

DIACHRONICZNE WYMIERANIE NA GRANICY KREDA – TRZECIORZĘD: SCENARIUSZ

UKD 56.017.4:551.763/.781:551.21(540)

Są trzy podstawowe mechanizmy, które mogły mieć wpływ na ogólny bilans cieplny, a tym samym na temperaturę na Ziemi, w późnej kredzie.

Pierwszym oczywistym czynnikiem jest ilość światła słonecznego dochodzącego na Ziemię. Może się ona zmieniać wraz ze zmianą emisji energii słonecznej. Nie

mamy jednak dowodów na to, że emisja światła ze Słońca 65 milionów lat temu różniła się znacznie w porównaniu np. z wczesną kredą. Drugi czynnik to większy dopływ ciepła z wnętrza Ziemi spowodowany radioaktywną produkcją ciepła. I znowu nie ma dowodów na to, że ten poziom był zasadniczo różny w późnej kredzie w porównaniu z np. wczesną kredą. Trzeci czynnik to podwyższony poziom CO_2 w atmosferze (efekt cieplarniany).

Dysponujemy jednym reperem określającym późno-

* Oster Voldgade 10, DK – 1350.

kredowe temperatury w skali ogólnej. Tymi danymi są wartości paleotemperatur z Zachodniej Grenlandii dla paleoszerokości 62°N w kampanie i mastrychie. Wartości te przedstawione przez B. Buchardta i S. Weinerja (8) są oparte na pomiarach wykonanych na wyjątkowo dobrze zachowanych aragonitowych skorupach amonitów i innych głowonogów (5–7). B. Buchardt i S. Weiner (8) otrzymali wartości ^{18}O odpowiadające paleotemperaturom około 20–22°C w kampanie i 16–20°C w mastrychie. Zgadza się to z danymi pochodzącymi z analizy kopalnych zespółów roślinnych (20–22). Znane z bardziej południowych szerokości geograficznych zespoły faunistyczne wskazują również na wyższe temperatury (39). Fakty te dowodzą, że późnokredowe temperatury były, ogólnie mówiąc, stosunkowo wysokie (2, 3, 9).

Dopóki nie ma dowodów na to, że dwa pierwsze czynniki były odpowiedzialne za globalne podwyższenie temperatury na Ziemi w późnej kredzie, pozostaje tylko trzecia możliwość — podwyższenie zawartości CO_2 w atmosferze.

Na granicy kreda — trzeciorzęd, w prawie wszystkich znanych morskich odsłonięciach, jest obserwowana warstwa (często nazywana boundary clay — il graniczny lub boundary marl — margiel graniczny), która charakteryzuje się niską lub bardzo niską zawartością węglanów (40). Ten brak węglanów w krytycznym interwale powoduje niemożność opracowania dokładnej biostratygrafii na podstawie skamieniałości węglanowych.

Jest to bardzo wyraźne w Stevns Klint, gdzie sedymentacja w czasie tworzenia się Fish Clay zaowocowała niewęglanowym osadem bogatym w glony *Botryococcus* i dinocysty. T. Worsley (40) sugerował, że zubożona w węglany warstwa graniczna marglu na granicy kreda — trzeciorzęd tworzyła się w trakcie podniesienia CCD. Zgodnie z tą hipotezą graniczne ily mogłyby być uważane za rezydualną pozostałość powstałą w wyniku rozpuszczenia uprzednio złożonych osadów węglanowych.

H.J. Hansen i in. (12) wykazali, że dominujące w Fish Clay w Stevns Klint dinocysty nie występują w ogóle w podścielającej je kredzie pizającej. H.J. Hansen i in. (11) stwierdzili również diachronizm między bardziej głębokowodnymi osadami Nye Kliv w północnej Jutlandii a bardziej płytkowodnym profilem z Stevns Klint. Wykazali oni, że tworzenie się węglanów (głównie elementy szkieletowe planktonu) trwało dłużej w bardziej głębokomorskim środowisku niż w płytszym. Ten diachronizm podważa proponowany przez T. Worsleya typ rozpuszczania, związany z podniesieniem CCD. Po pierwsze — rezydium powinno zawierać dominujące dinocysty takie same jak w kredzie pizającej. Po drugie — jeśli gwałtowne podniesienie CCD miało istotnie miejsce, to powinno ono prowadzić do równoczesnego zapoczątkowania rozpuszczania. Jeśli było ono wolniejsze, to powinno prowadzić do dłuższego trwania rozpuszczania w środowisku bardziej głębokowodnym niż w płytkowodnym. Jedyna sytuacja, która jest teoretycznie niemożliwa, to ta właśnie obserwowana, gdy węglany trwały dłużej w bardziej głębokomorskich warunkach. Obserwowane diachroniczne wymieranie planktonicznych organizmów o szkieletach węglanowych w dwóch duńskich stanowiskach podważa również sugestię, że impakt meteorytu (1) był czynnikiem odpowiedzialnym za masowe wymieranie węglanowego planktonu.

Obserwowana diachroniczność wymierania wapiennego planktonu mogłaby być wyjaśniona przez odwrócenie CDD, tj. rozpuszczanie, które szło od góry a nie od dołu. Logika tego rozumowania jest prosta: ponieważ

usunięcie węglanu pochodzącego z planktonicznych organizmów było bardziej kompletne w płytkowodnym (z cienką planktoniczną kolumną) niż w głębokowodnym (gdzie kolumna planktoniczna jest znacznie grubsza) profilu, to tylko rozpuszczanie od góry a nie od dołu może wyjaśnić taką sytuację.

Taki efekt w kolumnie planktonu mogła spowodować, zdaniem D. McLeana (26), kwaśna woda morska powstała w wyniku bardzo wysokiej koncentracji CO_2 w atmosferze.

Z modelu wykonanego przez prof. Dyrssena z jego zespołem (Chalmers University of Technology, Göteborg) (inf. ustna) wynika, że najwyższa warstwa w oceanie stanie się kwaśna wtedy, gdy koncentracja CO_2 w temperaturze 20°C przekracza 5,500 g/t.

Współczesne obliczenia (5, 17) sugerują, że podwojenie obecnego poziomu CO_2 (który wynosi ok. 340 g/t) mogłoby doprowadzić do ogólnego podniesienia temperatury o ok. 1,5°C. Ten wzrost temperatury zaznaczyłby się głównie w obszarach polarnych. Niewiele wiadomo natomiast o skutkach, gdy ten współczynnik wzrostu koncentracji wynosiłby 10–15. Współczesna wiedza na ten temat jest jeszcze niewystarczająco dokładna, aby pozwoliła na precyzyjne prognozowanie efektu. Niepewność dotyczy tej części widma kiedy stopień absorpcji odchyła się tylko w niewielkim stopniu od zera. Obecnie, gdy prowadzone są obliczenia na przewidzenie efektu jaki może wywołać podwojenie ilości CO_2 w atmosferze, taka niedokładność ma podrzędne znaczenie. Gdy jednak błąd rzędu 0,5% zostanie zwielokrotniony przez współczynnik 15, wtedy będzie to miało znaczenie istotne.

Dopóki nie ma lepszych danych, na podstawie których można by przeprowadzić te rozważania, zakłada się, że efekt, jaki wywoła wzrost koncentracji CO_2 w atmosferze, może oddać funkcja logarytmiczna wzrostu temperatury. Tak więc każdorazowe podwojenie koncentracji CO_2 w atmosferze powoduje ogólny wzrost temperatury o 1,5°C. To mogłoby prowadzić do globalnego wzrostu temperatury o 6–6,5°C przy sugerowanej koncentracji CO_2 na poziomie 5500 g/t. Ponieważ taki wzrost temperatury bardziej dotknąłby obszary polarne niż tropikalne, stwierdzona 16–20°C paleotemperatura morza na 62°N wydaje się być mało prawdopodobna.

Jedną z konsekwencji przyjęcia tego modelu jest to, że kiedy poziom CO_2 w atmosferze jest wysoki, to nawet większe dodatkowe ilości CO_2 , np. o 500 g/t nie spowodują takiego wzrostu temperatury, który prowadziłby do efektu cieplarnianego.

Naturalną konsekwencją bardzo wysokiej koncentracji CO_2 w atmosferze (powodującej wymieranie lub okresowe zanikanie wapiennego planktonu) jest dalszy wzrost koncentracji CO_2 .

Otwornice i kokkolity są organizmami efektywnie usuwającymi CO_2 z górnych warstw wody morskiej (pompa Righleya). Można oczekiwać dalszego wzrostu ilości CO_2 w atmosferze jako bezpośredniego skutku zanikania biologicznego systemu buforowego CaCO_3 , który w górnych warstwach wody morskiej mógłby spowodować dalszy wzrost ilości jonów HCO_3^- . Ten ostatni jest jedynym jonem węgla w wodzie o pH niższym od 7,0 (4).

Początkowo wymieranie otwornic i innych organizmów planktonicznych prowadziło do wzrostu ilości pożywienia. Ten pokarm był wykorzystywany przez glony *Botryococcus*, które mogą przetrwać w wodach kwaśnych o pH 4,5 (38). Ponieważ wapienny plankton może być tylko raz uśmiercony, wystąpi tylko jeden rozkwit *Bo-*

tryococcus, który zostanie przerwany, gdy dodatkowy pokarm wyczerpie się.

Poszukiwania tego nagłego, krótkotrwałego rozkwitu *Botryococcus* wykazało, że jest on obecny nie tylko w różnych duńskich stanowiskach z pograniczem kredy i trzeciorzędu, ale został również stwierdzony w Caravaca (Hiszpania), gdzie w 0,5 mm czerwonej, warstwie bogatej w sanidyn występuje niezwykle liczny glon *Prasinophyte* (11). Jak już wspomniano wyżej, główna część czarnych łupków Fish Clay w Stevns Klint jest zbudowana z *Botryococcus*.

W rezultacie globalnej regresji, jaka miała miejsce na krótko przed końcem kredy, wielkie obszary wcześniej płytkowodnych węglanów zostały odsłonięte. Wysoka koncentracja CO₂ w atmosferze spowodowała, że woda deszczowa wzbogacona w rozpuszczony CO₂ spadała na Ziemię jako kwaśny deszcz, powodując rozpuszczanie odsłoniętych węglanów, co prowadziło do wzrostu ilości Ca⁺⁺ w morzach. (W środowisku lądowym wysoka koncentracja CO₂ prowadzi do dekalcyfikacji gleby w obszarach o częstych opadach — 34).

W najwyższych partiach oceanu została ustalona zależność od temperatury równowaga między CO₂ a HCO₃⁻. Jeśli, jednakże, następowała krótkotrwała zmiana temperatury w górnych warstwach wody oceanicznej, mogło to prowadzić do wytrącania kalcytu w wodzie morskiej. Jest to ten przypadek, który możemy obserwować w *Cerithium* Limestone, który leży bezpośrednio na Fish Clay w Danii.

Cerithium Limestone jest wykształcony w bardziej płytkomorskiej części Stevns Klint jako osad zakończony twardym dnem, podczas gdy ten sam osad powstały w głębszej części nie ma twardego dna. W Nye Kliv i Kjølbygaard w północnej Jutlandii ekwiwalent *Cerithium* Limestone ma miąższość 2,5 m i został scharakteryzowany przez H. Ódum (30) jako „martwa warstwa”. Charakterystyczny dla tego osadu jest niemal zupełny brak skamieniałości. Tylko w dolnej części tej warstwy znaleziono szczątki delikatnego liliowca *Bourgetecrinus*. Blisko z nim spokrewnione współczesne liliowce żyją w głębokich i ubogich w pokarm wodach. W wodach tych jest niemal zupełny brak organizmów odżywiających się zarówno materiałem zawieszonym jak i żywiących się osadem. Wskazuje to na bardzo niską pierwotną produkcję w wyżej leżących masach wodnych. Martwa warstwa — 2,5 m miąższości — w północnej Jutlandii reprezentuje zanik życia biologicznego w oceanie.

W miejscach, gdzie nie nastąpiła diageniza, *Cerithium* Limestone jest osadem bardzo drobnoziarnistym, o luźnym ułożeniu ziarn i bardzo słabo scementowanym. Przeważają ziarna o wielkości 1–5 µm i są one zazwyczaj euhedralne skaleoedryczne (ryc. 1).

Stosując aktywację neutronową porównano zawartość pierwiastków śladowych z kredy piszącej i martwej warstwy z tego samego odsłonięcia (Karlsruhe). Wyniki przedstawiono na tabeli. Pokazują one, że martwa warstwa jest wyjątkowo „czysta” i prawie pozbawiona pierwiastków śladowych. Analiza rentgenostrukturalna

wykonana dla kredy piszącej i martwej warstwy wykazała, że wartości zmierzone w martwej warstwie były wyższe od wartości uzyskanych dla kredy piszącej. Nie stwierdzono śladów podstawienia magnezu w martwej warstwie.

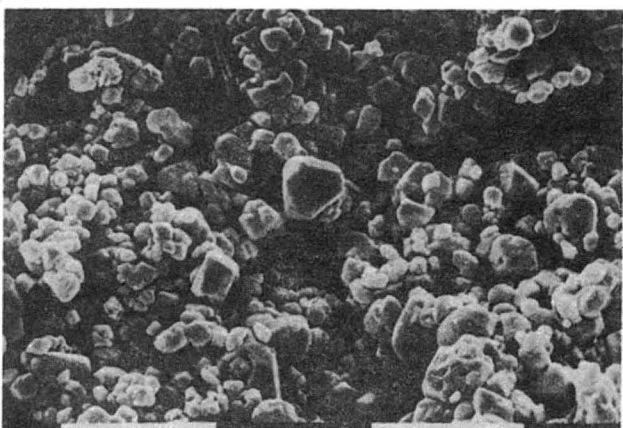
Analiza trwałych izotopów węgla i tlenu z węglanów nie wykazała większych różnic w wartościach otrzymanych dla kredy piszącej i martwej warstwy. W próbce kredy piszącej pobranej 20 cm poniżej Fish Clay w Karlsruhe stwierdzono δ¹³C (PDB) wartości +2,11 i δ¹⁸O (PDB) wartości -2,02, a z próbki pobranej 80 cm powyżej Fish Clay te wartości wynoszą dla δ¹³C (PDB) +2,07, a dla δ¹⁸O (PDB) 1,95.

Gdyby to zjawisko miało zasięg ogólny należałoby oczekiwać, że uda się znaleźć nie zdiagenezowane lub tylko lekko zdiagenezowane lateralne odpowiedniki *Cerithium* Limestone w świecie. Badania osadów z odsłonięć Caravaca i Zumaya (Hiszpania) nie dały spodziewanych rezultatów. To samo dotyczy badanych profili z Austrii. Jednakże w Sopolana (Hiszpania) stwierdzono kilkucentymetrowej miąższości białą warstewkę leżącą na ile granicznym. Chociaż ta warstewka jest umiarkowanie zdiagenezowana, to jednak zaobserwowano równoziaństwo podobną do tej z duńskiego *Cerithium* Limestone.

W Polsce Środkowej w odsłonięciu Nasilów taki sam materiał znaleziono jako wypełnienia alweoli redeponowanych belemnitów.

Kreda pisząca leżąca bezpośrednio na ile granicznym w Mangyszlaku, ZSRR (28), ma strukturę bardzo przypominającą strukturę martwej warstwy z Danii.

W czasie konferencji Snowbird II w Utah A.R. Hildebrand przedstawił warstwę wapienia bez skamieniałości z Brazos River sugerując, że może być ona pochodzenia chemicznego (w T. Hansen i in. (18) wspomniana jako unit G).



Ryc. 1. Kjølby Gaard, północna Jutlandia, 62 cm powyżej granicy kreda—trzeciorzęd — euhedralne skaleoedryczne ziarna kalcytu z „martwej warstwy”; skala — 10 µm

Fig. 1. Detail of the “dead layer” with scalenohedral calcite crystallites. Locality Kjølby Gaard, northern Jylland, level 62 cm above K/T boundary; each scalebar — 10 µm

WYNIKI AKTYWACJI NEUTRONOWEJ PRÓBEK Z KAMIENIOŁOMU KARLSRUP

	Ir	Na	Sc	Cr	Fe	Co	Zn	As	Se	Br	Rb	Sr	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Ta	Au	Hg	Th
KA + 40 cm*	—	134	0,44	2,4	441	1,0	14,3	242	52	0,82	0,8	762	12	55	12,8	4,3	3,12	4,8	0,8	189	143	409	66	55	5,6	1,72	0,7	184
KA + 14 cm	—	160	1,04	2,9	616	0,8	17,0	611	90	3,70	1,2	743	29	61	10,5	5,6	4,46	5,6	1,0	253	178	724	96	65	10,9	0,51	0,7	242
KA – 20 cm**	0,2	206	1,60	3,2	561	1,3	27,2	433	121	0,20	1,5	999	69	100	24,0	7,3	5,88	6,9	1,2	294	220	894	127	84	17,8	0,28	1,2	262
	ppb								ppb													ppb						

* Próbkę KA ze znakiem + pobrano 14 cm i 40 cm powyżej granicy kreda/trzeciorzęd. Wszystkie wartości wyrażone są w ppm — jeśli nie oznaczono inaczej.

** Próbkę KA ze znakiem — pobrano 20 cm poniżej granicy kreda/trzeciorzęd.

Rezultatem tych obserwacji jest sugestia, że precypitacja węglanów w wodzie morskiej jest możliwa i ma ogólny zasięg.

Mechanizm powodujący precypitację węglanów z wody morskiej musi być widziany w połączeniu z okresowym dopływem węgla pierwiastkowego pochodzenia wulkanicznego do późnokredowego morza (17). Okresowy dopływ węgla do atmosfery powoduje krótkoterminowe zmiany temperatury na powierzchni oceanu światowego, co z kolei wymusza zmiany w równowadze między gazowym CO_2 a jonem HCO_3^- i powoduje wytrącanie CaCO_3 w kwaśnej warstwie powierzchniowej. Okresowy dopływ węgla pierwiastkowego do zbiornika spowodował „prądkowanie” dolnodąńskiej kredy piszącej z Karlsruhu, określanej przez P. Gravesena (10) jako „Karlsruhe silre-kalk”.

Ostatnim etapem było pogrubienie kwaśnej warstwy, które w połączeniu ze światową regresją prowadziło do rozpuszczania już osadzonej kredy. To oczywiście miało miejsce w najpłytszych miejscach takich jak Stevns Klint czy Nasilów w Polsce (16).

Wyjaśnia to jedną z klasycznych duńskich zagadek geologicznych, dlaczego górne powierzchnie mastrychskich bioherm kredowych są ścięte. Z tym ścięciem nie wiąże się obecność otoczków czy innych znaków, które mogłyby wskazywać na mechaniczną erozję. Ścięcie, które niezależnie od morfologii tnie jak brzytwa, jest spowodowane rozpuszczaniem w wyniku „dotknięcia” przez kwaśną wodę płytkiego dna morskiego.

Na to, że morze w Stevns Klint na granicy kreda — trzeciorzęd było płytkie, wskazuje getyt wypełniający prasynofyty (11). Wg D. Porrengi (32) współcześnie getyt w delcie Nigru tworzy się na głębokości 0–10 m w temperaturze powyżej 25° . W Nasilowie, gdzie głębokość była prawdopodobnie nieco mniejsza niż w Stevns Klint, najwyższa część mastrychskiej kredy i martwa warstwa zostały niemal kompletnie usunięte za wyjątkiem materiału znajdującego się jako wypełnienia skorup mięczaków (16).

SCENARIUSZ I DYSKUSJA

Jak wykazano wyżej, hipoteza T. Worsleya na tworzenie się ładu granicznego pozostaje w niezgodzie z obserwacjami prezentowanymi wcześniej przez H.J. Hansena i in. (12). Jednakże odwrotna sytuacja, gdy wysoka zawartość CO_2 w atmosferze powoduje zakwaszenie wody morskiej w jej górnych warstwach, mogłaby wyjaśnić obserwowaną diachroniczność wymierania wapiennego planktonu (26).

Scenariusz byłby jednak niekompletny, gdyby przedstawiał wyłącznie sposób wymierania morskich organizmów, a nie brał pod uwagę zdarzeń zachodzących przed i po utworzeniu się warstewki ładu granicznego. Analiza morskiego zapisu zdarzeń mających miejsce tuż przed powstaniem Fish Clay w morzu duńskim pozwala zauważyć wyraźną nieregularność w sedymentacji.

W Stevns Klint początek tworzenia się szarej kredy wyznacza zmianę reżimu sedymentacyjnego. Szara kreda zawdzięcza swój kolor zwiększonemu dopływowi węgla pierwiastkowego, który był dostarczany do zbiornika okresowo (13). To, w połączeniu z bardzo lekką wartością izotopową węgla, wskazuje na jego pochodzenie wulkaniczne. Obliczenia tempa akumulacji wskazują, że ten zwiększony dopływ węgla rozpoczął się 350 000 lat przed powstaniem Fish Clay w Stevns Klint. Okres ten jest dłuższy niż szacowany przez H.J. Hansena i in. (13).

Zbliżony jest on do tego, jaki uzyskano w Zumaya, gdzie zanotowano dwa maksima w wartościach trwałych izotopów (27). Szacując w Zumaya tempo akumulacji jako 12 cm/1000 lat, początek erupcji wulkanicznych może być datowany na około 380 000 lat przed granicą kreda — trzeciorzęd. Pozostaje to w zadziwiającej zgodzie z 350 000 lat szacowanymi dla Stevns Klint. Wynika z tego, że izotopowo lekki węgiel pierwiastkowy z profilu w Stevns Klint ma swój odpowiednik w węglanach w Zumaya.

Pierwiastkowy węgiel i inne produkty erupcji najprawdopodobniej pochodzą z wybuchów wulkanicznych związanych z plamami gorącymi na Dekanie. Wybuchy te dostarczyły trujących elementów podobnych do tych, jakie stwierdzono na Hawajach (31, 41) i Reunion (37). Kurz z powietrza gromadził się na liściach, które były źródłem pokarmu roślinożernych dinozaurów. Wśród różnych składników tego kurzu były Se, Hg, As oraz Cd (szczególnie tutaj ważny), silnie wzbogacone przy tego rodzaju wulkanizmie.

Czas życia dinozaurów nie jest znany, lecz 20–30 lat nie wydaje się być okresem zbyt długim, jeśli się weźmie pod uwagę duży rozmiar ciała większych dinozaurów roślinożernych. Czterotonowy słon afrykański w ogrodzie zoologicznym w Kopenhadze zjada 200–400 kg roślin dziennie. To może posłużyć jako skala konsumpcji dla tej samej wielkości lub większych dinozaurów roślinożernych. Cd jest pierwiastkiem zastępującym Zn w hormonach przysadki (hypotalamuse). Prowadzi to do dezorganizacji organizmu. Rezultatem tego mogło być obniżenie płodności. Potwierdzeniem tej hipotezy są znaleziska w południowej Francji niewyklutych jaj dinozaurów z okresu ich wymierania. Ostatnie jaja są w zasadzie ciemne z powodu zabarwienia przez siarczek srebra, który mógł powstać przez wytworzenie się H_2S w zepsutych jajach leżących pod stertą kompostu użytym przez dinozaury do trzymania jaj w temperaturze wylęgania — około 30°C .

Wcześniejsze wymieranie dinozaurów w porównaniu z wymieraniem morskich organizmów stwierdzono w południowej Francji, gdzie ostatnie jaja dinozaurów znaleziono w magnetozone 30N. To wskazuje na to, że ostatnie dinozaury w tym rejonie wyginęły 200 000–400 000 lat przed granicą kreda — trzeciorzęd (15). We Francji jaja są zachowane w osadzie zawierającym 20–40% CaCO_3 . Wyklucza to rozpuszczanie jako przyczynę zanikania jaj.

W Kanadzie znaleziono ostatniego dinozaura w warstwie leżącej 4,5 m poniżej granicy kreda — trzeciorzęd co szacuje się na 135 000–157 000 lat przed końcem kredy (23, 24). W południowych Chinach ostatnie jaja dinozaurów stwierdzono w osadach Basenu Nanxiong w odwróconej magnetozone, interpretowanej jako 29R. W Polsce ostatnie wystąpienia zębów morskich jaszczurek (mosasaurów) kredowych stwierdzono na granicy kreda — trzeciorzęd (16, 33).

Tak więc wymieranie morskich i lądowych gadów jest również diachroniczne. Lądowe gady wymierają w różnym czasie w różnych miejscach na Ziemi.

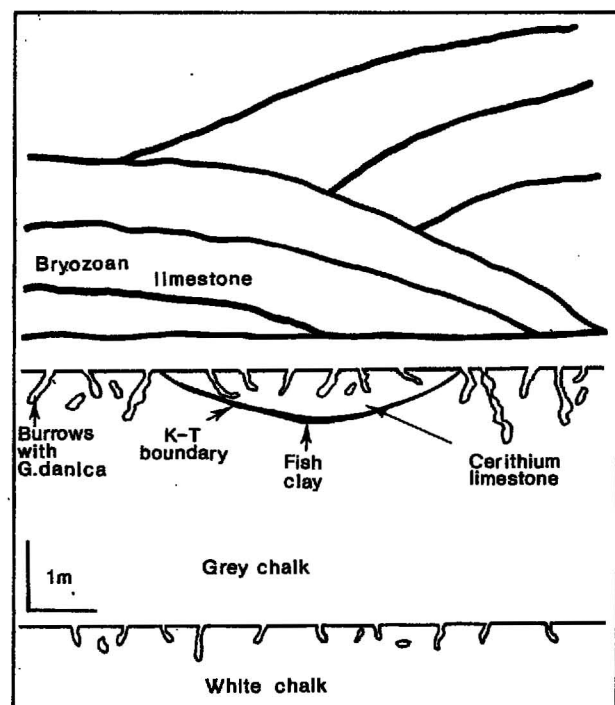
Dostarczany okresowo węgiel pierwiastkowy, który spowodował szare zabarwienie kredy, ma inny skład izotopowy niż węgiel z Fish Clay. Sugeruje się, że pierwiastkowy węgiel powstawał w wyniku redukcji CO w czasie erupcji wulkanicznych (13). Taki sam mechanizm na powstawanie węgla pierwiastkowego przedstawił niezależnie A. Rice (35), powołując się na Nellisa i in. (29). Wykazał on, że szok może rozłożyć CO na grafit i CO_2 .

O rozkładzie CO w temperaturze 400–600°C w obecności różnych katalizatorów wspomina Kirk-Othmer (19).

Z produkcją węgla pierwiastkowego w czasie wybuchów wulkanów wiązało się znaczne uwalnianie CO₂. Ta produkcja stopniowo powiększała się w czasie tworzenia się szarej kredy. Szacując tempo akumulacji w Stevns Klint na 1 cm/1000 lat można wyliczyć, że węgiel pierwiastkowy zaczyna zawierać iryd 40 000 lat przed powstaniem Fish Clay (36). Rezultatem tego jest szczyt irydowy w dolnej części Fish Clay. Jest on związany z obecnością chromu (14). Przypuszcza się, że chrom mógł pochodzić z chromitu, którego izolowane ziarna znaleziono w Fish Clay i na granicy kreda – trzeciorzęd w Nowej Zelandii. Skład chromitu sugeruje jego ultramaficzne pochodzenie.

Gdy ciśnienie CO₂ przekracza 5500 g/t, powierzchniowa warstwa wody w oceanie staje się kwaśna; rozpuszcza i zabija plankton wapienny. Powstały pokarm jest zużyty przez glon *Botryococcus*, który później opuszcza ubogie w pokarm, kwaśne przypowierzchniowe warstwy wód oceanicznych. Wymierają również wszystkie morskie organizmy, które w swoim rozwoju mają etap larwy epiplanktonicznej. Zanik planktonu prowadzi do wymierania form bentonicznych.

Morskie gatunki żyjące w symbiozie z glonami również ucierniały ze względu na zmniejszoną ilość światła oraz zakwaszenie wody morskiej na mniejszych głębokościach.



Ryc. 2. Przekrój przez Stevns Klint. Zaczątkowy hardground między białą kredą piszącą i szarą kredą piszącą wskazuje początek osadzania się węgla pierwiastkowego, zabarwiającego kredę nad nim leżącą na kolor szary. Drugi horyzont z norami zaznacza poziom, gdzie dno morskie zostało „dotknięte” przez kwaśną wodę morską rozpuszczającą *Cerithium* Limestone, jak również górną powierzchnię szarej kredy mszywiolowych bioherm

Fig. 2. The Stevns Klint section. The lowermost incipient hardground between the white chalk and the grey chalk marks the initiation of deposition of elementary carbon staining the chalk grey. The second horizon with burrows marks the level where the seafloor was “touched” by acidic seawater dissolving *Cerithium* Limestone as well as the top of the grey chalk bryozoan bioherms

Wkrótce po wymarciu wapiennego zooplanktonu następuje rozkwit zielonych glonów z grupy prasinofytów. Ich kuliste, zbudowane z materii organicznej szkieleciki opadały na dno, a teraz w wyniku różnych procesów diagenetycznych są wypełnione różnymi minerałami w zależności od lokalnych stosunków geochemicznych (11).

Trwająca działalność wulkaniczna produkując duże ilości węgla pierwiastkowego spowodowała obniżenie temperatury na powierzchni oceanu. W obecności jonów wapnia zmiana równowagi między CO₂ i HCO₃ w kwaśnej warstwie doprowadziła do precipitacji węglanów w wodach powierzchniowych. Te węglany osadzając się na dnie morskim utworzyły martwą warstwę.

Ostatnim etapem następującym po uwolnieniu CO₂ i braku „pompy Righleya” jest zgrubienie warstwy kwaśnej w oceanie. Równocześnie z obniżeniem poziomu morza prowadzi to do sytuacji, gdy kwaśna woda dociera do dna morskiego w płytszych miejscach. Powoduje to rozpuszczanie dopiero co powstałej martwej warstwy, a w przypadku Polski Środkowej (16) prowadzi również do usunięcia górnomastryckiej kredy piszącej. W Stevns Klint ten proces tylko ścina od góry biohermy szarej kredy piszącej, jak również usuwa główną część *Cerithium* Limestone (martwa warstwa) (ryc. 2).

Praca ta była finansowana przez Danish Natural Science Research Council i University of Copenhagen. Dr R. Gwozdziowi i dr K.L. Rasmussenowi dziękuję za współpracę, a prof. D.P. Naidinowi (Uniwersytet Moskiewski) i prof. A. Radwańskiemu (Uniwersytet Warszawski) za przekazanie próbek.

Thumaczyla D. Peryt

LITERATURA

1. Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F., Michel H.V. — Science, 1980 vol. 208 s. 1095–1108.
2. Arthur M.A., Dean W.E., Schlanger S.O. — [In:] E.T. Sundquist, W.S. Broecker (eds.). The carbon cycle and atmospheric CO₂: natural variations archaic to present. Geophysical Monograph, 1985 nr 32 s. 504–529.
3. Barron E.J., Washington W.M. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1982 vol. 40 s. 103–134.
4. Bathurst R.G.C. — Developments in sedimentology, 1975 vol. 12 s. 1–620.
5. Birkelund T., Hansen H.J. — Bull. of the Geol. Soc. of Denmark, 1968 vol. 18 s. 71–78.
6. Birkelund T., Hansen H.J. — Biolog. Skrif. fra det Kongel. Danske Videnskab. Selskab, 1974 vol. 20 nr 6 s. 1–34.
7. Birkelund T., Hansen H.J. — Bull. of the Geol. Soc. of Denmark, 1975 vol. 24 s. 87–92.
8. Buchardt B., Weiner S. — Sedimentology, 1981 vol. 28 s. 423–438.
9. Donn W.L. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1982 vol. 40 s. 199–212.
10. Gravesen P. — Dansk Geol. Forening, 1982 s. 47–58.
11. Hansen H.J., Gwozdzi R. in. — Bull. of the Geol. Soc. of Denmark, 1986 vol. 35 s. 75–82.
12. Hansen H.J., Gwozdzi R. in. — Lecture Notes in Earth Sciences, 1986 vol. 8 s. 381–384.
13. Hansen H.J., Rasmussen K.L., Gwozdzi R.

- R., Kunzendorf H. — Bull. of the Geol. Soc. of Denmark, 1987 vol. 36 s. 305–314.
14. Hansen H.J., Gwozdz R., Rasmussen K.L. — Jour. Esp. de Paleont. Special Issue, 1988 s. 21–29.
 15. Hansen H.J., Rasmussen K.L., Gwozdz R. — The continental Cretaceous–Tertiary boundary in the Aix-en-Provence region, south France: Cahiers de la Reserve Geologique de Haute Provence, 1989 vol. 1 s. 43–50.
 16. Hansen H.J., Rasmussen K.L. in. — The Cretaceous–Tertiary boundary in Central Poland. Acta Geol. Pol. (in press).
 17. Hansen J., Lacis A. in. — [In:] J. Hansen, T. Takahashi (eds.) — Climate processes and climate sensitivity. Geophysical Monograph, 1984 nr 29 s. 130–163.
 18. Hansen T., Farrand R.B. in. — Cretaceous Research, 1987 vol. 8 s. 229–252.
 19. Kirk-Othmer — Encyclopedia of chemical technology. 3rd ed., vol. 4, Wiley Sons, New York, 1978.
 20. Koch B.E. — Meddelelser om Grønland, 1959 vol. 162 s. 1–100.
 21. Koch B.E. — Ibidem, 1963 vol. 172 s. 1–120.
 22. Koch B.E. — Bull. of the Geol. Soc. of America, 1964 vol. 75 s. 535–548.
 23. Lerbekmo J.F., Coulter K.C. — Canad. Jour. of Earth Sc., 1985 vol. 22 s. 567–583.
 24. Lerbekmo J.F., St. Louis R.M. — Ibidem, 1986 vol. 23 s. 120–124.
 25. Luther F.M. — [In:] The potential climatic effects of increasing carbon dioxide. M.C. MacCracken, F.M. Luther (eds.). U.S. Dept. Energy, Washington D.C., 1985 s. 259–272.
 26. McLean D. — Deccan traps mantle degassing in the terminal Cretaceous marine extinctions: Cretaceous Research, 1985 vol. 6 s. 235–259.
 27. Mount J.F., Margolis S.V. in. — Palaios, 1986 vol. 1 s. 87–92.
 28. Naidin D.P. — The Cretaceous–Tertiary boundary in Mangyshlak, USSR: Geological Magazine, 1987 vol. 124 s. 13–19.
 29. Nellis — Jour. Chem. Phys., 1981 vol. 75 s. 3055–3063.
 30. Odum H. — Studier over Daniet i Jylland og på Fyn. Danmarks geologiske Unders: gelse, II rikke, 1926 nr 45.
 31. Olmez I., Finnegan D.L., Zoller W.H. — Jour. of Geophys. Res., 1986 vol. 91 s. 653–663.
 32. Porrenga D.H. — Marine Geol., 1967 vol. 5 s. 495–501.
 33. Radwański A. — [In:] Field-guide of the geological excursion to Poland. Z. Belka, B.A. Matyja, A. Radwański (eds.). Inst. of Geology, Univ. Warsaw, 1985 s. 71–78.
 34. Retallack G., Leahy G.D. — Science, 1986 vol. 234 s. 1170–1171.
 35. Rice A. — Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1987 vol. 48 s. 167–174.
 36. Rocchia R., Boclet D. in. — Memoire de Soc. Geol. de France, 1987 nr 150 s. 95–103.
 37. Toutain J.P., Meyer G. — Geophysical Research Letters, 1989 vol. 16 s. 1391–1394.
 38. Tappan H. — The paleobiology of plant protists. Freeman & Co., San Francisco, 1980.
 39. Voigt E. — Geologisches Rundschau, 1964 vol. 54 s. 270–317.
 40. Worsley T. — Soc. of Econ. Paleont. and Mineral. Spec. Publ., 1974 nr 20 s. 94–126.
 41. Zoller W.H., Parrington J.R., Kotra J.M.P. — Science, 1983 vol. 222 s. 1118–1120.

SUMMARY

It is argued that the temperatures in late Cretaceous were very high (16–20°C) at paleolatitude 62N. It is suggested that this is related to very high atmospheric concentration of CO₂ caused by volcanism. Associated with the high levels of CO₂ is a production of elementary carbon.

As the volcanism was of the hot spot type, the dust carried poisonous compounds lowering the fertility of herbivorous dinosaurs causing diachronous extinctions. This initiated about 350 000 y. earlier than the marine K/T boundary.

At the peak of volcanic activity the CO₂ concentration in the atmosphere passed a threshold value of 5500 ppm causing the top of the ocean to become acidic. This killed the calcareous plankton and epiplanktonic larvae. Associated with pulsed supply of elementary carbon and other volcanic dust veils the surface temperature of the topmost part of the ocean fluctuated slightly. This led to precipitation of carbonate in the topmost acidic part of the ocean leading to deposition of a chemical sediment.

The K/T extinction may thus be seen as one long volcanic event with a duration of more than 350 000 y. most likely associated with the extrusion of the Deccan Traps basalts.

РЕЗЮМЕ

Предполагается, что установленные в позднем мелу на широте около 62°С очень высокие температуры (16–20°С) были эффектом высокой концентрации CO₂, вызванной вулканизмом. Высокие содержания CO₂ способствовали накоплению углерода.

Связанный с горячими точками вулканизм производил пыли, содержащие отравляющие компоненты, уменьшая плодovitость травоядных динозавров и вызывая их диахронное вымирание. Этот процесс начался около 350 тысяч лет раньше, чем датируется в морских отложениях граница мела и третичного периода.

В кульминационном периоде вулканической активности концентрация CO₂ в атмосфере превысила критическую величину 0,55%, вызывая увеличение кислотности поверхностной партии океана. Это стало причиной смерти карбонатного планктона и эпипелагических личинок. Температура поверхностных вод океана незначительно изменилась, в зависимости от пульсационной поставки углерода и облоков вулканической пыли. Это предоставило возможность преципитации карбоната в поверхностных кислых партиях океана и его осаждение как химического осадка.

Вымирание на границе мела и третичного периода кажется быть длительным вулканическим событием, продолжающимся свыше 350 тысяч лет и, вероятно, связанным с трагическими излияниями базальтов на территории Декана.