

Historia paleozoicznych pożarów

Joanna Haydukiewicz¹, Jolanta Muszer¹



J. Haydukiewicz J. Muszer

Pożary są istotnym czynnikiem ekologicznym, modelującym ziemskie środowisko (patrz DeBano i in., 1998). Podobnie oddziaływały w przeszłości geologicznej, a ich paleohistoria jest już stosunkowo dobrze rozpoznana i zbadana.

Celem niniejszego artykułu jest zreferowanie najważniejszych dotychczasowych danych dokumentujących paleozoiczną historię pożarów, które obecnie budzą coraz większe zainteresowanie nie tylko paleobotaników, ale również i geologów.

Dotąd nie wypracowano jednoznacznej definicji pożaru. Najogólniej ujmując, naturalny pożar to szereg procesów fizykochemicznych towarzyszących spalaniu, które uwalniają energię słoneczną zmagazynowaną w chemicznej formie w biosferze i litosferze. Inaczej mówiąc, pożary są jednym z naturalnych czynników ekologicznych rozkładających biomasę. Z danych globalnego monitoringu współczesnych pożarów wynika, że rocznie wypala się od $1,8 \times 10^9$ do $1,0 \times 10^{10}$ ton suchej biomasy z powierzchni od $7,5 \times 10^5$ do $8,2 \times 10^6$ km² (EO Library: Global Fire Monitoring). Dowiedziono, że pożary mają istotny wpływ nie tylko na szatę roślinną i zwierzęta, ale również na chemizm gleb i wód, zmiany klimatyczne oraz na system erozyjno-depozycyjny (Pyne i in., 1996; DeBano i in., 1998). Pożary były i są jedną z przyczyn, a także katalizatorem licznych zmian modelujących środowisko przyrodnicze, zatem rozpoznanie ich efektów w zapisie geologicznym dostarcza istotnych informacji o paleośrodowisku.

Większość naturalnych pożarów jest inicjowana wyładowaniami atmosferycznymi, które najprawdopodobniej także w przeszłości były główną przyczyną paleopożarów. Są one również wzniecane przez samoistne zapłony w czasie aktywności wulkanicznej oraz podczas impaktów meteoroidów (Wolbach i in., 1990; Jones & Lim, 2000).

W przyrodzie występuje kilka typów pożarów (ściółkowe, powierzchniowe i wierzchołkowe), które powodują różne skutki (patrz Pyne i in., 1996; DeBano i in., 1998; Odum, 1982). Wyniki prowadzonych na całym świecie badań naturalnych pożarów wskazują, że ich skutki są bardziej destrukcyjne niż tylko wypalenie biomasy. Gdy spalnająca procesy erozyjne szata roślinna zostaje spalona, a następnie w dużym stopniu usunięta, występujące po rozległych i długotrwałych pożarach obfite deszcze mogą wywoływać osuwiska, spływy popiołów, a nawet gwałtowne powodzie, które zazwyczaj dewastują obszary położone poza pogorzelskiem. Z kolei zwiększony spływ wód powierzchniowych przyspiesza erozję gleb. Dowiedziono,

że pożary 30-krotnie zwiększają tempo erozji (DeBano i in., 1998). Produkty tej erozji wraz ze zwęglonym materiałem są doprowadzane do sieci rzecznej oraz zbiorników sedymentacyjnych i mają istotny wpływ na transport oraz system depozycyjny. Szacuje się, że współczesne pożary wzniecane wyładowaniami atmosferycznymi usuwają około 10% globalnej biomasy (Crutzen & Andre, 1990). Jednak rzadko są sprawcami wielkoskalowej śmiertelności organizmów, za to na niektórych obszarach powodują rytmiczne zmiany roślinności i wpływają na zróżnicowanie gatunkowe (Pyne i in., 1996; DeBano i in., 1998).

W zapisie kopalnym głównym dowodem na istnienie paleopożarów jest kopalny węgiel drzewny, reprezentowany przez fuzynit i semifuzynit, które są macerałami inertynitu (Teichmüller, 1989; patrz Scott, 2000, 2002). Te dwie odmiany węgla cechują się wysokimi wartościami refleksyjności — fuzynit w zakresie 1,4–4,7% a semifuzynit 0,3–2,9% (Jones i in., 1997; patrz Edwards & Axe, 2004). Kopalny węgiel drzewny (fuzyn *sensu* Scott, 2000), nazywany także mineralnym węglem drzewnym lub węglem włóknistym (Scott, 1989), to materiał, który ma jedwabisty połysk, jest czarny, włóknisty, miękki i tworzy ostrokrawędziste, kuboidalne bloczki, w których stosunek długości do średnicy jest mniejszy od 2. Kopalny węgiel drzewny jest prawie czystym węglem i pozostaje niezmienny w procesie fosylizacji. Jest to produkt podgrzania lub spalania materiału roślinnego w warunkach ograniczonego dostępu tlenu. W takim procesie uwęglenia trójwymiarowo zachowują się anatomiczne struktury roślin, a ściany ich komórek ulegają homogenizacji (Mc Guinness i in., 1971 — patrz Rowe & Jones, 2000). Bardzo małe, mikroskopijnej wielkości fragmenty węgla drzewnego są opisywane petrograficznie jako inertodetrynit (patrz Scott, 2000).

Kopalny węgiel drzewny dostarcza informacji o zespołach roślin wiegających na obszarze pożaru. Jako względnie twardy i nie podlegający rozkładowi biologicznemu może być transportowany przez wodę lub wiatr do różnych środowisk sedymentacyjnych, takich jak: bagna, jeziora, estuaria, delty i przybrzeżna strefa płytkomorska.

Innym sposobem dokumentowania paleopożarów w historii litosfery jest stwierdzenie obecności w skałach osadowych dużych koncentracji policyklicznych węglowodórów aromatycznych (PAH). Metoda ta jest szczególnie przydatna w przypadku małej ilości węgla drzewnego lub bardzo drobnych jego fragmentów (Arinobu i in., 1999; Finkelstein i in., 2005; Marynowski & Filipiak, 2007).

Przykłady zapisu geologicznego paleozoicznych pożarów

Geologiczna historia pożarów jest interpretowana głównie na podstawie znalezisk w materiale skalnym szczątków kopalnego węgla drzewnego. Naturalne pożary mogły zaistnieć na Ziemi dopiero wtedy, gdy na lądach powstała dostateczna ilość naturalnego paliwa, którego dostarczyły rośliny. Pierwsze spory roślin lądowych

¹Institut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław; jhay@ing.uni.wroc.pl; jmus@ing.uni.wroc.pl

pochodzą z osadów środkowego ordowiku — lanwirnu (Wellman i in., 2003). Jednak względnie kompletnie zachowanych megafosyliów roślin lądowych dostarczyły dopiero osady sylurskie, z interwału wenlok–přidoli (Edwards & Wellman, 2001).

Historia paleopożarów zaczęła się w późnym sylurze. Najstarszym ich dowodem są zwęglone fragmenty roślin osiowych, należących do *Hollandophyton colliculum* i innych bliżej niezidentyfikowanych ryniofitów, oraz pojedyncze uwęglone kopolity, stwierdzone w pyłowcach přidolu w Ludford Lane w Anglii (Glasspool i in., 2004). Opisane szczątki roślinne są pozostałością słabo taksonomicznie zróżnicowanych, niewielkich rozmiarów ryniofitów lub form kryptosporowych, porastających wybrzeże. Po pożarze, zapewne podczas powodzi, zwęglone fragmenty tych roślin zostały przetransportowane do marginalnej części zbiornika morskiego (Glasspool i in., 2004).

Dowody dewońskich pożarów są już nieco liczniejsze, a ich zapis pochodzi z osadów reprezentujących różne środowiska sedymentacyjne. Jednym ze świadectw pożarów z tego okresu są milimetrowych wielkości, trójwymiarowe fragmenty pierwotnych roślin lądowych z wyraźnie zhomogenizowanymi ścianami komórek, obecne w horyzoncie szarych pyłowców oldredowych w Shropshire (NW Anglia). Osady te należą do środkowej części sporowej zony *microrhynchus-newportensis*, co odpowiada lochkowowi (patrz Edwards & Axe, 2004). Stan zachowania materiału roślinnego sugeruje, że uległ on uwęgleniu przed pogrzebaniem, najprawdopodobniej podczas pożaru powierzchniowego (*op. cit.*). Lochkowskiego wieku są również znalezione ostatnio w Walii świetnie zachowane, zwęglone szczątki zróżnicowanego zespołu roślinnego. Glasspool i in. (2006) proponują uznać to stanowisko o genezie pożarowej jako *Konservat-Lagerstätte*, tzn. stanowisko zawierające skamieniałości o wyjątkowym stanie zachowania.

Za kolejne świadectwo dewońskich pożarów są uważane mikroskopijnej wielkości fragmenty węgla drzewnego (inertodetrynit) w cienkich pokładach węgla żywetu i franu, występujące wśród klastycznych osadów szelfowych, deltowych i fluwialnych arktycznej Kanady (Goodarzi i in., 1989; patrz Rowe & Jones, 2000).

Niewielkich rozmiarów fragmenty węgla drzewnego (rzędu 3–4 mm długości) wraz z odciskami szczątków widłakowych, kladoksylenowych, wczesnych roślin nasienych i listowia podobnego do rodzaju *Archaeopteris* zostały zidentyfikowane w fameńskich piaskowcach Hangenberg (Rowe & Jones, 2000). Piaskowce te występują w Reńskich Górach Łupkowych i reprezentują dolny poziom konodontowy *Prothognathodus* (w aktualnej zonacji odpowiada on górnemu poziomowi *praesulcata*) oraz miosporową zonę LN. Zdaniem Keuppa i Kompa (1984), fragmenty te były deponowane w wysokoenergetycznym środowisku przyraflowym.

Podwyższoną koncentrację policyklicznych węglowodorów aromatycznych oraz bardzo drobne, często obtoczone fragmenty węgla drzewnego stwierdzono również w równoległych ze wspomnianymi piaskowcami z Reńskich Gór Łupkowych osadach famenu w profilu Kowali w Górach Świętokrzyskich (Marynowski & Filipiak, 2007). Osady te reprezentują sekwencję otwartomorską i odpowiadają miosporowej zonie LN w obrębie zdarzenia Hangenberg.

Nieco starszy jest węgiel drzewny stwierdzony w fluwialnych osadach famenu formacji Catskill (zona miosporowa VCo), występującej w Pensylwanii (Cressler, 2001). Jego fragmenty (najczęściej o długości od 1,0 do 1,5 cm) są rozproszone na powierzchniach warstwowania wśród bardzo dobrze zachowanych fosyliów roślin (paprociowe *Archaeopteris*, *Rhacophyton*, *Gillespiea*, widłakowe, wczesne nagonasienne) i ryb. Zdaniem Cresslera (2001), analiza zapisu paleobotanicznego i sedymentacyjnego danych paleoekologicznych sugeruje, że w ówczesnych lasach archaopterisowych w pierwszej kolejności spalaniu ulegały płytko ukorzenione okazy *Rhacophyton*, gdyż w porównaniu z głębiej ukorzenioną roślinnością były bardziej narażone na wysychanie, stając się tym samym materiałem łatwopalnym. Bardzo bogate w węgiel drzewny są również dewońsko-karbońskie łupki węgliste występujące na norweskiej Wyspie Niedźwiedziej (patrz Scott & Glasspool, 2006). Fuzynit stanowi ponad 50% objętości obecnej w nich materii organicznej.

Osady karbońskie dostarczyły wielu dowodów niezbitości świadczących o wzrastającej częstości pożarów (Falcon-Lang, 2000). W tym czasie pożary były istotnym czynnikiem ekologicznym i zapewne w niebagatelnym stopniu wpływały na dostawę materiału terygenicznego do zbiorników sedymentacyjnych. Niestety, znaczenie paleopożarów w tym aspekcie nie jest jeszcze dość dobrze rozpoznane. Węgiel drzewny został stwierdzony w wielu profilach karbońskich, przede wszystkim w Europie i Ameryce Północnej (patrz Nichols & Jones, 1992; Falcon-Lang, 1998, 1999, 2000; Scott, 2000; Scott i in., 1985; Scott & Rex, 1987; Scott & Glasspool, 2006).

Jednym ze stanowisk występowania węgla drzewnego jest fluwialno-estuariowa sekwencja górnego turneju Horton Group w Nowej Szkocji w Kanadzie (Falcon-Lang, 2000; Falcon-Lang & Scott, 2000). Zawiera ona węgiel drzewny, który powstał głównie w wyniku spalania roślin pranagozależkowych i nielicznych widłakowych, oraz szczątki niezwęglone, wśród których dominują widłakowe. Zdaniem Falcon-Langa (2000), przewaga nieuwęglonych widłakowych może wskazywać, że roślinność ta rzadko była nawiedzana przez ogień, gdyż prawdopodobnie rosła w wilgotnym środowisku na brzegu laguny. Natomiast paprocie nasienne i formy pranagozależkowe zasiedlały obszary dobrze osuszone, którym pożary częściej zagrażały.

Kolejnym przykładem węgla drzewnego z tego czasu są jego fragmenty stwierdzone w utworach wulkanicznych Cementstone Group w Kilpatrick Hills i w Oxroad Bay w południowej Szkocji (patrz Falcon-Lang, 2000; Scott i in., 1985; Scott, 2000). Obecność materiału piroklastycznego sugeruje, że pożary towarzyszyły erupcjom wulkanicznym. Spalany materiał roślinny zawierał przeważnie paprocie zygoterydowe, skrzypowe, nagonasienne i widłakowe (patrz Falcon-Lang, 2000).

Znacznie bogatsza od turnejskiej jest wizeńska dokumentacja węgla drzewnego. Dolnowizeński węgiel drzewny występuje w kilku stanowiskach w północno-zachodniej Irlandii, wśród klastycznych i węglanowych osadów płytkomorskich. Na szczególną uwagę zasługuje zapis katastrofalnego pożaru w utworach płytkomorskich w synklinie Donegal (Nichols & Jones, 1992). Profil złożony z piaskowców, mułowców i wapieni zawiera wyraźnie roz-

poznawalną warstwę bogatą w węgiel drzewny (stanowiący miejscami ponad 20% jej składu), wyróżniającą się jako wyraźny horyzont stratygraficzny. Szacunkowe porównanie zawartości fuzytynu w tej warstwie z ilością węgla drzewnego powstającego w czasie współczesnych pożarów sugeruje, że tak duże jego nagromadzenie jest rezultatem rozległego pożaru, który mógł objąć obszar około 95 000 km² (Nicholas & Jones, 1992). Zwęglone szczątki organiczne wraz z glebą zostały następnie przetransportowane przez wywołane intensywnymi deszczami spływy wód powierzchniowych do strefy pływowej rozległej laguny (*op. cit.*).

Częste są również znaleziska węgla drzewnego w wizeńskich osadach wulkanicznych Szkocji (patrz Falcon-Lang, 2000; Scott, 2000). Niektóre jego fragmenty powstały ze spalania roślin na skutek bezpośredniego kontaktu z gorącą lawą, a inne w wyniku pożarów wywołanych przez aktywność wulkaniczną (Scott & Rex, 1987; Scott, 2000), których ślady udokumentowano w górnowizeńskiej grupie Strathclyde w południowej Szkocji. W grupie tej cienkie warstwy piroklastyków podścielają osady lagunowe. Macierzystym materiałem węgla drzewnego w tych sekwencjach były głównie paprocie i rośliny nagonasienne (Scott & Galtier, 1985).

Szcątki węgla drzewnego zostały stwierdzone również w górnowizeńskiej serii Paprotni (poziom *crenistria*), której odkrywki znajdują się w zachodniej części G. Bardzickich (Haydukiewicz & Muszer, 2002, 2004). Kilkakrotnie, wyraźne koncentracje węgla drzewnego w tej serii są świadectwem późnowizeńskich pożarów na obrzeżach zbiornika sedymentacyjnego. Litologia i sukcesja biotycznych komponentów odkrytej części tej jednostki litostratygraficznej stanowi zapis stopniowo zmieniających się warunków sedymentacji, od panujących na głębokości podstawy falowania do płytkowodnej strefy litoralnej (Haydukiewicz & Muszer, 2002). Podczas depozycji osadów serii Paprotni do zbiornika były doprowadzane coraz większe ilości materiału klastycznego. Zwiększający się w profilu udział materiału piaszczystego mógł być efektem wzrostu erozji po usunięciu przez pożary szaty roślinnej (Haydukiewicz & Muszer, 2004).

Z badań wczesnokarbońskich zespołów roślinnych wynika, że ówczesnym paliwem były najczęściej rośliny nagonasienne, które zasiedlały suche obszary leżące w strefie klimatu tropikalnego (Falcon-Lang, 2000). Takie środowiska mogły być często nawiedzane przez ogień — w odstępach co 3–35 lat (*op. cit.*).

Górnokarboński węgiel drzewny stwierdzono w bardzo wielu profilach, głównie europejskich (w tym również z Polski) i północnoamerykańskich. Znajdowany jest w osadach deponowanych w różnych środowiskach sedymentacyjnych, takich jak: torfowiska i bagna, doliny rzeczne i równie zalewowe, delty, estuaria oraz strefy płytkomorskie (patrz Falcon-Lang, 1999, 2000; Scott, 2000; Scott & Jones, 1994; Scott & Glasspool, 2006). Z dotychczasowej dokumentacji kopalnych węgli drzewnych wynika, że górnokarboński zapis sedymentacyjny dostarczył najbogatszego rejestru późnopaleozoicznych pożarów.

Badania petrograficzne górnokarbońskich węgli dowiodły, że węgiel drzewny (inertynit) jest znaczącym ich składnikiem (2–43% obj.) i dopiero pod koniec karbonu (moskow-gżel) jego udział wyraźnie zmalał (patrz Scott &

Jones, 1994; DiMichele i in., 1996; Falcon-Lang, 2000; Scott, 2000; Scott & Glasspool, 2006). Wraz z węglem drzewnym na ówczesnych płasko położonych obszarach, w dolinach rzecznych i rozległych torfowiskach, jak również w przybrzeżnym środowisku morskim była akumulowana niespalona materia organiczna (patrz Falcon-Lang, 1999; 2000; Falcon-Lang & Scott, 2000; Gradziński i in., 1982; Scott, 2000; Scott i in., 1997). Analiza zapisu paleobotanicznego wykazała, że torfowiska były podówczas kolonizowane przez monotypową florę z rodzaju *Lepidopholios*, a pożary były przeważnie wierzchołkowe (DiMichele & Phillips, 1994). Na wyżej położonych obrzeżach tych wilgotnych siedlisk rosła bardziej zróżnicowana taksonomicznie flora, zdominowana przez widłakowe (*Lepidodendron*, *Sigillaria*, *Paralycopodites*), paprocie drzewiaste i rośliny skrzypowe (DiMichele & Phillips, 1994). Konkrecje węglowe pozyskane z osadów złożonych w marginalnych strefach bagnisk zawierają zarówno niezwęglone, jak i zwęglone szczątki roślinne, wśród których wyraźnie przeważają skrzypowe, paprocie nasienne oraz kordaitowce (DiMichele & Phillips, 1994). Głównym paliwem były w tych środowiskach paprocie nasienne (*op. cit.*). Do oszacowania częstotliwości występowania pożarów w późnokarbońskich torfowiskach posłużyło wertykalne następstwo lamin fuzytynu w pokładach węgla. Z obliczeń wynika, że były one rzadko nawiedzane przez ogień — w odstępach co 105–1085 lat (Falcon-Lang, 2000).

Bogatą dokumentację pożarów zawierają również górnokarbońskie osady zdeponowane w basenach powodziowych, kanałach fluwialnych i w strefie płytkomorskiej. Macierzystą florą węgla drzewnego znajdowanego w zróżnicowanych litologicznie utworach fluwialnych były rośliny iglaste, kordaitowce, paprocie nasienne (przede wszystkim medullozowce), widłakowe i drewno typu *Dadoxylon* (m.in. Falcon-Lang, 1999, 2000; Falcon-Lang & Scott, 2000; Gradziński i in., 1982; Scott, 2000). Klasty węgla drzewnego w tych osadach są w przeważającej mierze pochodzenia allochtonicznego i zapewne mogły być transportowane na dystans dziesiątków i setek kilometrów od pogorzelska (Falcon-Lang, 1999, 2000). Obfitość w zapisie sedymentacyjnym trójwymiarowych, zwęglonych szczątków roślin iglastych i kordaitowców, które w późnym karbonie skolonizowały dobrze odwadniane obszary wyżynne, jest świadectwem regularnie wybuchających w tych ekosystemach pożarów (Scott & Glasspool, 2006). Scott i Glasspool przypuszczają, że pożary miały też wpływ na ewolucję wymienionych grup roślinnych.

Znane są również stanowiska osadów powodziowych, w których oprócz allochtonicznego materiału roślinnego występują *in situ* dużych rozmiarów zwęglone pnie lepidodendronów, np. w formacji Jogging z Nowej Szkocji i w warstwach orzeskich — Czerwionka, Górny Śląsk (patrz Falcon-Lang, 2000).

W karbonie pożary występowały w południowej części rozległego kontynentu Eurameryki (Laurussji), znajdującego się w strefie klimatu tropikalnego (Falcon-Lang, 2000; Scott, 2000; Scott & Glasspool, 2006). Z interpretacji paleoklimatycznych wynika, że w porównaniu z wczesnokarbońskim późnokarboński klimat był bardziej wilgotny. W takim środowisku rozległe, gęste, równinne lasy zdominowane przez rośliny widłakowe paliły się rzadko, natomiast lasy zdominowane przez rośliny nagonasienne,

zajmujące dobrze osuszone obszary wyżynne były częściej nawiedzane przez pożary. Materiał z pogorzeliśk był odprowadzany przez transport wodny i eoliczny daleko poza miejsce pożaru.

Permski węgiel drzewny został stwierdzony w wielu stanowiskach, rozmieszczonych wówczas w rozległym zakresie szerokości geograficznych Pangei, a obecnie znajdujących się na wszystkich kontynentach (Europa — patrz Uhl & Kerp, 2003; Uhl i in., 2004; Azja, Chiny — patrz Sun i in., 2002; Dai i in., 2005; Indie — patrz Singh & Singh, 1996; Singh & Shukla, 2004; Afryka — patrz Glasspool, 2003; Semkiwa i in., 2003; Oesterlen & Lepper, 2005; Ameryka Północna, Australia i Antarktyda — patrz Scott, 2000; Scott & Glasspool, 2006). Obecność fuzynitu została odnotowana w wielu pokładach węgla, przy czym w węglach dolnopermskich (cisural) jego zawartość wynosi około 20%, a w młodszych (z przedziału Guadalup–Loping) nawet 81% (Scott & Glasspool, 2006). Większość permskich węgli powstała w środowisku lądowych zbiorników sedimentacyjnych (torfowiska, bagna, jeziora) w południowej części Gondwany i na obszarze Katakazji. Zawarty w nich inertynit cechuje się na ogół niską refleksyjnością — poniżej 2%, co jest typowe dla węgla drzewnego powstałego podczas pożaru powierzchniowego (Scott i in., 2000). Analiza materiału paleobotanicznego pozwala sądzić, że ówczesne wilgotne, podmokłe ekosystemy leśne były opanowane przez drzewa glossopteridów i widłakowych (patrz m.in. Glasspool, 2003; Oesterlen & Lepper, 2005).

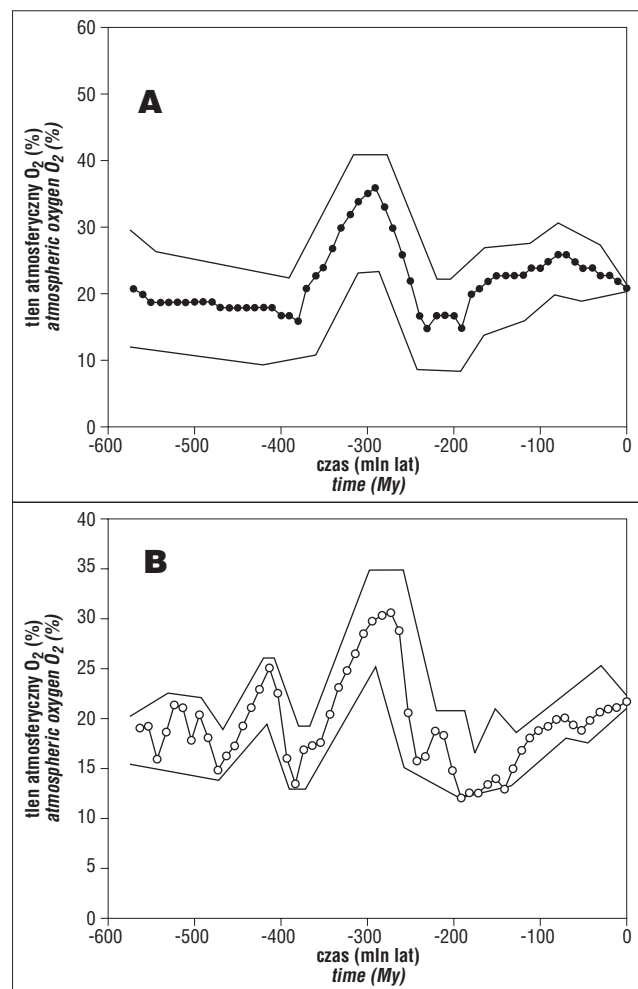
Permskie osady na półkuli północnej mają o wiele bardziej skąpą dokumentację wystąpień węgla drzewnego, jak dotąd jedynie z obszaru Niemiec i USA (Uhl & Kerp, 2003; Uhl i in., 2004). W południowo-zachodnich Niemczech węgiel drzewny znaleziono w dolnopermskich utworach czerwonego spągowca basenu Saar–Nahe (Uhl i in., 2004). Większość pozyskanych z tych osadów kawałków węgla drzewnego (o średnicy od 1 do 1,5 cm) ma cechy anatomiczne drewna typu Dadoxylon, a pozostałe roślin szpilkowych lub innych nagozależkowych (Uhl i in., 2004). Rośliny te dominowały na obrzeżach basenu Saar–Nahe (Uhl i in., 2004). Świadectwem występowania pożarów na obszarze alimentacyjnym późnopermskiego zbiornika cechsztyńskiego jest również węgiel drzewny w osadach marglistych Frankenberg–Geismar w północno-zachodniej Hesji w Niemczech (Uhl & Kerp, 2003). Jest to materiał złożony przede wszystkim z fragmentów zwęglonego drewna roślin szpilkowych oraz szpilek rodzaju Ullmania, które zostały przetransportowane do zbiornika morskiego (Uhl & Kerp, 2003).

Paleopożary a fluktuacje zawartości tlenu w atmosferze

Coraz częstsze pojawianie się węgla drzewnego w paleozoicznym zapisie skalnym jest ewidentnym dowodem zależności występowania pożarów od postępującego rozwoju lądowej szaty roślinnej. Pożary wywarły wpływ na ewolucję szaty roślinnej i wahania procentowego udziału tlenu w atmosferze (Scott & Glasspool, 2006). Tlen atmosferyczny zawsze odgrywał bardzo istotną rolę w ziemskim środowisku, a fluktuacje jego ilości znacząco wpływały na zapis skalny, ewolucję biologiczną oraz cykle biochemiczne. Zmiany ilości tlenu w atmosferze miały niewątpliwie wpływ na częstość pożarów. Zainicjowanie zapłonu jest uwarun-

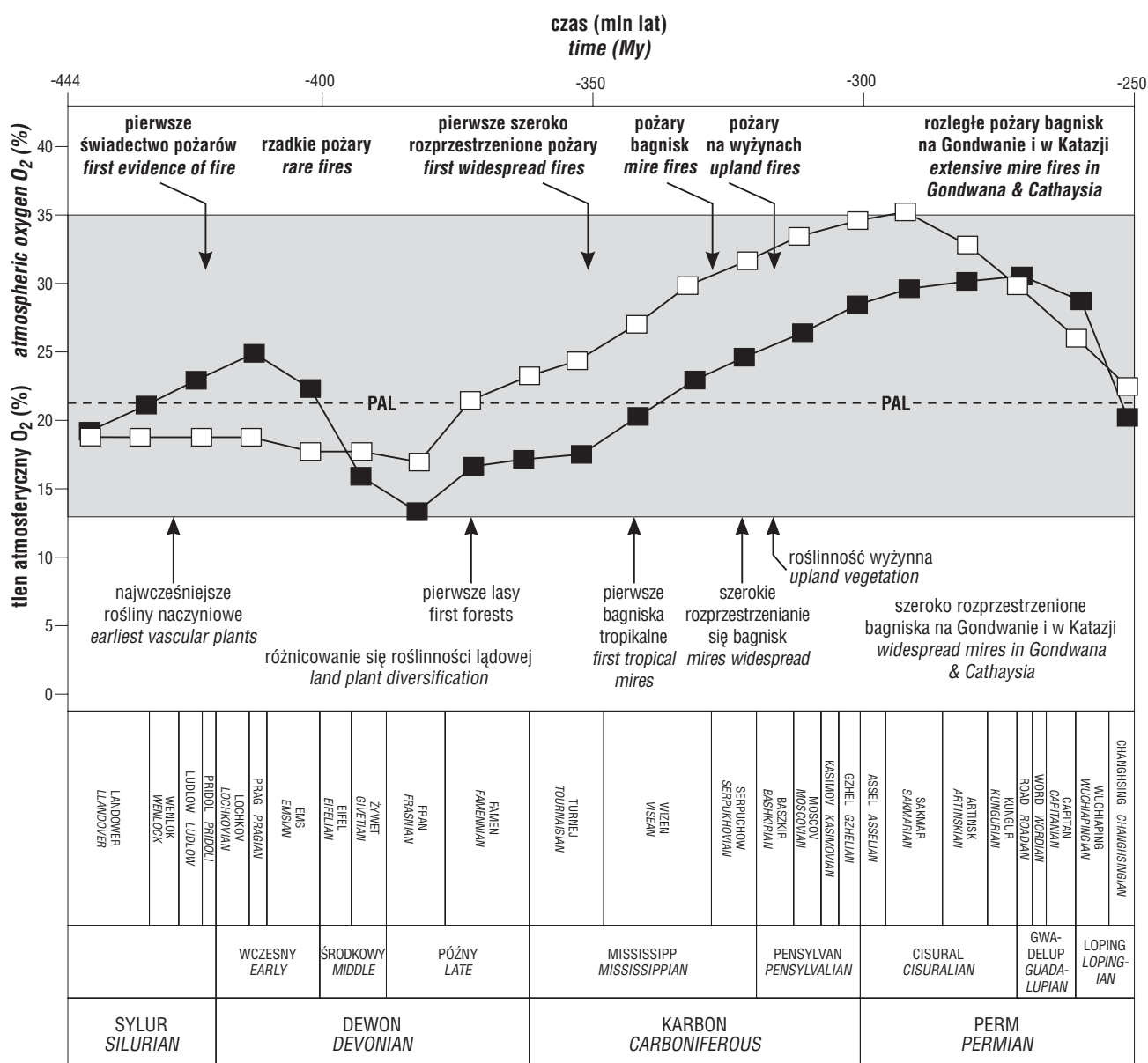
owane kilkoma niezbędnymi czynnikami — odpowiednią ilością paliwa, ciepła i tlenu. Często zależy też od szczególnych warunków pogodowych oraz topografii terenu (patrz Pyne i in., 1996; Scott & Glasspool, 2006). Na podstawie wielu danych eksperymentalnych (patrz Scott & Glasspool, 2006) stwierdzono, iż istnieje tzw. okno ognia — sprzyjający powstawaniu pożaru przedział zawartości tlenu w atmosferze (od 13% do 35%).

W literaturze przedstawiono wiele interpretacji dotyczących geologicznej historii procentowej zawartości tlenu w atmosferze (Berner, 1999, 2006; Berner i in., 2003; Scott & Glasspool, 2006). Dwa najnowsze modele ilustrujące fluktuacje jego ilości w przeszłości geologicznej przedstawiono na ryc. 1.



Ryc. 1. Modele zmian zawartości procentowej tlenu atmosferycznego w fanerozoiku. **A** — wg Bernera & Canfielda, 1989 (patrz Berner i in., 2003); **B** — wg Bernera 2006

Ocenia się, że we wczesnym paleozoiku udział tlenu w atmosferze zmieniał się kilkakrotnie w zakresie od 13% do 22%, przy czym pod koniec syluru zaczął raptownie wzrastać, osiągając nawet 23% (patrz Berner, 2006; Scott & Glasspool, 2006). W późnym paleozoiku zmiany zawartości tlenu w atmosferze były szczególnie duże (ryc. 2) — od około 13% we franie do około 30% w późnym permie (Berner, 2006; Scott & Glasspool, 2006). Szacuje się, że pod koniec wczesnego dewonu oraz we wczesnym karbonie



Ryc. 2. Fluktuacje koncentracji tlenu atmosferycznego w późnym paleozoiku — białe znaki według Berner i in. (2003), czarne znaki wg Berner (2006) — na tle głównych lądowych wydarzeń ekologicznych oraz uproszczonej dokumentacji paleopożarów według Scotta i Glasspoola (2006). Pole zacienione oznacza tzw. okno ognia

(w środkowym missisipianie) udział tlenu w atmosferze osiągnął poziom równy współczesnemu (tzw. PAL, czyli około 21%). Następnie stopniowo wzrastał aż do około 30% we wczesnym guadelupie (późny perm). Później spadł do PAL w lopingu (późny perm), a następnie do poniżej 13% we wczesnej jurze. Po czym ponownie stopniowo wzrastał do obecnych 21% (Berner, 2006).

Udowodniono, że coraz większa różnorodność florystyczna, prowadząca do zwiększenia ilości i rodzaju paliw, oraz wzrost zawartości tlenu w atmosferze były przyczyną wzrastającej częstotliwości pożarów, udokumentowanych w zapisie sedymentacyjnym i paleontologicznym.

Podsumowanie

1. Prawie cała ilość węgla drzewnego w zapisie skalnym jest efektem naturalnych pożarów, tylko nieznaczna

jego część powstała w wyniku procesów termicznych towarzyszących działalności wulkanicznej.

2. Dowodów na występowanie najstarszych pożarów dostarczyły osady górnosylurskie (přidoli).

3. Wzrastająca częstotliwość paleopożarów jest koincydentna w zapisie stratygraficznym z postępującą kolonizacją lądów przez rośliny.

4. Najbogatszej dokumentacji paleozoicznych pożarów dostarczyły osady górnokarbońskie.

5. Pożary z jednej strony dewastowały szatę roślinną, a z drugiej mogły wpływać na tempo jej ewolucji, kształtując nowe nisze ekologiczne.

6. Hamowały one wzrost zawartości tlenu w atmosferze, powodowany ekspansją na ląd fotosyntetyzatorów.

7. Naturalne pożary okresowo zwiększały tempo erozji i ilość materiału terygenicznego odprowadzanego do zbiorników sedymentacyjnych. Procesy te miały cechy

zjawisk katastrofalnych, a ich ślady stanowią unikalne źródło danych o paleośrodowiskach.

Literatura

- ARINOBU T., ISHIWATARI R., KAIHO K. & LAMOLDA M.A. 1999 — Spike of pyrosynthetic polycyclic aromatic hydrocarbons associated with an abrupt decrease in $\delta^{13}C$ of a terrestrial biomarker at the Cretaceous-Tertiary boundary at Caravaca, Spain. *Geology*, 27: 723–726.
- BERNER R.A. 1999 — Atmospheric oxygen over Phanerozoic time. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 96: 10955–10957.
- BERNER R.A. 2006 — GEOCARBSULF: A combined model for Phanerozoic atmospheric O_2 and CO_2 . *Geochim. Cosmochim. Acta*, 70: 5653–5664.
- BERNER R.A., BEERLING D.J., DUDLEY R., ROBINSON J.M. & WILDMAN JR.R.A. 2003 — Phanerozoic atmospheric oxygen. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 31: 105–134.
- CRESSLER W.L. 2001 — Evidence of earliest known wildfires. *Palaeol.*, 16: 171–174.
- CRUTZEN P.J. & ANDRAE M. 1990 — Biomass burning the tropics: impact on atmospheric chemistry and biogeochemical cycles. *Science*, 250: 1669–1678.
- DAI S., CHOU C.-L., YUE M., LUO K. & DEYI R. 2005 — Mineralogy and geochemistry of a Late Permian coal in the Dafang Coalfield, Guihou, China: influence from siliceous and iron-rich calcic hydrothermal fluids. *Int. J. Coal Geol.*, 61: 241–258.
- DeBANO L.F., NEARY D.G. & FFOLLIOTT P.F. 1998 — Fire's effects on ecosystems. *J. Wiley*, New York: 336.
- DiMICHELE W.A. & PHILLIPS T.L. 1994 — Palaeobotanical and palaeoecological constraints on models of peat formation in the Late Carboniferous of Euramerica. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 106: 39–90.
- DiMICHELE W.A., EBLE C.F. & CHANEY D.S. 1996 — A drowned lycopsid forest above the Mahoning coal (Conemaugh Group, Upper Pennsylvanian) in Eastern Ohio, USA. *Int. J. Coal Geol.*, 31: 249–276.
- EDWARDS D. & AXE L. 2004 — Anatomical Evidence in the Detection of the Earliest Wildfires. *Palaios*, 19: 113–128.
- EDWARDS D. & WELLMAN C.H. 2001 — Embryophytes on land: The Ordovician to Lochkovian (Lower Devonian). [In:] Gensel P.G. & Edwards D. (eds), *Plants Invade the Land*. Columbia University Press, New York.
- FALCON-LANG H.J. 1998 — The impact of wildfire on an Early Carboniferous coastal environment, North Mayo, Ireland. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 139: 121–138.
- FALCON-LANG H.J. 1999 — Fire ecology of a Late Carboniferous floodplain, Joggins, Nova Scotia. *J. Geol. Soc., London*, 156: 137–148.
- FALCON-LANG H.J. 2000 — Fire ecology of the Carboniferous tropical zone. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 164: 339–355.
- FALCON-LANG H.J. & SCOTT A.C. 2000 — Upland ecology of some Late Carboniferous Cordaitalean Trees from Eastern Canada. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 156: 225–242.
- FINKELSTEIN D.B., PRATT L.M., CURTIN T.M. & BRASSELL S.C. 2005 — Wildfires and seasonal aridity recorded in Late Cretaceous strata from southeastern Arizona, USA. *Sedimentology*, 52: 587–599.
- GLASSPOOL I.J. 2003 — Hypautochthonous — allochthonous coal deposition in the Permian, South African, Witbank Basin no. 2 seam; a combined approach using sedimentology, coalpetrology and paleontology. *Int. J. Coal Geol.*, 53: 81–135.
- GLASSPOOL I.J., EDWARDS D. & AXE L. 2004 — Charcoal in the Silurian as evidence for the earliest wildfire. *Geology*, 32: 381–383.
- GLASSPOOL I.J., EDWARDS D. & AXE L. 2006 — Charcoal in the Early Devonian: A wildfire-derived Konservat-Lagerstätte. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 142: 131–136.
- GRADZIŃSKI R., DOKTOR M. & BRZYSKI B. 1982 — Accumulation of drifted logs and other large plant debris in a Carboniferous fluvial channel at Czerwionka, Upper Silesia. *Acta Geol. Pol.*, 32: 69–81.
- HAYDUKIEWICZ J. & MUSZER J. 2002 — Offshore to onshore transition in the Upper Viséan paleontological record from the Paprotnia section (Bardo Mts., West Sudetes). *Geol. Sudet.*, 34: 17–34.
- HAYDUKIEWICZ J. & MUSZER J. 2004 — Węgiel drzewny w osadach serii Paprotni (Góry Bardzkie) jako świadectwo wczesnokarbońskich pożarów. [W:] Muszer J. (red.), *Zapis paleontologiczny jako wskaźnik paleośrodowisk*. XIX Konf. Nauk. Paleobiol. i Biostratygraf. PTG, Wrocław, 16–18 września 2004 r.: 29–31.
- JONES T.P. & LIM B. 2000 — Extraterrestrial impacts and wildfires. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 164: 57–66.
- KEUPP H. & KOMPA R. 1984 — Mikrofazielle und Sedimentologische Untersuchungen an Devon/Karbon Profilen am Nordrand des Rechtsrheinischen Schiefergebirges. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 67: 139–142.
- MARYNOWSKI L. & FILIPIAK P. 2007 — Water column euxinia and wildfire evidence during deposition of the Upper Famennian Hangenberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland). *Geol. Mag.*, 144: 569–595.
- NICHOLS G. & JONES T.P. 1992 — Fusain in Carboniferous shallow marine sediments, Donegal, Ireland: the sedimentological effects of wildfire. *Sedimentology*, 39: 487–502.
- ODUM E. P. 1982 — Podstawy ekologii. Wydanie III. Państw. Wyd. Rol. i Leśne: 661.
- OESTERLEN P.M. & LEPPER J. 2005 — The Lower Karoo coal (k2–3) of the Mid-Zambezi basin, Zimbabwe: depositional analysis, coal Genesis and palaeogeographic implications. *Int. J. Coal Geol.*, 61: 97–118.
- PYNE S.J., ANDREWS P.L. & LAVEN R.D. 1996 — Introduction to Wildland Fire. *J. Wiley*, New York: 188.
- ROWE N.P. & JONES T.P. 2000 — Devonian charcoal. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 164: 339–355.
- SCOTT A.C. 1989 — Observations on the nature and origin of fusain. *Int. J. Coal Geol.*, 12: 443–475.
- SCOTT A.C. 2000 — The Pre-Quaternary history of fire. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 164: 281–329.
- SCOTT A.C. 2002 — Coal petrology and the origin of coal macerals: a way ahead?. *Int. J. Coal Geol.*, 50: 119–134.
- SCOTT A.C. & GALTIER J. 1985 — The distribution and ecology of early ferns. *Proc. R. Soc. Edinburgh B.*, 86: 141–149.
- SCOTT A.C., GALTIER J. & CLAYTON G. 1985 — A new late Tournaisian (Lower Carboniferous) flora from the Kilpatrick Hills, Scotland. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 44: 81–99.
- SCOTT A.C. & JONES T.P. 1994 — The nature and influence of fire in Carboniferous ecosystems. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 106: 96–112.
- SCOTT A.C., GALTIER J., MAPES R.H. & MAPES G. 1997 — Palaeoecological and evolutionary significance of anatomically preserved terrestrial plants in Upper Carboniferous marine goniatite bullions. *J. Geol. Soc. London*, 54: 61–68.
- SCOTT A.C. & GLASSPOOL I.J. 2006 — The diversification of Paleozoic fire systems and fluctuations in atmospheric oxygen concentration. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 103: 10861–10865.
- SCOTT A.C. & REX G.M. 1987 — The accumulation and preservation of Dinantian plants from Scotland and its borders, European Dinantian Environments. *Geol. J.*, 12: 329–344.
- SEMKIWA P., KALKREUTH W., UTTING J., MPANJU F. & HAGEMANN H. 2003 — The geology, petrology, palynology and geochemistry of Permian coal basins in Tanzania: 2. Songwe-kiwira Coalfield. *Int. J. Coal Geol.*, 55: 157–186.
- SINGH M.P. & SINGH P.P. 1996 — Petrographic characterization and evolution of the Permian coal deposits of the Rajmahal basin, Bihar, India. *Int. J. Coal Geol.*, 29: 93–118.
- SINGH M.P. & SHUKLA R.R. 2004 — Petrographic characteristics and depositional conditions of Permian coals of Pench, Kanhan, and Tawa valley Coalfields of Satpura Basin, Madhya Pradesh, India. *Int. J. Coal Geol.*, 59: 299–243.
- SUN Y., PÜTTMANN W., KALKREUTH W. & HORSFIELD W. 2002 — Petrologic and geochemical characteristics of Seam 9–3 and Seam 2, Xingtai Coalfield, Northern China. *Int. J. Coal Geol.*, 49: 251–262.
- UHL D. & KERP H. 2003 — Wildfires in the Late Palaeozoic of Central Europe — The Zechstein (Upper Permian) of NW — Hesse (Germany). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 199: 1–15.
- UHL D., LAUSBERG S., NOLL R. & STAPF K.R.G. 2004 — Wildfires in the Late Palaeozoic of Central Europe — an overview of the Rotliegend (Upper Carboniferous–Lower Permian) of the Saar–Nahe Basin (SW Germany). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 207: 23–35.
- WELLMAN C.H., OSTERLOFF P.L. & MOHIUDDIN U. 2003 — Fragments of the earliest land plants. *Nature*, 425: 282–285.
- WOLBACH W.B., GILMOUR I. & ANDERS E. 1990 — Major wildfires at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 247: 391–400.

Praca wpłynęła do redakcji 16.07.2007 r.
Po recenzji akceptowano do druku 05.10.2007 r.