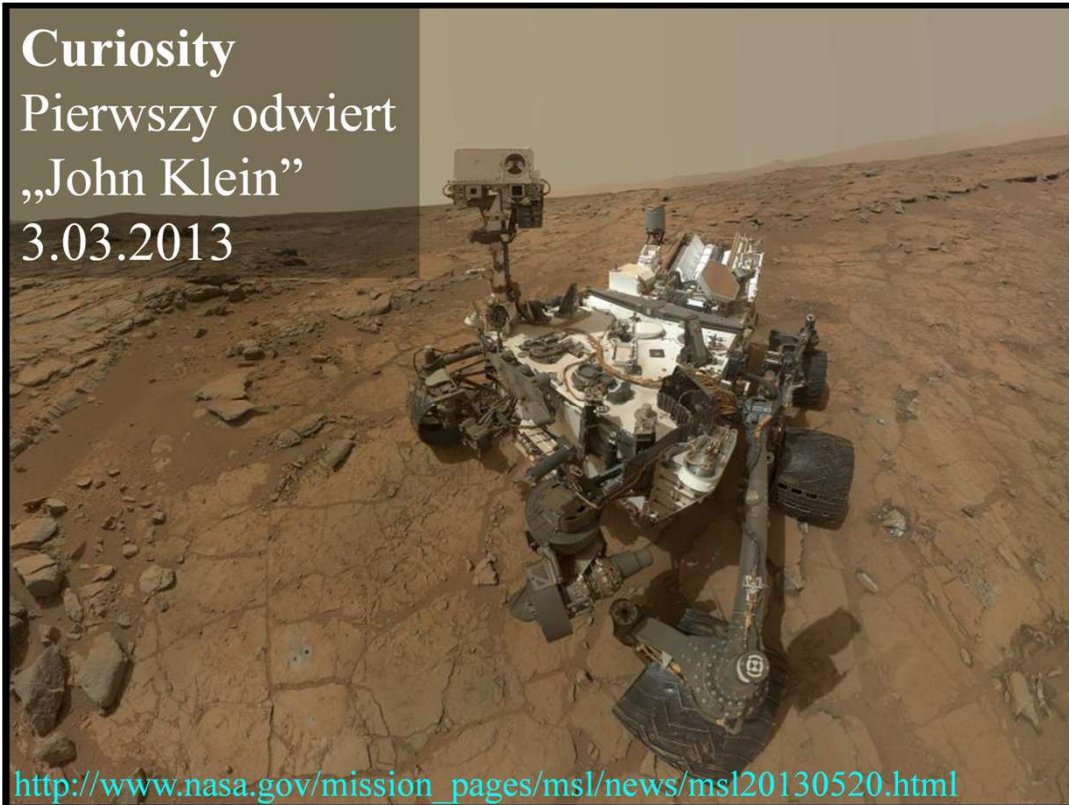
Istnienie życia powoduje skutki w skali planetarnej, wykrywalne z dużej odległości. Obraz Ziemi nawet na panchromatycznej fotografii różni się od wszystkich innych planet – jeszcze wyraźniej to widać na ilościowym porównaniu rozkładu spektrum odbitego promieniowania, dzięki obecności wody, tlenu i metanu w atmosferze, chlorofilu na powierzchni lądów i oceanów.

ŻYCIE NA MARSIE WIDAĆ Z BLISKA ???



Dotychczasowe badania – zdalne i bezpośrednie, realizowane przez lądowniki, świadczą, iż warunki istnienia życia (w przeszłości, a może nawet jeszcze teraz) są na Marsie. Chociaż obecnie na Marsie nie ma ciekłej wody to występuje ona w postaci czap lodowych na biegunach, rzeźba powierzchni Marsa świadczy niewątpliwie o tym, że na Marsie były kiedyś rzeki i zbiorniki wodne, ostatnio odkryto nawet skały osadowe – ze zredukowanymi związkami. W atmosferze znaleziono ślady metanu.

Curiosity
Pierwszy odwiert
„John Klein”
3.03.2013



http://www.nasa.gov/mission_pages/msl/news/msl20130520.html

Jeden z ostatnich łazików marsjańskich, „Curiosity” wielkości małego samochodu, wyposażony jest w urządzenie wiertnicze.

Curiosity
Pierwszy odwiert
„John Klein”
3.03.2013



http://www.nasa.gov/mission_pages/msl/news/msl20130520.html

Tu widać jeden z pierwszych takich odwiertów. Już sam kolor wydobytego materiału świadczy o innych właściwościach chemicznych, niż materiał na powierzchni. Już wstępna analiza przesyłanych danych sugeruje, że w odległej przeszłości w tym miejscu mogły panować warunki sprzyjające życiu. Są odpowiednie składniki mineralne, skała osadowa (zatem był tam zbiornik wodny) o odczynie lekko zasadowym (związki zredukowane), inaczej niż czerwone utlenione minerały na powierzchni – razem tworzą potencjał redoks, który mógłby być wykorzystany przez odpowiednio przystosowane mikroorganizmy.

Curiosity

Pierwszy odwiert

„John Klein”

3.03.2013

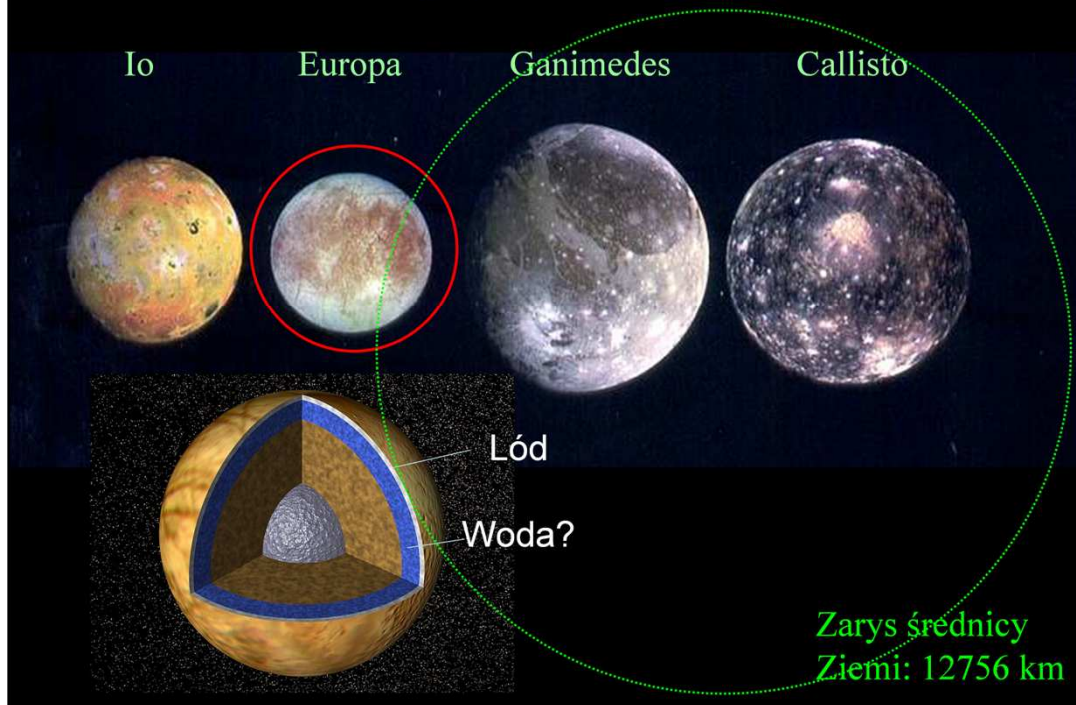
Potencjalne warunki dla istnienia życia:

- odczyn zasadowy
- obecność minerałów zredukowanych
- gradient redoks
- woda

http://www.nasa.gov/mission_pages/msl/news/msl20130520.html

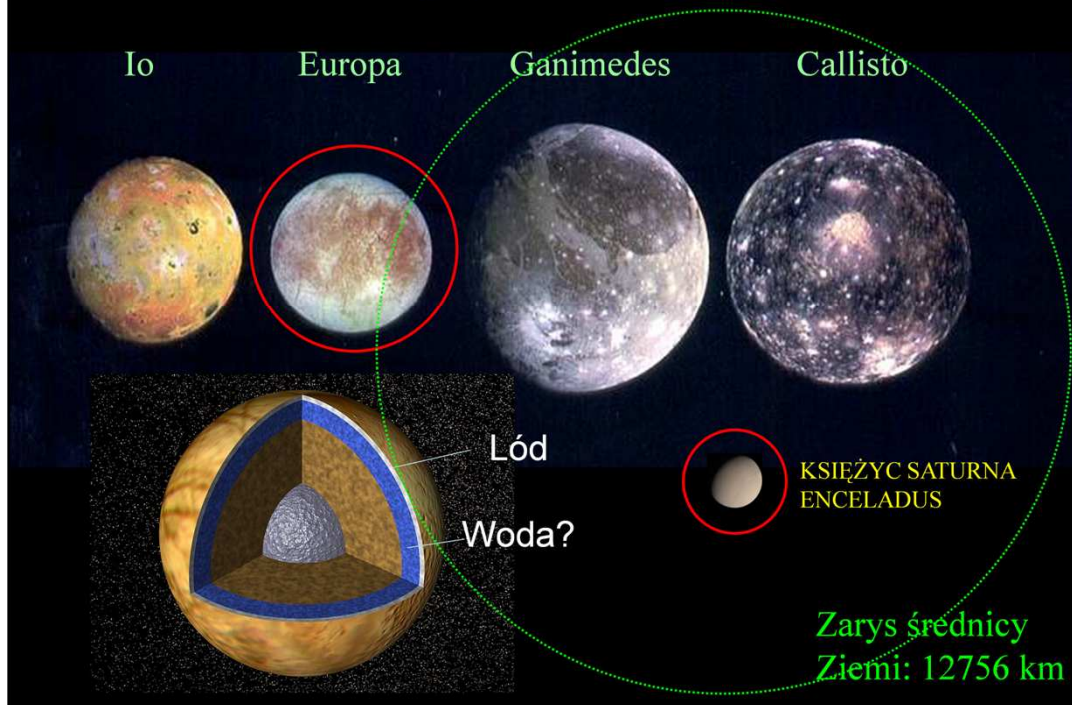
Te obserwacje mówią tylko, że życie na Marsie mogło kiedyś istnieć, ale nie dają żadnego powodu, aby twierdzić, że było tam naprawdę. Badania jednak są o będą kontynuowane i nie wiadomo, co jeszcze przyniosą.

Księżycy Jowisza



Oprócz planet, w naszym układzie słonecznym są też ogromne księżycy wielkich planet – Jowisza i Saturna, które mogą mieć warunki odpowiednie dla istnienia życia. Jednym z takich globów może być księżyc Jowisza - Europa. Jej powierzchnię pokrywa lód pod nim prawdopodobnie jest woda w stanie ciekłym.

Księżycy Jowisza

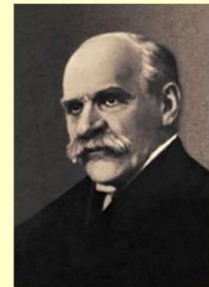


Oprócz planet, w naszym układzie słonecznym są też ogromne księżycy wielkich planet – Jowisza i Saturna, które mogą mieć warunki odpowiednie dla istnienia życia. Jednym z takich globów może być księżyc Jowisza - Europa. Jej powierzchnię pokrywa lód pod nim prawdopodobnie jest woda w stanie ciekłym.



Wiele księżyców krąży również wokół Saturna, co najmniej dwa z nich są interesujące z powodu możliwości istnienia życia: Mały Enceladus i wielki Tytan, oba pokryte są skorupą lodową, pod która być może znajduje się ciekła woda, są też możliwe źródła energii, które mogłyby zasilać procesy chemiczne (biochemiczne?) w głębinach oceanów. Na powierzchni i w gęstej atmosferze Tytana jest znaczna ilość związków organicznych i azot. Właśnie teraz (wiosna 2017) trwa końcowy etap rewelacyjnej misji kosmicznej NASA – sonda Cassini dostarcza ogromnie ciekawych informacji na temat Saturna i jego księżyców, przyszłość pokaże, co wyniknie z analizy ogromnej ilości przesłanych danych.

Aleksander Iwanowicz Oparin (1894-1980)
i Salvadore Dali
(Barcelona, 1973)



J.B.S.Haldane: „zupa pierwotna”

Czy istnieje życie na innych planetach, czy nie, czy mogło się przenosić z jednej planety na inną – nawet gdybyśmy znali odpowiedzi na te pytania, to jeszcze nie wystarczyłoby, aby odpowiedzieć na najważniejsze pytanie: skąd się w ogóle życie wzięło? Wszystko jedno – czy tylko raz w jednym wybranym miejscu we Wszechświecie, czy w każdym z milionów miejsc, gdzie warunki na to pozwalały – jaki jest mechanizm powstawania życia, czyli biogenezy? To pytania zadawało sobie wielu myślicieli i naukowców, ale pierwszym, który posłużył się naukowymi przesłankami i stworzył hipotetyczny scenariusz biogenezy, był Aleksander I. Oparin, uczony rosyjski, któremu przyszło działać w latach 30. XX w, w okresie, kiedy Rosja była Związkiem radzieckim. Odwrotnie niż inni współcześni my badacze (biolodzy, genetycy), którzy byli represjonowani za swoje naukowe poglądy, niezgodne z marksistowską-stalinowską doktryną światopoglądową, Oparin był fetowany jako uczonego, który udowodnił, że Boga nie ma. Całe to tło jest groteskowe (choć kryją się za nim tragiczne losy wielu ludzi), i nie powinno umniejszać zasługi Oparina, którego „teoria”, a właściwie hipoteza biogenezy, miała wielkie znaczenie dla rozwoju biologii. Scenariusz Oparina został podchwycony i spopularyzowany przez brytyjskiego biologa ewolucjonistę, J.B.S. Haldane’a (to on wymyślił chwytliwą nazwę „zupa pierwotna”).

TEORIA OPARINA

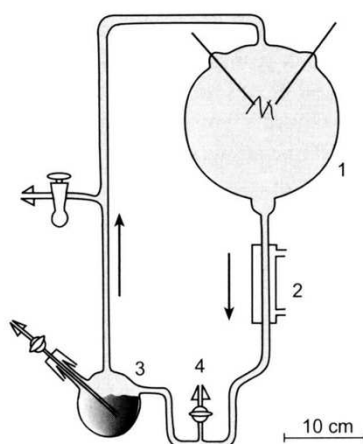
- Związki redukujące w atmo- /hydrosferze (H_2 , CH_4 , NH_3)
- (Potencjał redox)
- Zasilanie energetyczne (wyładowania elektr., UV)
- Synteza związków organicznych
- Polimeryzacja
- Powstawanie struktur komórkowych („koacerwaty”)



J.B.S.Haldane: „zupa pierwotna”

Oparin słusznie założył, że dla syntezy makromolekuł związków organicznych konieczna jest reakcja redukcji, zatem środowisko w którym życie powstało powinno obfitować w takie związki, Oparin zakładał, że w atmosferze i hydrosferze była obfitość amoniaku, metanu, wodoru cząsteczkowego. Zakładał też, że reakcja syntezy zredukowanych związków węgla wymaga nakładu energii, jej źródłem mogły być wyładowania atmosferyczne. Przy wysokim stężeniu substratów i obfitości wolnej energii powinno rosnać stężenie związków organicznych („zupa pierwotna” właśnie), które następnie mogłyby polimeryzować, tworząc makromolekuły organiczne. Oparin eksperymentował również ze związkami koloidalnymi, tworzącymi struktury pęcherzykowate, zdolne do powiększania rozmiarów, dzielenia się, selektywnego wchłaniania równych związków – Oparin dopatrywał się w tym podobieństwa do struktur komórkowych. Pamiętać trzeba, że w czasach Oparina nikomu się jeszcze nie śniło znacznie kwasów nukleinowych, a nawet o strukturze białek, czy submikroskopowej budowie komórki wiedziano bardzo niewiele. Scenariusz Oparina, który brzmiał realistycznie, przyjęto za dobrą monetę w Związku Radzieckim i lewicujących kołach na Zachodzie, ale nie był on zaakceptowany jako powszechnie obowiązująca teoria.

Eksperyment Millera (1953)



Aparat Millera składał się z reaktora (1), w którym prąd o napięciu 60 000 V wytwarzał iskry elektryczne, chłodnicy (2), gdzie gazowe produkty reakcji ulegały skropleniu, i podgrzewanej kolby (3), gdzie wytwarzała się para wodna. Produkty reakcji można było odbierać w punkcie (4). W doświadczeniach 1 i 2 jako substrat (oprócz wody) podawano mieszaninę gazów: H_2 , CH_4 i NH_3 , pod ciśnieniami parcjalnymi 100, 200 i 200 mm Hg, odpowiednio; w doświadczeniu 6 mieszanina składała się z H_2 , CH_4 i N_2 . Wg Millera, 1960.

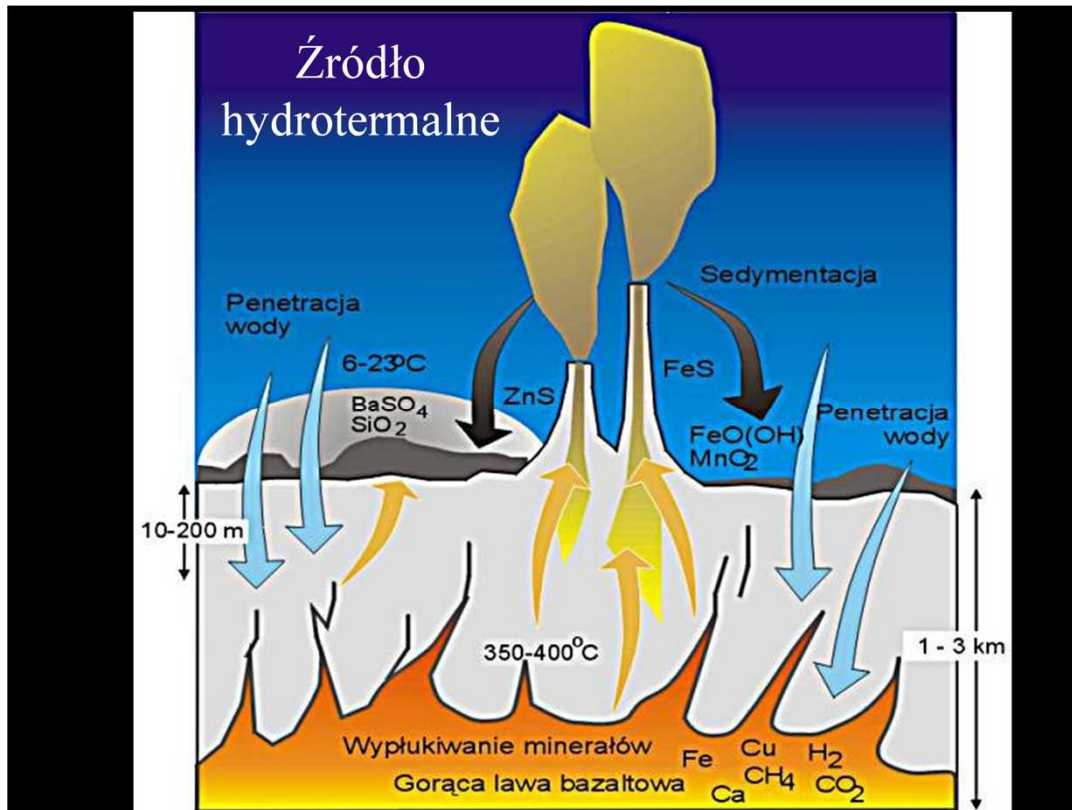
Przełom nastąpił w latach 50., dzięki eksperymentowi Millera. Badacz ten, wówczas doktorant w laboratorium noblisty Ureya, postanowił wykorzystać nowo wprowadzoną metodę analityczną: chromatografię, która pozwalała szybko i wydajnie wykrywać i rozpoznawać liczne związki organiczne, występujące nawet w małych stężeniach, aby sprawdzić hipotezę, o możliwości syntezy związków organicznych z najprostszych nieorganicznych molekuł: H_2 , CH_4 , N_2 , H_2O . Do tego celu posłużył się prostym szklanym aparatem, złożonym z dużej kulistej komory reakcyjnej [1], przez którą przeskakiwały iskry elektryczne oraz rury szklanej, która w dwóch miejscach podłączona była do bani reaktora, tworząc zamknięty układ. Substraty były podgrzewane (aż do odparowania) w jednym miejscu [3], następnie w fazie gazowej trafiały do reaktora [1], gdzie poddane były działaniom wyładowań elektrycznych, a następnie mieszanina była chłodzona [2] i po skropleniu z powrotem trafiała do grzałki [3]. W aparacie był również zawór, umożliwiający pobieranie próbek do analizy [4]. Już w ciągu pierwszych kilku godzin takiego eksperymentu można było gołym okiem zauważyć, że coś ważnego się dzieje – mieszanina zaczynała się pieniać, zabarwiała się na różowawo i brązowo. Pobrane próbki poddano analizie chromatograficznej i wykryto całą gamę związków, dotychczas uznawanych za charakterystyczne wyłącznie dla organizmów, nie występujące nigdzie poza nimi.

TABLE 2
Yields of compounds (moles $\times 10^5$)

	Spark Run 1	Silent discharge Run 3	N ₂ Run Run 6
aminokwasy			
Glycine	63 (2.1)*	80 (0.46)*	14.2 (0.48)*
Alanine	34	9	1.0
Sarcosine	5	86	1.5
β -Alanine	15	4	7.0
α -Aminobutyric acid	5	1	—
N-Methylalanine	1	12.5	—
Aspartic acid	0.4	0.2	0.3
Glutamic acid	0.6	0.5	0.5
Iminodiacetic acid	5.5	0.3	3.9
Imino-acetic-propionic acid	1.5	—	—
Formic acid kwasy tłuszczowe	233	149	135
Acetic acid	15.2	135	41
Propionic acid	12.6	19	22
Glycolic acid	56	28	32
Lactic acid	31	4.3	1.5
α -Hydroxybutyric acid	5	1	—
Succinic acid	3.8	—	2
mocznik	2	—	2
metylomocznik	1.5	—	0.5
Sum of yields of compounds listed	15%	3%	8%

* Percent yield of glycine, based on carbon placed in the apparatus as methane.

Tabela zawiera wyniki jednego z eksperymentów Millera; jak się okazało, w eksperymencie powstały liczne aminokwasy (związki kluczowe dla wytworzenia białek), kwasy tłuszczowe, mocznik.



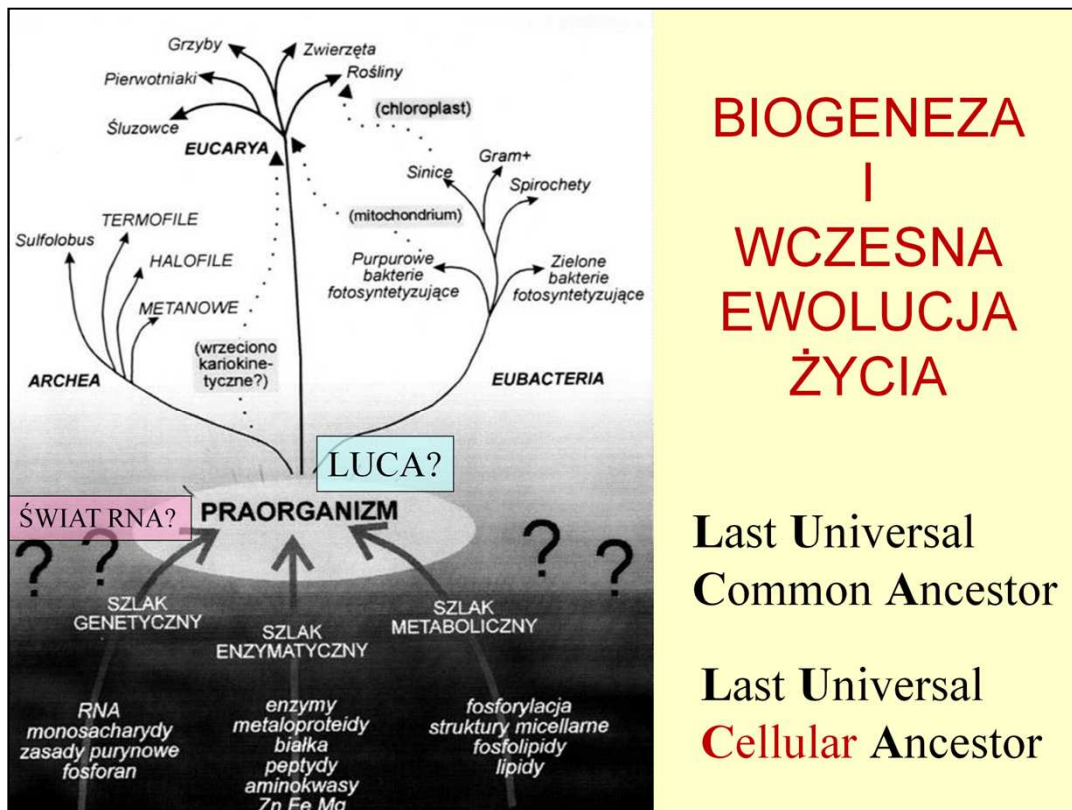
Alternatywna hipotezę dotyczącą warunków wczesnych etapów biogenezy przedstawił niemiecki chemik, Gunther Wächtershäuser. Autor ten zwrócił uwagę na fakt, że silny potencjał redoks i wszystkie potrzebne substraty znajdują się w cieplicach głębinowych – tzw. Źródłach hydrotermalnych. Współcześnie potencjał ten jest wykorzystywany przez organizmy chemoautotroficzne, które dają początek złożonym sieciom troficznym osobliwych ekosystemów. Cztery miliardy lat temu warunki takie mogły występować na znacznych obszarach podmorskich. Wächtershäuser zwrócił również uwagę na możliwą rolę pirytu – minerału, który obficie występuje w źródłach hydrotermalnych, a na powierzchni jego kryształów mogą adsorbować cząsteczki związków organicznych, lokalnie silnie się koncentrując, co ułatwiałyby polimeryzację.

Minerały, na których powierzchni mogłoby dochodzić do adsorpcji, a potem polimeryzacji drobnocząsteczkowych związków organicznych mogły odegrać ważną rolę również w tych warunkach, jakie postulowali zwolennicy hipotez Oparina i Millera.

DWIE GRUPY HIPOTEZ:

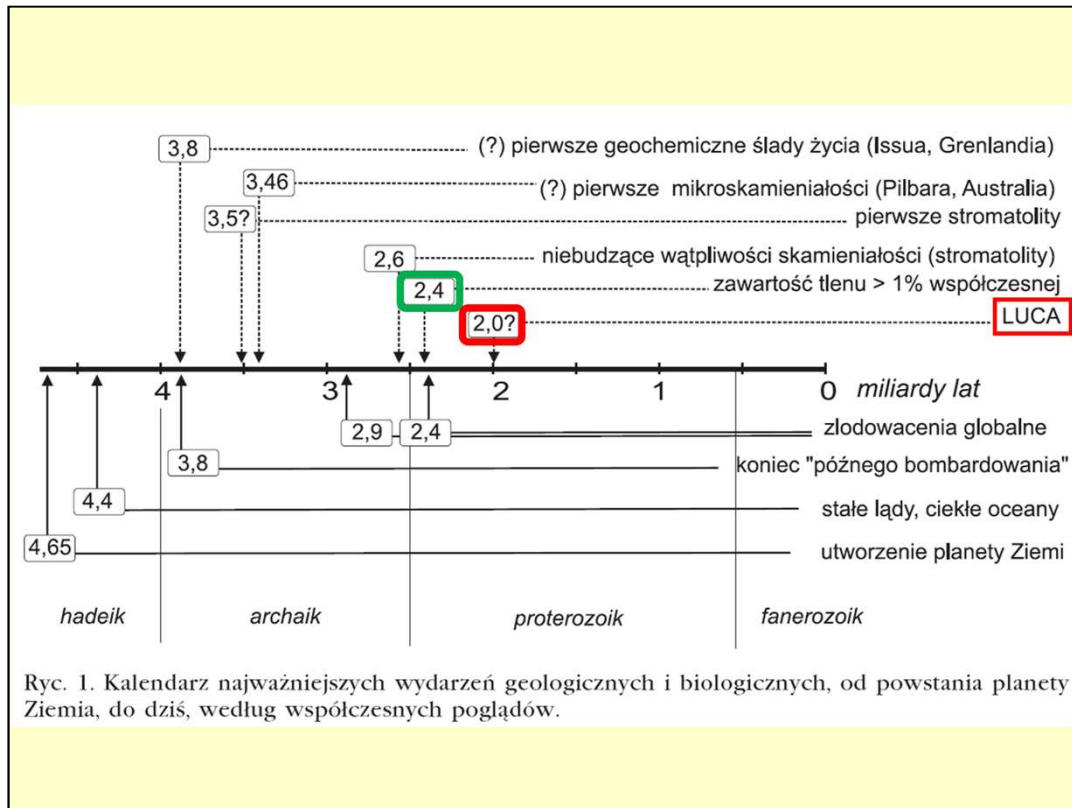
- „**ZIMNA ZUPA**” (Miller i wsp., następcy):
 - ocean + atmosfera; energia słoneczna i/lub elektryczna; najpierw **heterotrofia**
- „**GORĄCA PIZZA**” (Wächtershäuser i wsp.)
 - źródła hydrotermalne; **autotrofia** (chemosynteza) od początku; znaczenie pirytu

Obecnie rozwijane są (z wieloma modyfikacjami) oba możliwe scenariusze, które żartobliwie nazwano „Hipotezą zimnej zupy” (biogeneza w stosunkowo niskiej temperaturze, na powierzchni, z udziałem lotnych związków redukujących – które jeżeli nie powszechnie, jak wyobrażał sobie Oparin, to lokalnie, w szczególnych środowiskach, mogły występować w stężeniu umożliwiającym chemosyntezę, a następnie ulegać koncentracji na minerałach ilastych) oraz „Hipotezą gorącej pizzy” (generowanie związków organicznych w reakcjach redoks gorących źródeł głębinowych, adsorpcja i koncentracja na kryształach pirytu). W pierwszym scenariuszu powstające makromolekuły „konsumowałyby” gotowe, zredukowane substraty – hipotezę tę nazywa się także „heterotroficzną”. Proces opisywany w hipotezie Wächtershäusera polega na generowaniu związków organicznych z utlenionych substratów, co odpowiada autotrofii, stąd inna nazwa tego hipotetycznego scenariusza. Dopiero od tego czasu znajdujemy wyraźne ślady organizmów i możemy szczegółowo rekonstruować funkcjonowanie ówczesnych ekosystemów.



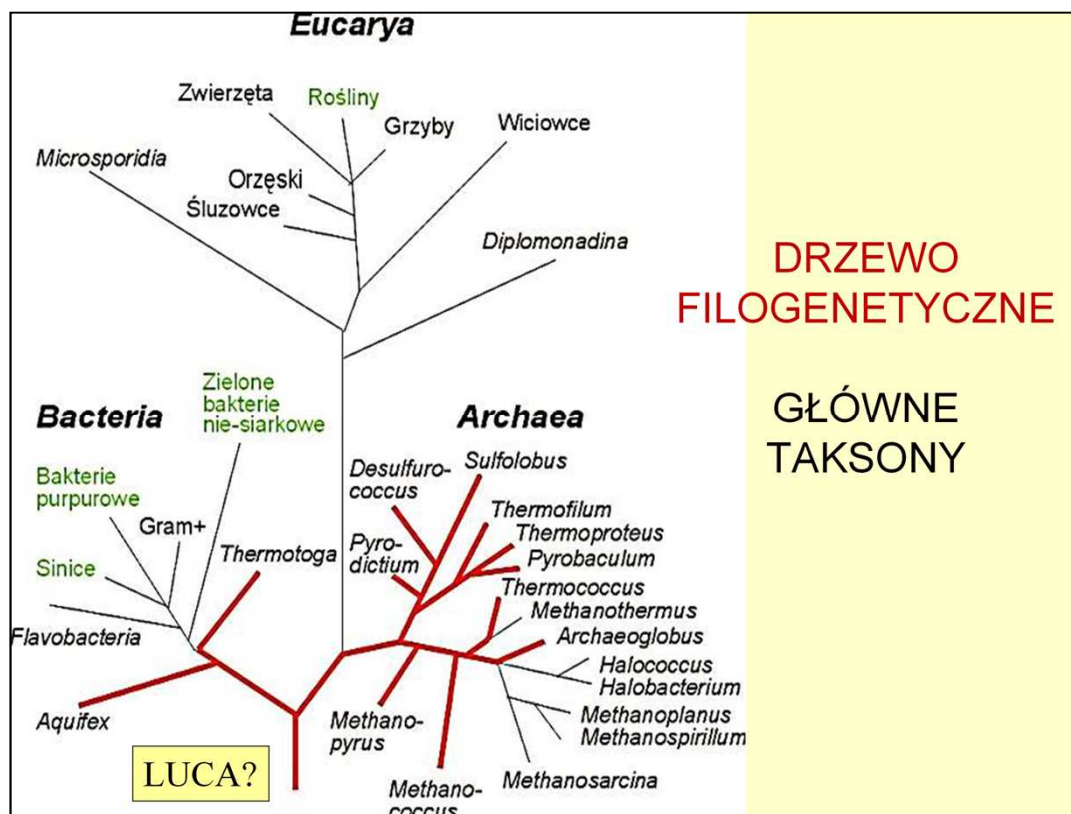
Cały przebieg ewolucji od wczesnej biogenezy makromolekuł zdolnych do metabolizmu i samopowielania (praorganizmów) do współczesnego (tj. od pół miliarda lat) obrazu życia na Ziemi nadal jest przedmiotem spekulacji. Hipotezy zimnej zupy i gorącej pizzy dotyczą najwcześniejszej fazy biogenezy – nie wiadomo, która jest bliższa prawdy, ale obie – przetestowane w eksperymentach laboratoryjnych – utwierdzają nas w przekonaniu, że w odpowiednich warunkach (które mogły występować) mogło dojść do syntezy złożonych cząstek organicznych, podobnych do tych, jakie obecnie budują organizmy (być może nigdy się nie dowiemy, jak ten proces naprawdę przebiegał). Można wyróżnić trzy główne szlaki takich syntez: „szlak enzymatyczny”, prowadzący do syntezy prekursorów białek, w tym biokatalizatorów (enzymów), „szlak metaboliczny”, którego uwieńczeniem byłyby związki lipidowe i fosfolipidowe, których fizykochemiczne właściwości w środowisku wodnym przejawiają się tworzeniem mikroskopijnych struktur błoniastych i pęcherzykowych, prekursorów komórek. Do niedawna najtrudniej było sobie wyobrazić, jak poza organizmami żywymi mogło dojść do syntezy prekursorów kwasów nukleinowych, ponieważ nie tylko w eksperymentach Oparina, ale również w wielu próbach podejmowanych na różne sposoby – takie związki spontanicznie, w warunkach abiotycznych, nie dawały się wyprodukować. Dopiero niedawno takie eksperymenty się udały, dzięki odejściu od stereotypowego sposobu myślenia (skoro nukleotydy składają się z cząstki cukru, jednej z zasad purynowych i reszty fosforanowej, to symulując biogenezę jako substratów trzeba użyć tych właśnie związków). Okazało się, że nukleotydy mogą powstać w warunkach abiotycznych z zupełnie innych substratów. A zatem, możemy sobie wyobrazić, że na wczesnym etapie, w

ówczesnych warunkach, mogło dojść do syntezy wszystkich niezbędnych organicznych makromolekuł. Ale stąd daleka jest droga do zmontowania pierwszego kompletnego mikroorganizmu, posiadającego błonę komórkową, metabolizm i materiał genetyczny sterujący jego samopowieleniem. Na razie, w hipotetycznym scenariuszu biogenezy, w tym miejscu jest biała plama. Łatwiej sobie natomiast wyobrazić sytuację, gdy jest już obfitość molekuł związku, posiadającego zdolność powielania informacji genetycznej – RNA. W odróżnieniu od DNA, który do powielenia się potrzebuje koniecznie białkowych enzymów, a te nie mogą powstać inaczej, niż za sprawą DNA, cząsteczki RNA są zdolne do samodzielnego katalizowania samopowielenia. Stąd obecnie panuje pogląd, że „świat RNA” poprzedzał współczesny świat DNA i RNA, który nadal pełni w organizmach ważną rolę). Nadal nie wiadomo jednak, jak naprawdę ten świat wyglądał, i w jaki sposób doprowadził do powstania pierwszych, kompletnych, podobnych do współczesnych organizmów. Badania molekularno-filogenetyczne współczesnych organizmów upewniają nas o jednym niesłyszanej ważnym fakcie: życie jest monofiletyczne. To znaczy – my wszyscy (my: wszystkie organizmy na Ziemi) pochodzimy od tego samego, wspólnego przodka! Nie wiemy, czy w zamierzchłych czasach nie było różnych form życia, czy nasz jedyny wspólny przodek miał „rodzeństwo”, które wymarło bezpotomnie. Wiadomo tylko, że wszystkie obecnie żyjące organizmy miały wspólnego przodka (co należy rozumieć nie jako jednego osobnika, lecz jako populację organizmów o bardzo podobnym genotypie), nazywanego wdzięcznym imieniem „LUCA”, co tłumaczy się „Last Universal Common Ancestor” (a czasem – dla podkreślenia innej ważnej cechy” – Last Unicellular Common Ancestor). Od niego pochodzą wszystkie trzy główne linie ewolucyjne: Archea, Eubacteria i Eucarya.



Ryc. 1. Kalendarz najważniejszych wydarzeń geologicznych i biologicznych, od powstania planety Ziemia, do dziś, według współczesnych poglądów.

Wiemy mniej więcej, kiedy żył nasz wspólny przodek: około dwa miliardy lat temu. Wnioskujemy o tym na podstawie badań molekularno-genetycznych współczesnych organizmów. Ale był on zwieńczeniem wielu pokoleń organizmów żyjących wcześniej – prawie dwa miliardy lat. LUCA z pewnością nie reprezentuje najwcześniejszych form życia na Ziemi. Już wcześniej istniały maty bakteryjne, po których zostały charakterystyczne skamieniałości, dane paleochemiczne dowodzą zaś, że wcześniej istniały też mikroorganizmy prowadzące tlenorodną fotosyntezę.



Rekonstrukcja drzewa filogenetycznego współczesnych organizmów pozwala zauważyć, że blisko ostatniego wspólnego pnia (LUCA) jest wiele form, zarówno wśród Archeonów jak wśród bakterii, które odznaczają się przystosowaniem do życia w wysokich temperaturach (termofile – niektóre żyją w temperaturach wyższych od 100°C). Być może LUCA też był termofilem. Nie znaczy to jednak wcale – że pierwsze organizmy też były termofilami i że najwcześniejsze etapy biogenezy przebiegały w wysokich temperaturach. Przez blisko 2 miliardy lat wiele mogło się zmienić!

METABOLIZM BIOSFERY

ATRYBUTY ŻYWEGO

- Jedność strukturalna wszystkich organizmów
 - C, H, O, N, S, P
 - białka, tłuszczone, węglowodany
 - budowa komórkowa
 - kod genetyczny
- Zdolność do przetwarzania materii i energii (METABOLIZM)
- Zdolność do replikacji (ROZMNAŻANIE)
- Działanie doboru naturalnego (EWOLUCJA)

Życie trudno zdefiniować. Zazwyczaj zamiast formalnej definicji różnicującej tworzy się definicje iteracyjne, polegające na wymienianiu atrybutów tych obiektów, które uznajemy za żywe. Dobór tych atrybutów jest dość arbitralny i zależy od tego, w jakim kontekście zjawisko życia jest definiowane (jakie obiekty żywe są brane pod uwagę).

Najczęściej wymieniane są następujące atrybuty żywych obiektów: jedność strukturalna (skład pierwiastkowy, związki chemiczne, budowa komórkowa, jednolity kod genetyczny), zdolność do przetwarzania materii i energii (metabolizm), zdolność do replikacji, podleganie działaniu doboru naturalnego. Te dwa ostatnie atrybuty dotyczą zbioru obiektów – nie można ich przypisać pojedynczym organizmom. Życie jest procesem masowym, realizowanym przez wielką liczbę organizmów, pozostających w interakcjach.

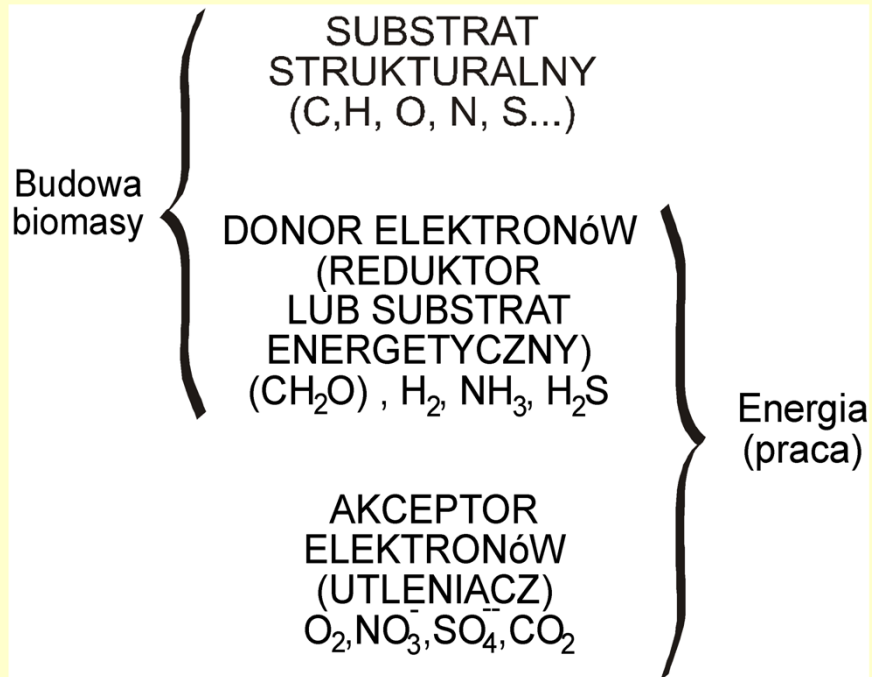
CO TO JEST ŻYCIE?

Życie:

endoenergetyczny proces,
polegający na cyklicznym utlenianiu
i redukowaniu związków węgla,
realizowany przez autokatalitycznie
powielające się i podlegające
doborowi makrocząsteczki
(organizmy).

Z punktu widzenia ekologii, a w szczególności biogeochemii, życie można zdefiniować jako: endoenergetyczny proces, polegający na cyklicznym utlenianiu i redukowaniu związków węgla, realizowany przez autokatalitycznie powielające się i podlegające doborowi makrocząsteczki (organizmy).

SUBSTRATY ŻYCIA

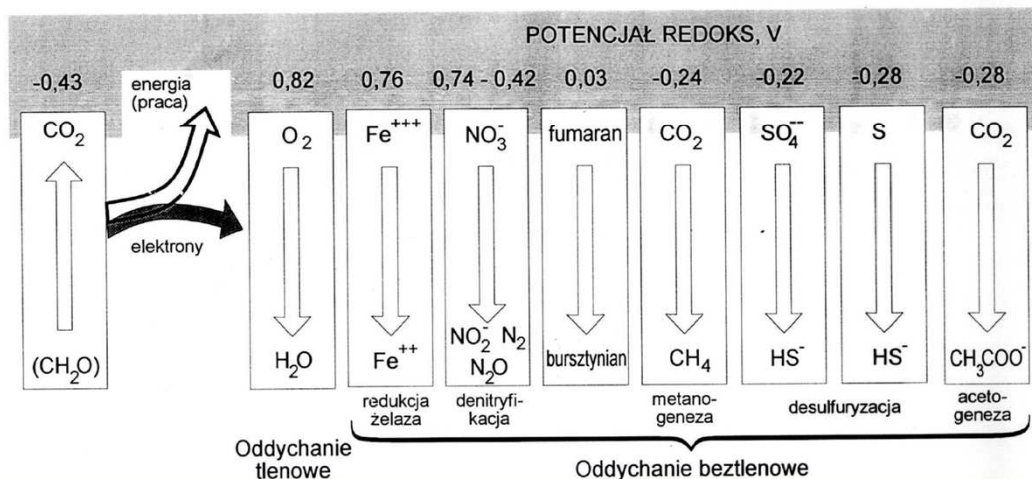


Proces życia realizowany jest w oparciu o odpowiednie substraty: strukturalny, dostarczający składników do budowy ciała, oraz energetyczny, zawierający potencjał redoks, umożliwiający wykonanie pracy: syntezę biomasy, pracę mechaniczną, chemiczną, itp. Substrat energetyczny musi się zatem składać z dwóch elementów: związku mogącego dostarczać elektronów (donor elektronów, reduktor) i drugiego – który może elektrony absorbować (akceptor elektronów, utleniacz).

ODDYCHANIE

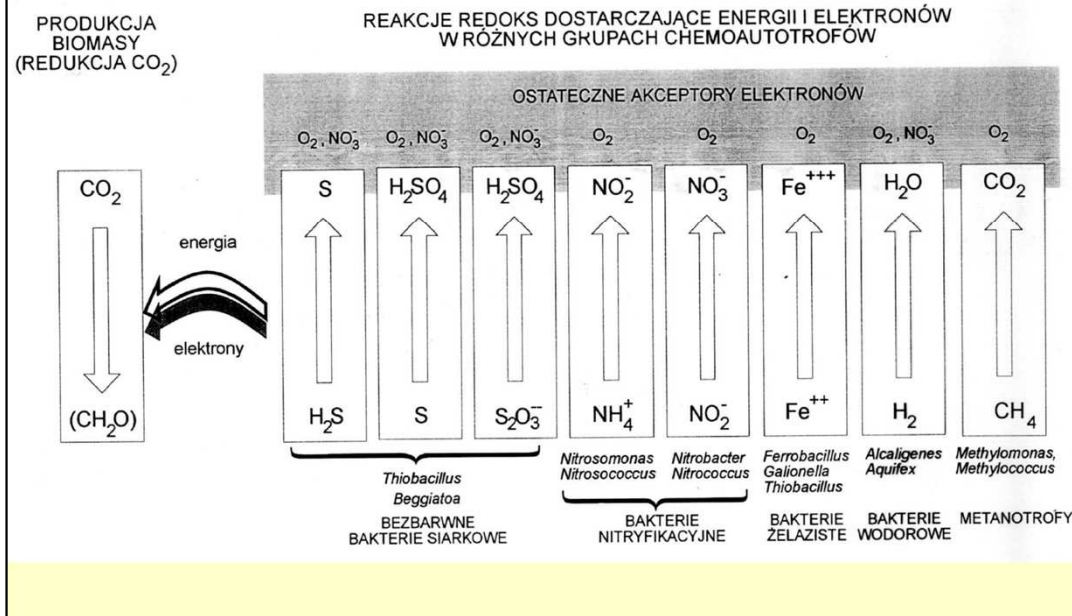
ODDYCHANIE
(UTLENIANIE
ZWIĄZKÓW
WĘGLA)

REAKCJE REDOKS PO STRONIE AKCEPTORA ELEKTRONÓW
W RÓŻNYCH TYPAH ODDYCHANIA

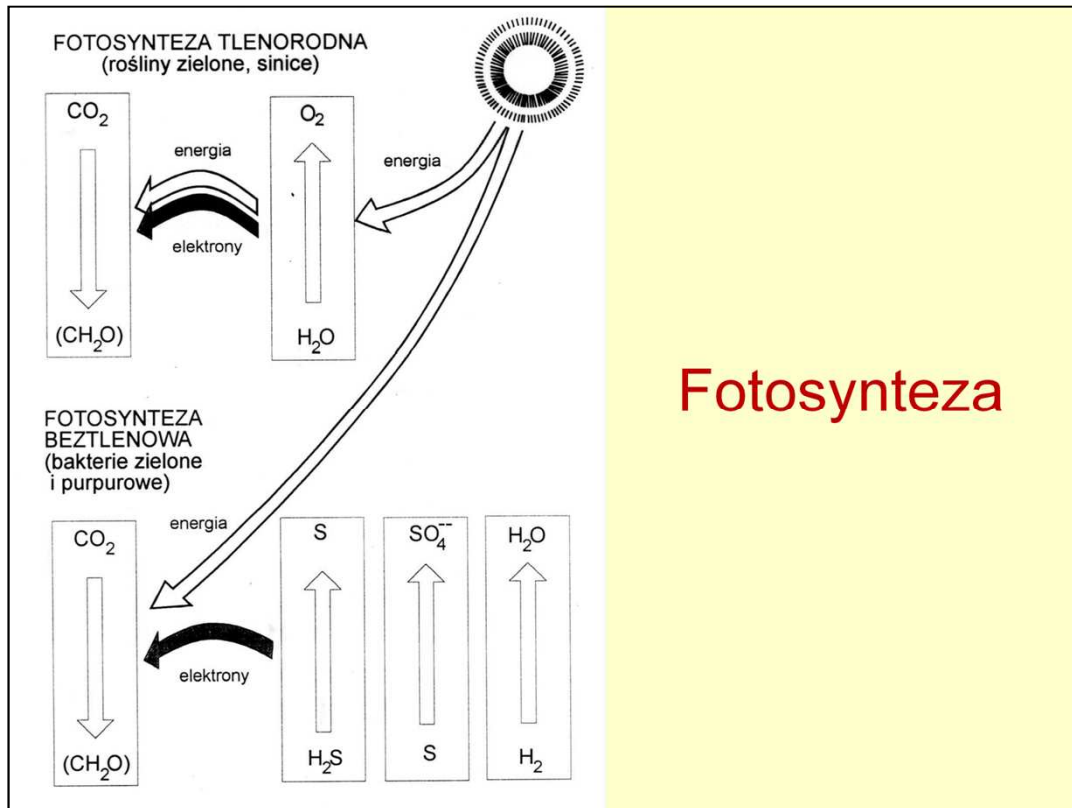


Rozmaitość substratów wykorzystywanych przez organizmy w celu uzyskania energii w procesie oddychania. Najbardziej rozpowszechniona procedurą to oddychanie tlenowe. Mniej energii dostarczają substraty oddychania beztlenowego, ale za to mogą się obejść bez tlenu cząsteczkowego, co w niektórych środowiskach („beztlenowych”) ma zasadnicze znaczenie.

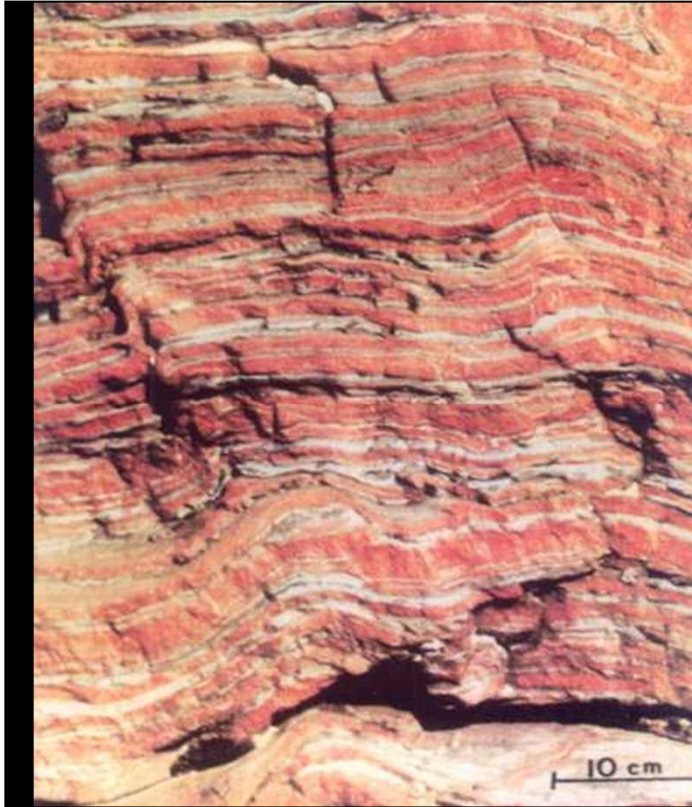
Metabolizm chemoautotrofów



„Napinanie sprężyny”, czyli produkcja zredukowanych związków organicznych do budowy własnego ciała albo jako rezerwy energetycznej, może być też realizowana na wiele sposobów. Wiele mikroorganizmów wykorzystuje do tego energię związków zredukowanych, traktowanych tu jako substrat. Wyspecjalizowane grupy bakterii chemoautotroficznych wykorzystują tu zredukowane związki siarki (siarkowodór lub siarczki, siarka rodzima, tiosiarczany), związki azotu (jon amonowy, jon azotynowy), żelazo dwuwartościowe, wodór czy metan.

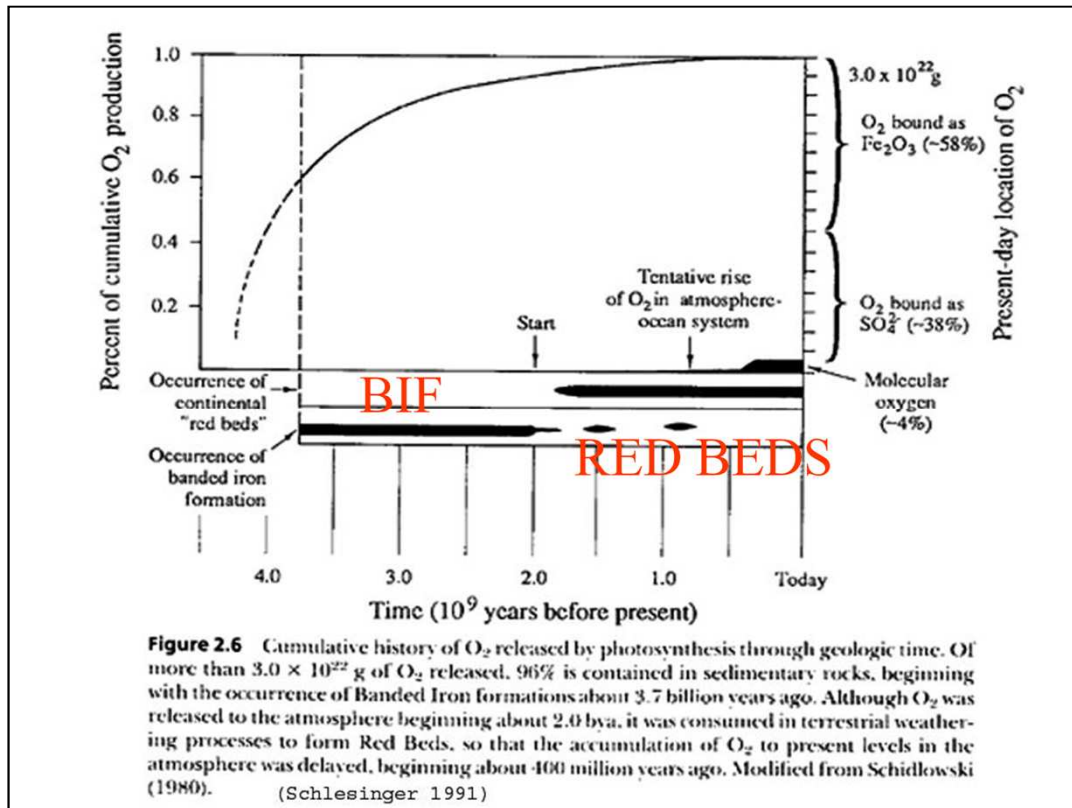


Najbardziej energetycznie wydajnym sposobem redukcji węgla w celu wytworzenia biomasy związków zredukowanych jest fotosynteza, której źródłem energii nie są inne procesy chemiczne, a kwanty promieniowania słonecznego. W fotosyntezie beztlenowej donorami elektronów, potrzebnych do redukcji CO_2 są zredukowane związki siarki lub wodoru, energia zaś pochodzi od Słońca. Taką fotosyntezę prowadzą purpurowe i zielone bakterie siarkowe, oraz bakterie wodorowe. Jednak najskuteczniejsza jest fotosynteza tlenorodna, w której energia promieniowania słonecznego wykorzystywana jest do rozbicia cząsteczki wody, dzięki temu powstaje wolny tlen i donor elektronów – wodór. Przepływ elektronów umożliwia zredukowanie cząsteczki ditlenku węgla do biomasy organicznej, przy czym uwalnia się tlen. Tak działają eukariotyczne rośliny i prokariotyczne sinice.



Banded Iron Formation (BIF)

Najbardziej wydajny proces produkcji biomasy – fotosynteza tlenorodna – została „wynaleziona” przez mikroorganizmy około 2,5 miliarda lat temu. Świadectwem z tych czasów są pokłady żelaza, dość obfite w litosferze, o charakterystycznie prążkowanej strukturze (pasiasta ruda żelaza, *banded iron formation*, albo BIF). Takie uwarstwienie dowodzi, że zawartość tlenu w atmosferze była niestabilna, warunki utleniające i redukujące panowały naprzemiennie, osady zabarwione związkami żelaza odłożone w okresie nadmiaru tlenu w atmosferze miały kolor czerwony, a kiedy tlenu brakowało – kolor szaro-siny (barwy typowe dla utlenionych i zredukowanych związków żelaza, odpowiednio).



Tlen, uwalniający się masowo przy fotosyntezie, pochłaniany był natychmiast przez rozmaite minerały. Kiedy fotosynteza przestawała działać (noc, sezon zimowy), tlen zniknął z atmosfery. Po nasyceniu tych zredukowanych związków na powierzchni litosfery, tlen z fotosyntezy zaczął się gromadzić w atmosferze, gdzie jest nadal obecny w wielkim nadmiarze. Osadzające się później związki żelaza miały już jednolitą, czerwonawą barwę – formacje BIF zastąpiły „red beds” – złoża czerwone. Ta zmiana nastąpiła ok. 2,3 mld lat (Ga) temu. Zaledwie od kilkuset milionów lat ilość tlenu w atmosferze bliska jest dzisiejszemu udziałowi 20,95% objętości. Prawie cały ten tlen jest pochodzenia biologicznego. Według współczesnych oszacowań atmosfera ziemską zawiera $3,78 \times 10^{19}$ moli O_2 . Ilość tlenu związanego w minerałach skorupy kontynentalnej odpowiada około 2,0 do $2,9 \times 10^{21}$ moli tlenu cząsteczkowego, z czego większość związana jest w minerałach żelaza.

