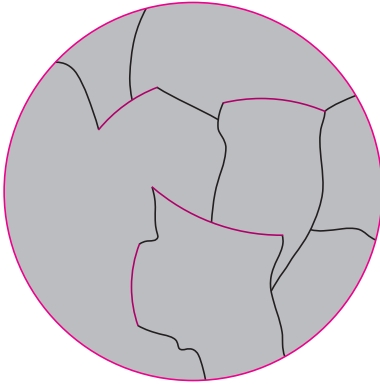




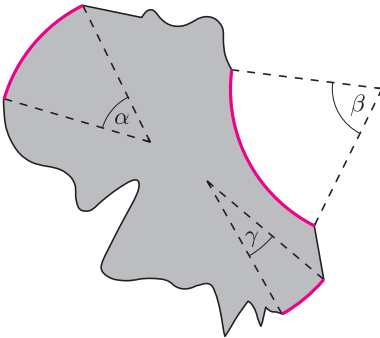
Rozwiązanie zadania M 1000.

Brzeg każdego wyciętego obszaru jest krzywą, której część może mieć kształt łuku okręgu.



Dla każdego obszaru T łączną długość łuku mierzoną w radianach, brana ze znakiem "+", jeśli łuk zwrócony jest wypukłością na zewnątrz T i ze znakiem "-" w przeciwnym przypadku, oznaczmy przez $f(T)$. Na przykład, dla obszaru z rysunku

$$f(T) = \alpha + \gamma - \beta.$$



Zauważmy, że przy podziale kwadratu na obszary możemy założyć, iż każdy łuk zawiera się w brzegu dokładnie dwóch obszarów (w razie potrzeby każdy łuk występujący na brzegu obszaru można podzielić na kilka części). Oczywiście wówczas „wypukłości” każdego łuku się znoszą i

$$\sum_T f(T) = 0,$$

gdzie T są obszarami, na które został pocięty kwadrat.

W przypadku podziału koła kilka obszarów leży na brzegu okręgu. Łuki tego okręgu „wchodzą” w skład $\sum_T f(T)$ tylko ze znakiem "+", a zatem

$$\sum_T f(T) = 2\pi;$$

tym razem T są obszarami, na które zostało pocięte koło.

Nie jest więc możliwe, aby koło i kwadrat składały się z tych samych obszarów.

Paleofosfatometria

Tytułowy termin prawdopodobnie się nie przyjmie, ale kryjące się za nim badania wyjaśniły, przynajmniej w pewnej części, jedną z głównych zagadek paleontologii: dlaczego bardzo długo trzeba było czekać na wytworzenie zbliżonego do współczesnego stężenia tlenu cząsteczkowego O_2 w atmosferze [1].

Jak wiadomo, obecność tego niezbędnego do oddychania gazu zawdzięczamy nieustannej pracy roślin (w tym glonów) i bakterii. Jak dawno pojawiły się cyjanobakterie, pierwsze organizmy produkujące tlen w procesie fotosyntezy, nie zostało jeszcze ostatecznie rozstrzygnięte, ale nastąpiło to nie później niż 2,75 miliardów lat temu, czyli w górnym archaiku. Natomiast istotny wzrost stężenia tlenu w atmosferze nastąpił dopiero 2 miliardy lat później. Uważa się tak, ponieważ dopiero w paleozoiku, czyli 600 milionów lat temu, pojawiły się na Ziemi pierwsze zwierzęta wielokomórkowe. Wcześniej nie było ich, bo widocznie nie miałyby czym oddychać.

O niskim stężeniu tlenu świadczy też m.in. stwierdzenie występowania siarkowodoru w głębokim oceanie w poprzedzającym paleozoik górnym proterozoiku. Gdyby stężenie tlenu w górnych warstwach oceanu (a więc i w atmosferze) było duże, to koncentracja tlenu w dolnych warstwach byłaby wystarczająca do utlenienia siarkowodoru.

Jeszcze wcześniej, ponad 1,8 miliarda lat temu, w oceanach musiały być rozpuszczone węgliki, siarczki i fosforki żelaza oraz tlenek żelazawy, gdyż występowanie warstw wzbogaconych w te związki odkrywa się w skałach osadowych z tego okresu. Świadczy to o nieobecności tlenu cząsteczkowego w głębokim oceanie. W przeciwnym przypadku żelazo uległoby III stopniu utlenienia, a związki żelaza wytrącałyby się zbyt szybko (przy panującym wówczas stopniu zasadowości, ustalonym na podstawie tworzenia się wapieni).

Podsumowując tę sytuację, można stwierdzić, że przez 2 miliardy lat fotosyntetyzujące organizmy nie były w stanie wzbogacić w cząsteczkowy tlen ziemskiej biosfery. W zasadzie istnieją tylko dwa rozwiązania. Albo za mało tlenu było produkowane, albo za dużo wiązane w osadach oceanicznych. Początkowo myślano tylko o drugiej z podanych możliwości. Jednak w 1984 roku Holland zwrócił uwagę na to, że produkcja tlenu może być limitowana przez niedobór pierwiastków koniecznych do funkcjonowania fotosyntetyzujących organizmów. Niedostatek ten ograniczałby namnażanie komórek, a więc i globalną efektywność procesu fotosyntezy.

Idea ta znalazła właśnie ilościowe potwierdzenie. Autorzy pracy [3], analizując zawartość żelaza i fosforu w warstwach osadowych z okresu od 3,2 do 1,9 miliarda lat temu (czyli z archaiku i dolnego proterozoiku), stwierdzili, że we wczesnym oceanie adsorpcja fosforu przez wytrącający się tlenek żelaza była istotnym czynnikiem zmniejszającym koncentrację jonów ortofosfatowych PO_4^{3-} . Stężenie tej postaci fosforu było na poziomie 10–25% obecnej jego wartości, powodując zmniejszenie tempa fotosyntezy o 75–90%.

Niedobór fosforu skończył się jednak w górnym proterozoiku (począwszy od 1,8 miliarda lat temu). Niedostatek fotosyntezy mógłby być wtedy tłumaczony niedoborem innych niż fosfor niezbędnych do życia pierwiastków. Podejrzenia padają np. na azot lub śladowe metale, nie wyłączając żelaza [4].

Jedno jest pewne – problemy z nawożeniem są tak stare jak życie na Ziemi.

Piotr ZALEWSKI

[1] John M. Hayes, *A lowdown on oxygen*, *Nature* **417** (2002) 127.

[2] H.D. Holland, *The Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans*, Princeton Univ. Press, 1984.

[3] Chrystian J. Bjerrum, Donald E. Canfield, *Ocean productivity before about 1.9 Gyr ago limited by phosphorus adsorption onto iron oxides*, *Nature* **417** (2002) 159.

[4] A.D. Anbar, A.H. Knoll, *Trace metal limitation of primary production 1.85-1.25 Ga.*, American Geophysical Union Fall Meeting, 1999, www.agu.org/meetings/fm99top.html.