

Krzysztof Owocki

Instytut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

Działalność drążąca mikroorganizmów w kościach kręgowców zarówno współczesnych jak i kopalnych jest dość dobrze poznany procesem (np. Jans, 2008; Turner-Walker & Jans, 2008; Danise et al., 2012) jednakże potencjalna rola mikroorganizmów w procesie fosylizacji części miękkich zwierząt i kości w wyniku wytrącanie różnych faz mineralnych przez mikrobialne biofilmy jest wciąż słabo poznana (Kaye et al., 2008; Daniel & Chin, 2010).

Kości dinozaurów zebrane przez Polsko-Mongolskie Ekspedycje na Pustynię Gobi (przełom lat 60-tych i 70-tych ubiegłego wieku) charakteryzują się doskonale zachowanymi strukturami histologicznymi. Najczęstszymi wtórnymi fazami mineralnymi są kalcyt i baryt wypełniające kanały nacyniowe oraz jamy szpikowe niekiedy w formie postępujących po sobie kolejnych generacji. Jednakże część materiału kostnego zebranego przede wszystkim ze stanowiska Tsagan Khushu jest pokryta czarnymi, szczególnie dobrze widocznymi po wypolerowaniu, naskorupieniami tlenków żelaza i manganu, oddzielającymi kości od arkozowego osadu. Badania wykonane za pomocą skaningowego mikroskopu elektronowego i mikroskopy elektronowej wykazały, że warstwa ta jest zbudowana z mieszaniny sferoidalnych i pałeczkowatych agregatów niestechiometrycznych tlenków o rozmiarach 7-15 μm . W obrębie agregatów są widoczne owalne pustki o średnicy 1,5-3 μm (Fig. 1A). Agregaty stanowią lepszycie otaczające słabo obtoczony arkozowy szkielet ziarnowy o tym samym składzie co szkielet ziarnowy otaczającego osadu. Warstwa tlenków ma nieciągły agresywny kontakt ze skamieniałą tkanką kostną. Obserwacje w świetle odbitym i elektronach wtórnie rozproszonych (BSE) pokazują, że tlenki przenikają zewnętrzną warstwę kości do głębokości ok. 300 μm , tworząc mieszaninę agregatów tlenkowych i fragmentów fosforanu o nieregularnych granicach kontaktu (Fig. 1B). Bezpośrednia granica między strefą przejściową a kością składa się z drażeń mikrobialnych charakterystycznych dla sinic, tworzących wyraźny front nadtrawiający osteony i inne struktury histologiczne. Niekiedy od strony okostnej występują fronty tlenkowych faz mineralnych wypełniających struktury histologiczne (w tym jamki i kanaliki kostne) mający w głębszych partiach istoty zbitę charakter wystopy (Fig. 1C). Czarne nieprzezroczyste tlenki manganu oraz brązowe półprzezroczyste tlenki żelaza wypełniają jamki, kanaliki kostne oraz radialne spękania diagenetyczne.

Liczne sfery tlenkowe występują w kanałach osteonów oraz kanałach Volksmana. Mniejsze kanały są zwykle w pełni wypełnione aglomeratami pozelepianych sfer, natomiast większe pustki w kości mają sfery przyległe do ścian kanałów wypełnionych kalcytem. Pojedyncze sfery mają średnicę rzędu 10-15 μm i posiadają rdzeń o wewnętrznej strukturze komórkowej niekiedy wypełnionej owalnymi lub framboidalnymi fazami tlenkowymi o pojedynczych ziarnach rzędu 0,5-1,5 μm . Analizy EDAX i mikroskopia elektronowa wykazały że sfery w większości składają się z mieszaniny niestechiometrycznych tlenków żelaza natomiast wewnętrzne struktury komórkowe zbudowane są z tlenków manganu i baru.

Większe sfery (Fig. 1D) o doskonale zachowanej strukturze znalezione w kości goleniowej dinozaura z rodzaju *Sauropus* zostały poddane ramanowskiej analizie spektroskopowej. W otoczkach sfer zidentyfikowano widma hematytu i getytu natomiast w obrębie rdzeni o siateczkowatej porowatej budowie wyróżniono widma zkerogenizowanej materii organicznej (Kremer et al., 2012).

Agregaty połączonych ze sobą sfer tworzą biofilmy inkrustrujące ściany jam szpikowych i większych kanałów resorpcyjnych w istocie gąbczastej. Towarzyszą im

zmineralizowane strzępki grzybów tworzące trójwymiarowe systemy dichotomicznych włókien o grubości 1,5-3 μm , zbudowanych z półprzezroczystych tlenków żelaza lub nieprzezroczystych czarnych tlenków manganu (Fig. 1E). W obrębie jednego kanału resorpcyjnego strzępki mogą zmieniać swój skład mineralny z tlenków żelaza na tlenki manganu lub na odwrót. Zmiana składu zachodzi radykalnie bez stref przejściowych w obrębie pojedynczej strzępki i nie ma wpływu na jej morfologię. W skali całego kanału przejście fazy żelazistej w manganową ma formę ostrego frontu. Ze strzępkami związane są pojedyncze lub dichotomiczne drażenia mikrobialne penetrujące kość. Biofilm miejscami powoduje rozpad i spulchnienie struktury kości oraz odspojenie bardziej zmineralizowanych blaszek kostnych. W przypadku okazu ZPAL MGD I/8 spulchniona kość jest spenetrowana przez drażenia mikrobialne o średnicy 30 μm deformujące i przebijające strukturę biofilmu oraz penetrujące kość (Fig. 1F). Mechaniczny charakter tych struktur sugeruje, że ich twórcami mogły być nicienie.

Mineralizacja jamek i kanalików kostnych jest procesem wymagającym obecności w kości kolagenu potrzebnego do wytworzenia gradientu redox odpowiedniego do zainicjowania wytrącania tlenków (np. Pfretzschner, 2001). Obecność biofilmów może zainicjować i nawet przyspieszyć proces wytrącania się tlenków żelaza i manganu (Crerar et al., 1980) gdyż jony Fe^{3+} i Mn^{4+} są ważnymi substratami anaerobowego metabolizmu bakterii (Ehrlich, 1995). Ponadto sinice i grzyby mogą pasywnie tworzyć akumulacje tlenków żelaza i manganu poprzez wiązanie jonów metali w otoczkach śluzowych inicjując krystalizację faz mineralnych (np. Ghiorse, 1984; Konhauser, 1998). Obecność drażeń wykonanych przez sinice oraz radialnych spękań osteonów (Pfretzschner & Tütken, 2011) sugeruje, że kości z tlenkowymi mineralizacjami były okresowo eksponowane na dnie rzeki lub zbiornika wodnego gdzie uległy kolonizacji przez mikroorganizmy, które utworzyły zmineralizowane biofilmy.

Kości wypełnione wyłącznie kalcytem i barytem są pozbawione zmineralizowanych biofilmów oraz wszelkich drażeń mikrobialnych. Kalcyt i baryt są zwykle uważane za późnodiagenetyczne fazy wypełniające pustki w kościach. Jednakże Trueman et al. (2004) wykazali, że w sprzyjających warunkach minerały te potrafią wypełnić puste przestrzenie w kościach subfosylnych trupów ssaków z parku narodowego Amboseli w ciągu zaledwie dwóch lat. Obserwacje dokonane w kościach dinozaurów z kotliny Nemegt sugerują, że pierwotnie występowały tam dwa mikrośrodowiska sprzyjające szybkiej fosylizacji, przy czym w przypadku kości, które zalegały w środowisku wodnym wytrącone na nich mikrobialnie tlenki żelaza i manganu zasklepiły drogę migracji dla innych mikroorganizmów, które mogłyby zainicjować drażnienie i rozpad kości. Kości wypełnione wyłącznie kalcytem i barytem przypuszczalnie zostały szybko pogrzebane w osadzie w warunkach suchego klimatu o zmiennym poziomie lustra wody, co sprzyjało szybkiej krystalizacji kalcytu i barytu. Powyższe obserwacje są zgodne z interpretacją zaproponowaną przez Jerzykiewicza (1998) dla środowiska sedymentacji kościonośnych osadów kotliny Nemegt jako kredowego odpowiednika współczesnej śródlądowej delty Okawango, zasilanej sezonowymi wodami powodziowymi.

BIBLIOGRAFIA:

- Crerar, D. A. et al., 1980. W: Varentsov, I.M. & Grasselly, G. (eds). *Geology and Geochemistry of Manganese*, 3: 285-303.
Daniel, J.C. & Chin K., 2010. *Palaios*, 25: 507-516.
Danise, B. et al., 2012. *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*

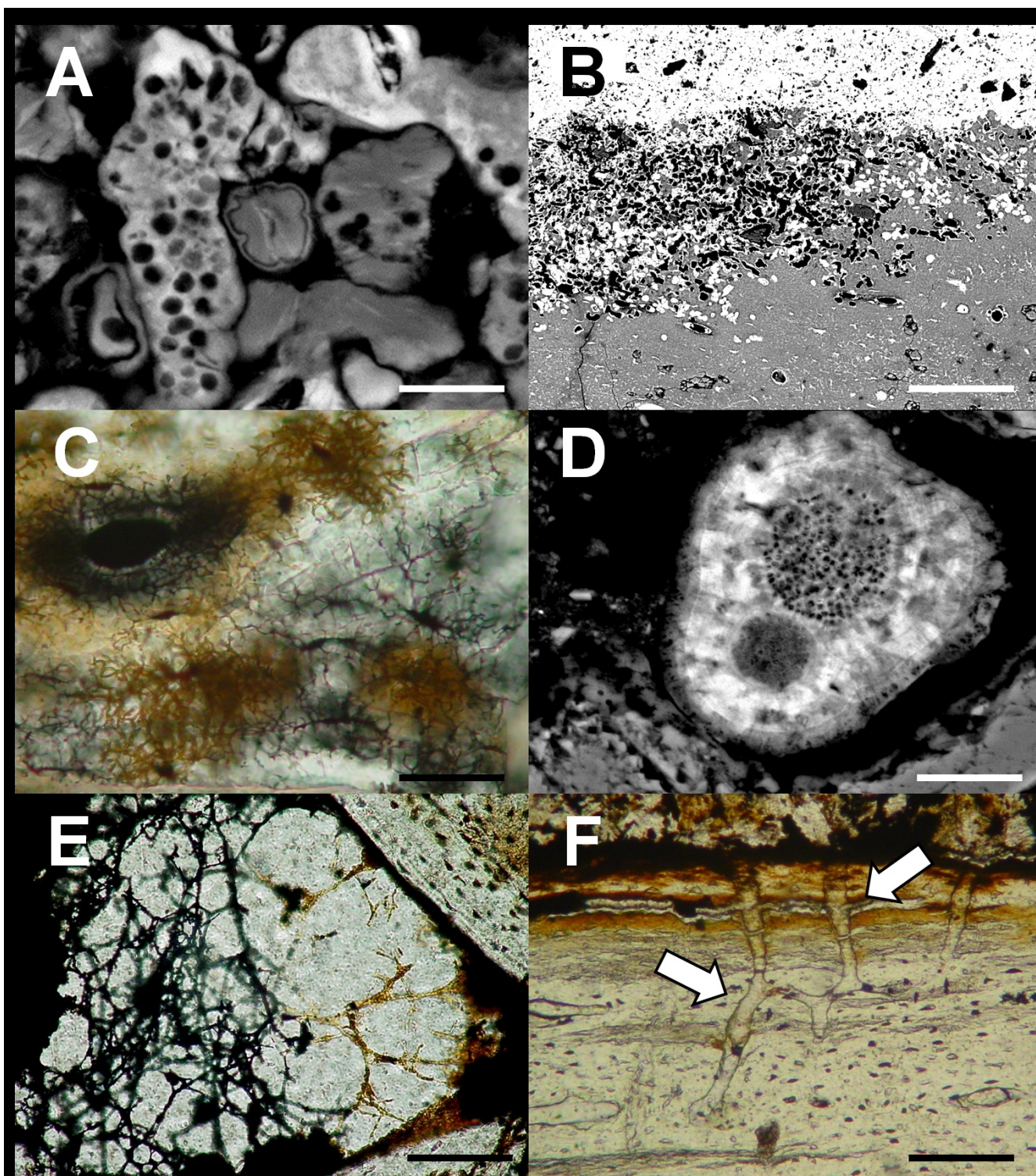


Fig. 1. Zmiany diagenetyczne i ślady działalności mikrobiałnej w kościach dinozaurów z kotliny Nemegt. A – agregaty tlenkowe w skorupie pokrywającej kość dinozaura (obraz BSE, skala 5 μm), B – drążenia wykonane przez sinice w kości dinozaura pokrytej skorupą tlenkową (obraz BSE, skala 150 μm), C – tlenki żelaza i manganu wypełniające kanały osteonów oraz jamki i kanaliki kostne (światło przechodzące, skala 40 μm), D – sfera tlenkowa o podwójnym porowatym rdzeniu w jamie szpikowej dinozaura z rodzaju *Saurolophus* (obraz BSE, skala 20 μm), E – zmineralizowane strzępki grzybów w kanale resorpcyjnym istoty gąbczastej (światło przechodzące, skala 50 μm), F – drążenia w kości dinozaura prawdopodobnie wykonane przez nicianie (światło przechodzące, skala 80 μm).

Palaeoecology, 318: 13-26.
 Ehrlich, H.L., 1995. W: Ehrlich, H. L. (ed.). Geomicrobiology: 108-142.
 Ghiorse, W.C., 1984. Annual Review of Microbiology, 38: 515-550.
 Jans, M.M.E., 2008. W: Wisshak, M. & Tapanila, L. (eds.). Current Developments in Bioerosion: 397-413.
 Jerzykiewicz, T., 1998. Geoscience Canada, 25: 15-26.
 Kaye, T.G. et al., 2008. PLoS ONE 3 (7): e2808. doi:10.1371/journal.pone.0002808
 Konhauser, K.O., 1998. Earth-Science Reviews, 43: 91-121.

Kremer, B. et al., 2012. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 358-360: 51-61.
 Pfretzschner H.-U., 2001. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 220: 417-429.
 Pfretzschner, H.-U. & Tutken, T., 2011. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 310: 117-123.
 Trueman, C.N. et al., 2004. Journal of Archaeological Science, 31: 721-739.
 Turner-Walker, G. & Jans, M., 2008. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 266: 227-235.