

## Początek późnopaleozoicznego zlodowacenia Gondwany i jego zapis w polskich sukcesjach karbońskich

Stanisław Skompski\*

**Onset of the late Palaeozoic Gondwanan glaciation and its sedimentary record in the Polish Carboniferous succession.** *Prz. Geol.*, 51: 658–662.

*Summary.* A comparison of the methods of direct and indirect timing of the Carboniferous onset of Gondwanan glaciation shows, that appearance of specific, glaciostatically controlled cyclicity of sedimentation on the southern shelf of Laurussia constitutes the most reliable indicator of this event. Amongst the numerous regions of this shelf with well known sedimentary record, the Illinois Basin and Lublin Basin were relatively stable in the tectonic sense. The analysis of cyclicity pattern in both regions indicates that the glaciation began in the Brigantian (Late Visean). An earlier deposition of short-time cyclothems (with average period of 100 ky), which appeared in Asbian, was probably caused by tectonic events.

**Key words:** cyclicity, Lower Carboniferous, Gondwanan glaciations, Lublin Basin (E Poland)

Problemy związane z zapisem sedymentacyjnym karbońsko-permskiego zlodowacenia Gondwany wydają się dość egzotyczne i marginalne dla głównych nurtów polskiej geologii, ale bliższe przyjrzenie się temu zagadnieniu wskazuje, że to właśnie w polskiej sukcesji karbońskiej tkwi potencjał ułatwiający częściowe choćby zrozumienie procesów zlodowacenia południowego megakontynentu. Narzucające się przy tej okazji skojarzenia ze zlodowaceniem plejstoceniowym zachęcają do poszukiwania pewnych analogii metodologicznych, możliwych do wykorzystania przy analizie sedymentacji i stratygrafii osadów czwartorzędowych. Dodatkową zachętę stanowią ostatnio wyraźnie ożywione próby konstrukcji nowej tabeli stratygraficznej karbonu, w której nadrzędnym elementem porządkującym byłby globalny transgresywno-regresywny rytm sedymentacji (Menning i in., 2000a; Alekseev, 2001; Heckel, 2002).

Warunkiem umożliwiającym śledzenie przebiegu zlodowacenia Gondwany na podstawie zapisu sedymentacyjnego na południowym szelfie karbońskiej Laurussii jest założenie o eustatycznym powiązaniu sedymentacji z powstawaniem lądolodu. O ile w późnym karbonie powiązania glaciostatyczne na ogół traktowane są jako pewne, o tyle początkowe stadia tego procesu ciągle są przedmiotem dyskusji (por. Ross & Ross, 1988; Smith & Read, 2000; Wright & Vanstone, 2001). Oczywistym utrudnieniem w rozważaniach dotyczących uniwersalnej krzywej zmian poziomu oceanu i wnioskowania na tej podstawie o zmianach objętości lądolodu jest nakładanie się sygnałów wynikających z lokalnych procesów tektonicznych, eustatyki oraz zmian klimatycznych, zmian składu atmosfery, itd. Dla uproszczenia rozważań modelowych te dwa pierwsze czynniki są traktowane jako zasadnicze i pośrednio stymulujące pozostałe elementy.

W dyskusji dotyczącej początku zasadniczego zlodowacenia karbońsko-permskiego (pominięto tu mało prawdopodobne epizody glacji na pograniczu franu i famenu oraz w turneju) dominują dwa poglądy.

Pierwszy z nich mówi o początku zlodowaceń bezpośrednio w pobliżu granicy wizenu i namuru, czyli w najwyższym brygancie (ang. *Brigantian*), zgodnie z nowszą klasyfikacją jednostek chronostratygraficznych dolnego karbonu). Podstawą do takich wniosków są bardzo wyraźne

i monotonnie wykształcone cyklotemy, na ogół deltowej natury, rozpoznane w licznych profilach szelfu Laurussii czy Azji (m.in. Giles, 1981; Leeder i in., 1988; Skompski, 1996; Smith & Read, 2000, 2001). Cyklotemy te powstawały w rytmie kilkuset tysięcy lat — przybliżone szacunki mówią zazwyczaj o 400–500 tysiącach lat.

Według zwolenników drugiego poglądu (Wright & Vanstone, 2001) wielki lądolód południowy pojawił się we wczesnym asbie, czyli ok. 5–7 mln lat wcześniej niż głosi hipoteza scharakteryzowana powyżej. Podstawą wnioskowania jest nagłe pojawienie się w obrębie angielskich sukcesji węglanowych kilku-, kilkunastometrowej miąższości cyklotemów, kończących się poziomami emersji, zaznaczającymi się w postaci kopalnych gleb lub powierzchni krasowienia. Cykle te były znacznie częstsze niż poprzednio wymienione i trwały prawdopodobnie około 100 tys. lat.

W rozważaniach dotyczących cykliczności zarówno jedne, jak i drugie są traktowane zwykle jako cykle IV rzędu. W dalszej części niniejszego opracowania te dłuższe określono umownie jako „cykle 400 ky”, te krótsze zaś jako „cykle 100 ky”.

Problem datowania początku zlodowaceń w istocie sprowadza się więc do rozstrzygnięcia, które z wymienionych cykli sedymentacyjnych są następstwem zmian objętości lądolodu. Teoretycznie najprostszym sposobem rozstrzygnięcia sporu byłoby skonfrontowanie danych sedymentologicznych z wynikami uzyskanymi przy pomocy bardziej oczywistych, bezpośrednich metod datowania zlodowaceń karbońsko-permskich.

Najstarsze sukcesje, w których datowane osady morskie lub lądowe przeławicają się z osadami glacialnymi występują w Argentynie i w Australii (m.in. Crowell, 1978; Veevers & Powell, 1987; Gonzalez, 2001; Eyles i in., 2002). Są one datowane na początek brygantu (Australia — 325 mln wg Younga and Laurie’go, 1996) lub przełom wizenu i namuru (Argentyna — Gonzalez, 1990, 2001). Datowania te dotyczą jednak jedynie lokalnych zdarzeń glacialnych, o niejasnym powiązaniu z zasadniczym, wielkoskalowym procesem. Podstawowym problemem jest także odniesienie danych biostratygraficznych pochodzących z Gondwany do profili Laurussii, skąd wywodzą się zasadnicze schematy stratygrafii karbonu. Niemniej w szczególnych przypadkach dobrze udokumentowane dane biostratygraficznie wskazują na wyraźne diachroniczne początki glacialnej sukcesji osadowej nawet w

\*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; skompski@uw.edu.pl

sąsiadujących obszarach (baseny Australii — Eyles i in., 2002). Tym samym dane uzyskane przy pomocy bezpośrednich datowań jedynie w dużym przybliżeniu określają pojawienie się zasadniczego impulsu wywołującego skokowy wzrost objętości lądolodu.

Innym sposobem datowania początku zlodowaceń może być termometria izotopowa, prowadzona na podstawie zmian zawartości izotopów tlenu w skorupkach ramionogów (Bruckschen i in., 1999). Zgodnie z oczekiwaniami autorów cytowanych badań temperatury mórz karbońskich malały w czasie karbonu, ale rytm ich zmian zupełnie nie pasuje do zapisu rytmu sedymentacyjnego. Co więcej, zasadnicza zmiana  $\delta^{18}\text{O}$  miała miejsce w późnym serpuchowie (a więc kilka mln lat po końcu wizeńcu); była zmianą bardzo znaczącą (od  $-2$  do  $-10\%$  PDB) i odwrotną do trendu całego karbonu. Tym samym wydaje się, że zmiany temperatur rejestrowane w płytkich morzach szelfowych w strefie zwrotnikowej (badania Bruckschena i in. bazowały na profilach Europy Zach., basenu donieckiego i basenu moskiewskiego) w znacznie większym stopniu były uzależnione od zmian lokalnych warunków hydrodynamicznych, kierunków prądów, zmian paleogeograficznych, itp. niż od zmian objętości lądolodu. Pośrednim potwierdzeniem takiej hipotezy jest analiza karbońskiego rozwoju budowli węglanowych (Webb, 2002). Budowle te są najczęstsze i najbardziej zróżnicowane w późnym wizeńcu, a dane pochodzące ze wsch. Australii wskazują, że rafy sięgały  $45^\circ$  szer. geogr. południowej.

Z powyższych uwag wynika, że najpewniejszym sposobem wnioskowania o historii lądolodu Gondwany jest dokładna analiza cyklicznej sukcesji zapisanej na szelfie Laurussii (dokładnie taką sugestię wyraził już Crowell, 1978). Tutaj zasadniczym problemem pozostaje jednak oddzielenie w zapisie sedymentacyjnym składowej eustatycznej od innych, głównie tektonicznych czynników

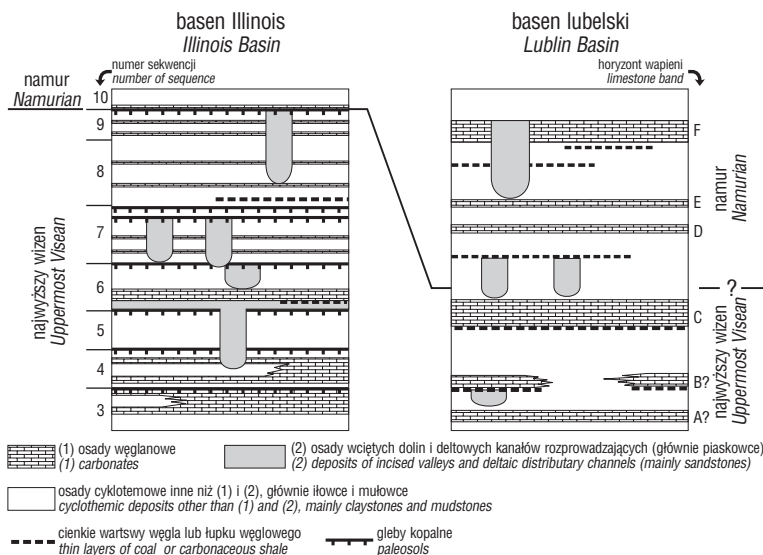
warunkujących transgresywno-regresywny reżim sedymentacji. Podstawowym kryterium rozstrzygającym o eustatycznej kontroli sedymentacji pozostaje (pomimo wielu prób znalezienia subtelniejszego narzędzia) porównanie liczby cyklotemów i ich wykształcenia w możliwie odległych profilach. W tej sytuacji węzłową kwestią jest wybór odpowiednich poligonów badawczych i wyeliminowanie obszarów mało stabilnych, podatnych na częste wahania tempa subsydencji. Niedocenienie tego ostatniego czynnika wydaje się być powodem zarysowanej na wstępie kontrowersji dotyczącej glacialnej kontroli cykliczności wizeńskiej.

### Cykle 100 ky

Cykle „krótkie”, 100 000-letnie, pojawiające się nagle na początku asbu, są opisywane głównie z terenu Wysp Brytyjskich (Walkden, 1987; Leeder, 1988; Horbury, 1989; Vanstone, 1996; Wright & Vanstone, 2001). Zostały one rozpoznane w rejonie ciągnącym się od północnej Walii po Northumberland Basin, a więc w rejonie wewnętrznego szelfu, oddzielonego od jego części zewnętrznej pasem wyniesień znanych jako Łąd św. Jerzego. W sukcesji brytyjskiej wyróżniono w asbie ok. 30–40 takich cykli, co w zestawieniu z czasem trwania asbu (3,5–5,5 mln lat) daje 90–180 tys. lat jako okres cyklu. Ich charakterystyczną cechą jest zwiększanie ku górze miąższości cyklotemów (1–5 m w asbie i ok. 10 m w brygancie) oraz zawartości wkładek ilasto-marglistych, co może wskazywać wydłużanie czasu powstawania każdego z cyklotemów i stopniowe pogłębianie środowiska sedymentacji (Wright & Vanstone, 2001). Pomimo niepewności datowań asbu, jak również mało precyzyjnie określonej liczby cykli przyjęto, że są one efektem wahań poziomu morza (Leeder, 1988; Horbury, 1989; Wright & Vanstone, 2001), które z

kolei są konsekwencją zmian objętości lodowców spowodowanych cyklem ekscentrycznym (100 000 lat). Istotnym argumentem, który zaważył na przyjęciu takiego rozwiązania, była zbieżność kształtu krzywych ilustrujących zmienność poziomu mórz plejstocenicznych i wahań batymetrii osadów asbu (patrz: Horbury, 1989 — fig. 9).

Analogiczny typ cykliczności, doskonale rozpoznany i wielokrotnie opisany na Wyspach Brytyjskich jest rzadko sygnalizowany w profilach innych niż brytyjskie. Giles (1981) opisał drobnoskalową cykliczność w obrębie wizeńskich megacyklotemów na Nowej Szkocji. Conil i Lys (1977) wskazali na rytmikę sedymentacji podobnego wieku w Belgii. W obydwu tych przypadkach cykliczność pojawiła się nieco wcześniej niż w profilach brytyjskich (w holkerze poprzedzającym asb, ok. 3–4 mln lat wcześniej). Podobna cykliczność charakteryzowała też węglanową sukcesję asbu (a więc równolegą z brytyjską) w basenie Illinois (Smith & Read, 2000). Zgodnie z oczekiwaniami, cykliczność wyrażająca się głównie rytmicznym pojawianiem się gleb kopalnych i poziomów subaeralnego zbrekcjowania, jest znacznie



**Ryc. 1.** Porównanie schematów sedymentacji późnowizeńsko-wczesnonamurskiej w basenie Illinois i basenie lubelskim. Schemat amerykański na podstawie Smith i Read (2000), schemat polski na podstawie profili z rejonu Orzechowa — NE Lubelszczyzna (szczegóły [W:] Szwemin, 1992; Skompski, 1996)

**Fig. 1.** Comparison of the sedimentary pattern in the late Visean–early Namurian of Illinois Basin and Lublin Basin. Illinois Basin — after Smith & Read (2000), Lublin Basin — simplified sections from the Orzechów area (NE Lublin Upland) after Szwemin, 1992; Skompski, 1996

wyraźniejsza w marginalnych partiach basenu niż w jego części środkowej.

### Cykle 400 ky

Cyklotemy drugiego rodzaju mają zazwyczaj większą miąższość (rzędu 20–30 m) oraz charakteryzują się występowaniem bardzo zróżnicowanych litotypów: od wapieni poczynając, a na cienkich warstwach węgla, łupku węglowego czy gleb stigmariowych kończąc (Moore, 1958; Leeder, 1988; Tucker, 1997). Wewnętrzna część cyklotemu zawiera różne ogniwa skał klastycznych, przeważnie związanych ze wszystkimi możliwymi subsrodowiskami deltowymi. Przejścia pomiędzy poszczególnymi cyklotemami są zazwyczaj gwałtowne lecz ciągłe, niemniej wyraźnie erozyjne kontakty są też obserwowane (Skompski, 1996, Pl. 28, Fig. 1–4). W klasycznym dla rozpoznania tych cyklotemów obszarze basenów Northumberland i Stanmore oraz strefy bloków Alston-Askrigg (płn. Anglia – płd. Szkocja) noszą one nazwę cyklotemów Yoredale. Pojawiły się tutaj w najwyższym wizenie (piętro brygant) i zanikły w momencie objęcia całego obszaru sedymentacją piaszczystych lub ilastych serii namurskich.

Inny przykład sukcesji tego typu opisano z basenu Illinois (Smith i Read, 2000, 2001) jako sekwencje nr 6–10 (ryc. 1, 2). W najbardziej typowym wykształceniu zaczynają się one piaszczystymi osadami wciętych dolin, okres maksymalnego zalewu charakteryzuje się sedymentacją węglanową, a górną część sekwencji stanowią poziomy gleb, a rzadziej węgle. Według szacunkowych przybliżeń pojedyncza sekwencja powstawała przeciętnie w czasie ok. 400 000 lat, a początek tego typu cykliczności oszacowano na późny brygant, tj. 1,6 mln lat przed końcem wizeny (ryc. 2).

Scharakteryzowana powyżej sukcesja poprzedza późnokarbońską sedymentację cykliczną z klasycznymi cyklotemami „typu Illinois”. Heckel (1980) oraz Smith i

Read (2001) wykazali duże podobieństwa obydwu typów cyklotemów.

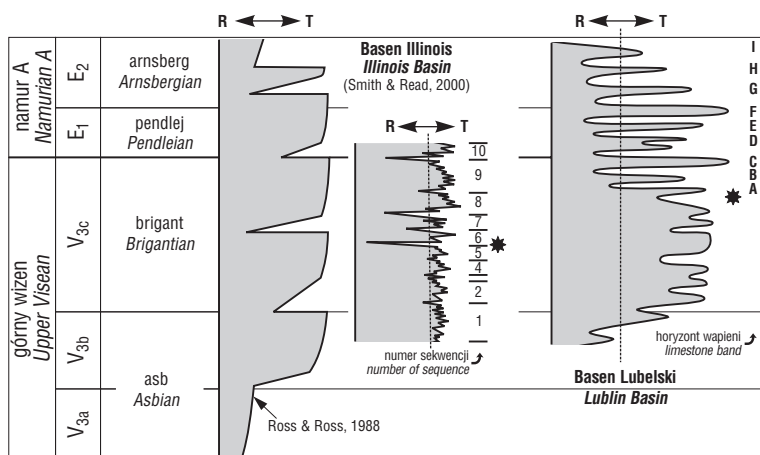
Podobnej skali cykliczność sedymentacji jest rejestrowana również w profilach basenu dniewrowsko-donieckiego (Dvorjanin i in., 1996). W przedziale od asbu po wyższą część arnsbergu (namur A) występuje tu kilkadziesiąt spływających się ku górze cyklotemów o średniej miąższości ok. 50 m. Charakteryzują się one ogromną różnorodnością litologiczną i różnicami w wykształceniu regionalnym. Cyklotemy zawierające jako skrajne bieguny facjalne wapienie i horyzonty gleb stigmariowych (sekwencja nr 6 według Dvorjanina i in., 1996), a więc przypominające cykliczność typu Yoredale, pojawiły się dopiero w wyższej części brygant.

### Zapis cykliczności górnowizeńsko-dolnonamurskiej w profilach karbonu lubelskiego i krakowskiego

W regionie krakowskim, gdzie osady karbonu dolnego były składane na obszarach wyniesionych bloków lub rozdzielających je basenów, z oczywistych względów zapisu cykliczności sedymentacji szukać można w profilach platform węglanowych, z których najlepiej poznany jest profil tzw. bloku Krakowa (Paszkowski, 1988; Paszkowski i Szulczewski, 1995). Profil odsłonięty w kamieniołomie Czatkowice, uzupełniony okolicznymi odsłonięciami naturalnymi, pozwala dość dokładnie prześledzić sedymentację dolno- i środkowowizeńską, nieco gorzej natomiast poznana jest faza schyłku wizeny. Cykliczność sedymentacji, wyrażona licznymi cyklami spływającymi się ku górze, jest znana z formacji z Czernej, z przełomu wizeny środkowego i górnego (holker/asb), znacznie mniej jest czytelna natomiast w wyżejległym profilu formacji Czerwonej Ścianki. Koniec ciągłej sedymentacji węglanowej i przejście do sedymentacji klastycznej z interkalacjami wapieni i zdarzającymi się glebami stigmariowymi (warstwy zalaskie — Kotas, 1972), dowodzi wyraźnej cykliczności sedymentacji, ale o jej naturze trudno dziś powiedzieć coś konkretnego.

Znacznie klarowniejszy obraz przedstawia profil Lubelszczyzny w północno-wschodniej (platformowej) części obszaru występowania karbonu lubelskiego. Sedymentacja paraliczna rozpoczęła się tutaj najprawdopodobniej w asbie ( $V_{3b}$ ) i cała najniższa formacja Huczwy ma charakter osadu deponowanego cyklicznie, choć o niezbyt regularnym rytmie powtórzeń (Porzycki, 1988; Skompski, 1996). Cyklotemy tej formacji zawierają głównie utwory węglanowe (wapienie i margle), nieco rzadziej osady klastyczne (głównie iłowce i mułowce), a występują w niej także utwory fitogeniczne, w tym cienkie warstewki węgla (ryc. 1, 2). Horyzonty węglanowe, jak i całe cyklotemy, korelują się jednak jedynie w sąsiadujących profilach, w szerszej skali regionalnej korelacja jest natomiast niemożliwa. Miąższość poszczególnych cyklotemów i ich liczba wyraźnie maleje w kierunku wschodnim i północno-wschodnim.

Pełnie inny charakter mają osady wyżejległe, zaliczane do formacji Terebina. Cykliczność nabiera tutaj wyraźnie regularnego charakteru: dotyczy to zarówno sukcesji litolo-



**Ryc. 2.** Krzywa zmian poziomu morza w późnym wizenie-wczesnym namurze basenu Illinois (wg Smith & Read, 2000) i w basenie lubelskim, na tle globalnej krzywej batymetrycznej, zaproponowanej przez Ross & Ross (1988). Gwiazdki wskazują początek karbońskiego zlodowacenia Gondwany; R ↔ T — regresja, transgresja

**Fig. 2.** Sea-level curve for the late Visean-early Namurian interval in the Illinois Basin (after Smith & Read, 2000) and Lublin Basin in the context of global sea-level curve, proposed by Ross & Ross (1988). Asterisks indicate the beginning of the Carboniferous Gondwanan glaciation; R ↔ T — regression, transgression

gicznej typowej dla karbońskich cyklotemów deltowych, ich miąższości, jak i możliwości korelacji niemal w skali całego obszaru występowania karbonu. Regularność wykształcenia horyzontów wapiennych i ich subtelne, ale dostrzegalne zróżnicowanie mikrofacjalne, umożliwia traktowanie ich w wielu przypadkach jako warstw przewodnich (*marker beds*) o walorach izochronicznych. Cyklotemy powstawały w środowisku sedymentacyjnym dokładnie odpowiadającym cykliczności typu Yoredale, ale w porównaniu do Wielkiej Brytanii w warunkach znacznie spokojniejszego tektonicznie podłoża.

Dość raptowna zmiana schematu sedymentacji, pozwalająca rozróżnić formacje Huczwy i Terebina, nastąpiła na pograniczu wizenu i namuru. W zależności od umiejscowienia granicy wizen–namur, w spagu tzw. wapienia A (Porzycki, 1988; Musiał & Tabor, 1988) lub pomiędzy wapieniem C i D (Skompski, 1986), zmiana reżimu sedymentacji odbyłaby się dokładnie na granicy wizenu i namuru lub nieco poniżej (ryc. 2). Tym samym pojawienie się cykliczności typu Yoredale nastąpiłoby na Lubelszczyźnie mniej więcej w tym samym czasie co w Wielkiej Brytanii i w basenie Illinois („mniej więcej” wynika tu z nie najlepszej precyzji datowań biostratygraficznych w dyskutowanym interwale). Długotrwałość cykli jest możliwa jedynie do przybliżonego oszacowania i określono ją jako 500 000 lat (Skompski, 1996). Pojawienie się w ostatnich latach nowych datowań radiometrycznych poszczególnych horyzontów karbońskich (Menning i in., 2000b) szacunków tych nie zmieniło. Istotne w tych rozważaniach datowania piętra pendlej wskazują, że trwało ono 2,5 mln lat, niezależnie od tego, czy jego granica z brygantem będzie datowana na 326 mln (tzw. skala B wg Menninga i in., 2000b) czy 319 mln lat (skala A).

W najpełniejszych profilach środkowej Lubelszczyzny w tym przedziale powstało maksymalnie 5 cyklotemów typu Yoredale, co pozwoliło na oszacowanie powyżej wymienionej długości cyklu.

### Glacieustatyka a cykliczność sedymentacji

Wydaje się, że spośród wymienionych powyżej regionalnych przykładów sukcesji ilustrujących pojawienie się specyficznych typów cykliczności tylko dwa obszary, basen Illinois i basen lubelski, dostarczają danych, umożliwiających wnioskowanie o powiązaniach zlodowacenia z eustatyką. Obydwa obszary są położone ma krawędzi starych, stosunkowo stabilnych i niezwykle rozległych płyt kontynentalnych, z wyraźnym istniejącym kontrastem subsydencji pomiędzy częścią platformową i basenową (rów lubelski w przypadku Lubelszczyzny, *basin interior* w przypadku Illinois). Jednocześnie tempo subsydencji w obszarach platformowych obydwu regionów wykazuje stabilne trendy.

Stałym, ale znacznie szybszym niż w wymienionych obszarach tempem subsydencji charakteryzuje się również śródkratoniczny basen dniewprowsko-doniecki, tutaj jednak subsydencja była na tyle duża, że ewentualne zmiany eustatyczne w istotnym stopniu zostałyby zapewne maskowane ruchem podłoża aulakogenu.

Mało stabilnymi rejonami wydają się być również północna Anglia i region krakowski, należące do wyjątkowo rozległych, kilkusetkilometrowej szerokości obszarów

szelfowych, porozbijanych na wiele mniejszych i większych bloków (rekonstrukcja Bless i in., 1981; Skompski, 1995). Ruchliwość bloków w ciągu całego wczesnego karbonu jest dość wiarygodnie potwierdzona licznymi obserwacjami sedymentologicznymi i tektonicznymi (Paszowski, 1988; Poprawa i in., 2001). Tektoniczna ruchliwość podłoża w tych regionach jest zresztą dość oczywista w kontekście bliskości zbliżającego się w wizenie frontu waryscyjskiego. Powstające naprężenia tektoniczne dość często znajdują swój wyraz w prawie regularnych oscylacyjnych ruchach podłoża, co niezwykle przekonująco wyjaśniają np. modele Cloethinga i in. (1985), czy model Cathlessa i Hallama (1990), przybliżony polskimi czytelnikom w pracy Zawidzkiej (1993). „Krótkie” cyklotemy (100 000 lat), obserwowane na Wyspach Brytyjskich, Nowej Szkocji czy w regionie krakowskim, mogą być wywoływane takimi właśnie procesami, a ich nierównoczesowe pojawienie się jest uzależnione w oczywisty sposób od czasu oddziaływania formującego się górotworu.

Kolejnym argumentem podkreślającym znaczenie profili karbonu Illinois i Lubelszczyzny dla rozpatrywanego problemu jest długość trwania cykli. W późnym karbonie, który może być uznany za najbardziej typowy interwał fanerozoiku wykazujący glacialnie kontrolowaną cykliczność, długość cyklu szacowana jest na ogół na 400 000 lat (Heckel, 2001). Wartości uzyskane dla cykli Illinois i Lubelszczyzny są stosunkowo bliskie tej właśnie liczbie. Spostrzeżenie to nie wyjaśnia intrygującej zagadki, dlaczego właśnie ten rytm zlodowaceń zapisał się tak wyraźnie w profilach karbońskich (a znacznie mniej wyraźnie w profilach plejstoceńskich, patrz np. Shackleton, 2000; Lindner i in., 2002), niemniej dostarcza on argumentacji wskazującej na glacialną kontrolę cykli górnowieńskiego-dolnonamurskich. Pojawienie się facji typu Yoredale jest też oddźwiękiem generalnej zmiany reżimu transgresywnego, dominującego przez większą część wizenu, na reżim regresywny, charakterystyczny dla najwyższego wiznu i wczesnego namuru (por. ryc. 2). Naturalnymi konsekwencjami takiej zmiany było wyraźne odwrócenie proporcji pomiędzy sedymentacją węglanową (dominującą w wizenie), a klastyczną (przeważającą w namurze) i pojawienie się wcięć dolinnych, powstających w fazach maksymalnego obniżenia poziomu morza. Ich brak w brytyjskich profilach facji Yoredale skłaniał Leedera i Strudwick (1987) do poszukiwania tektonicznego uzasadnienia dla tego typu cykliczności. Ich znalezienie w profilach Lubelszczyzny (patrz Skompski, 1996, fig. 17 i Illinois — Smith & Read, 2000, fig. 3) było jednym z istotnych argumentów uwydatniających rolę eustatyki w formowaniu cyklotemów Yoredale.

Zasadniczym wnioskiem wypływającym z przytoczonego powyżej porównania przejawów cykliczności sedymentacji jest wskazanie pogranicza wizenu i namuru jako początku zasadniczego zlodowacenia Gondwany. Postęp zlodowacenia, mierzony prędkością zanikania morskich ingresji w profilach karbońskich, był dość szybki (w relacji do długości trwania całego okresu zlodowaceń) i już w połowie namuru A (w stropie piętra arnsberg) doprowadził do osiągnięcia pierwszego minimum poziomu morza. Konsekwencją wielkiej regresji, a zapewne również zmian klimatycznych, było gwałtowne wymieranie zespółów wczesnkarbońskich, odpowiadające współcześnie definowanej granicy dolnego i górnego karbonu.

## Literatura

- ALEKSEEV A.S. 2001 — Stage subdivision of the Carboniferous System. Newsletter on Carbon. Stratigr., 19: 14–16.
- BLESS M.J.M., PAPROTH E. & WOLF M. 1981 — Interdependence of basin development and coal formation in the west European Carboniferous. Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 5: 535–553.
- BRUCKSCHEN P., OESMANN S. & VEIZER J. 1999 — Isotope stratigraphy of the European Carboniferous: proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonics. Chem. Geology, 161: 127–163.
- CATHLES L.M. & HALLAM A. 1991 — Stress-induced changes in plate density, Vail sequences, epeirogeny, and short-lived global sea level fluctuations. Tectonics, 10: 659–671.
- CLOETINGH S., MCQUEEN H. & LAMBECK K. 1985 — On a tectonic mechanism for regional sea-level variations. Earth Planet. Sc. Lett., 75: 157–166.
- CONIL R. & LYS M. 1977 — Les transgressions dinantiennes et leur influence sur la dispersion et l'évolution des foraminifères. Memoir d'Institut de Geologie, Université Cath. Louvain, 29: 9–55.
- CROWELL J.C. 1978 — Gondwanan glaciation, cyclothems, continental positioning, and climate change. Amer. Jour. Sc., 278: 1345–1372.
- DVORJANIN E.S., SAMOLYLUK A.P., EGURNOVA M.G., ZAYKOVSKY N.YA., PODLADCHIKOV YU.YU., VAN DEN BELT F.J.G. & DE BOER P.L. 1996 — Sedimentary cycles and paleogeography of the Dnieper Donets Basin during the late Viséan-Serpukhovian based on multiscale analysis of well logs. Tectonophysics, 268: 169–187.
- EYLES N., MORY A.J. & BACKHOUSE J. 2002 — Carboniferous-Permian palynostratigraphy of west Australian marine rift basins: resolving tectonic and eustatic controls during Gondwanan glaciations. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 184: 305–319.
- GILES P.S. 1981 — Major transgressive-regressive cycles in the middle to late Viséan rocks of Nova Scotia. Papers of Province Nova Scotia, Department of Mines and Energy, 81–2: 1–27.
- GONZALEZ C.R. 1990 — Development of the Late Paleozoic glaciations of the South American Gondwana in western Argentina. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 79: 275–287.
- GONZALEZ, C.R. 2001 — New data on the Late Palaeozoic glaciations in Argentina. Newsletter on Carbon. Stratigr., 19: 44–45.
- HECKEL P.H. 2001 — New proposal for series and stage subdivision of Carboniferous System. Newsletter on Carbon. Stratigr., 19: 12–14.
- HECKEL P.H. 1980 — Paleogeography of eustatic model for deposition of midcontinent Upper Pennsylvanian cyclothems. [In:] Fouch T.D. & Magathan E.R. (ed.) Paleozoic paleogeography of west-central United States. SEPM, Rocky Mountain Section, West-Central United States Paleogeography Symposium I: 197–215.
- HECKEL P.H. 2002 — Observations and constraints on radiometric dating of the Pennsylvanian succession in North America and its correlation with dates from Europe. Newsletter on Carbon. Stratigr., 20: 10–14.
- HORBURY A.D. 1989 — The relative roles of tectonism and eustasy in the deposition of the Urswick Limestone in south Cumbria and north Lancashire. York. Geol. Soc., Occasional Publ., 6: 153–168.
- KOTAS A. 1972 — Osady morskie karbonu górnego i ich przejsięcie w utwory produktywne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Pr. Inst. Geol., 61: 279–328.
- LEEDER M.R. 1988 — Recent developments in Carboniferous geology: a critical review with implications for the British Isles and N.W. Europe. Proc. Geol. Ass. London, 99: 73–99.
- LEEDER M.R. & STRUDWICK A.E. 1987 — Delta-marine interactions: a discussion of sedimentary models for Yoredale-type cyclicality in the Dinantian of northern England. [In:] Miller J., Adams A.E. & Wright V.P. (ed.), European Dinantian Environments: 115–130.
- LINDNER L., BOGUĆKI A., GOŻYK P., MARCINIAK B., MARKS L., ŁANCZONT M. & WOJTANOWICZ J. 2002 — Główne cykle klimatyczne w stratygrafii plejstocenu Polski i Ukrainy. Prz. Geol., 50: 787–792.
- MENNING M., BELKA Z., KULLMANN J., STOPPEL D. & WEYER D. 2000a — On the number of Carboniferous series and stages. Newsletter on Carbon. Stratigr., 18: 8–9.
- MENNING M., WEYER D., DROZDZEWSKI G., VAN AMEROM H.W. & WENDT I. 2000b — A Carboniferous time scale 2000: discussion and use of geological parameters as time indicators from central and western Europe. Geol. Jahrbuch, A156: 3–44.
- MOORE D.G. 1958 — The Yoredale Series of Upper Wensleydale and adjacent parts of NW Yorkshire. Proc. York. Geol. Soc., 31: 91–148.
- MUSIAL Ł. & TABOR M. 1988 — Stratygrafia karbonu na podstawie makrofauny. Pr. Inst. Geol., 122: 88–111.
- PASZKOWSKI M. 1988 — Basen dinantu w okolicach Krakowa – próba syntezy. Prz. Geol., 36: 200–207.
- PASZKOWSKI M. & SZULCZEWSKI M. 1995 — Late Paleozoic carbonate platforms in Polish part of the Moravia-Małopolska shelf. XIII Inter. Congr. Carbon.-Permian, Kraków, Exc. Guide B-4: 5–12.
- POPRAWA P., JAROSIŃSKI M., PEPEL A., KIERSNOWSKI H. & JAWOR E. 2001 — Ewolucja tektoniczna rejonu Liplas-Tarnawa — analiza subsydencji, badania mezostrukturalne oraz analiza danych sejsmicznych i grawimetrycznych. Pr. Państw. Inst. Geol., 174: 143–160.
- PORZYCKI J. 1988 — Charakterystyka litologiczno-sedymentologiczna karbonu. Pr. Inst. Geol., 122: 40–76.
- ROSS C.H.A. & ROSS J.R.P. 1988 — Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. [In:] Wilgus C.K., Hastings B.J., Posamentier H., van Wagoner J.C., Ross C.A. & Kendall C.G.S.C. (ed.), Sea-level changes: an integrated approach. SEPM Spec. Publ., 42: 227–247.
- SHACKLETON N.J. 2000 — The 100 000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. Science, 289: 1897–1901.
- SKOMPSKI S. 1995 — Tectonic framework and development of sedimentation at the margin of the East European Platform. XIII Inter. Congr. Carbon.-Permian, Kraków, Exc. Guide A2: 5–9.
- SKOMPSKI S. 1996 — Stratigraphic position and facies significance of the limestone bands in the subsurface Carboniferous succession of the Lublin Upland. Acta Geol. Pol., 46: 171–268.
- SKOMPSKI S. 1998 — Regional and global chronostratigraphic correlation levels in the late Viséan to Westphalian succession of the Lublin Basin (SE Poland). Geol. Quart., 42: 121–130.
- SMITH, L.B. & READ J.F. 1999 — Application of high-resolution sequence stratigraphy to tidally influenced Upper Mississippian carbonates, Illinois Basin. SEPM Spec. Publ., 63: 107–126.
- SMITH, L.B. & READ J.F. 2000 — Rapid onset of late Paleozoic glaciation on Gondwana: Evidence from Upper Mississippian strata of the Midcontinent, United States. Geology, 28: 279–282.
- SMITH, L.B. & READ J.F. 2001 — Discrimination of local and global effects on Upper Mississippian stratigraphy, Illinois Basin, U.S.A. Jour. Sed. Res., 71: 985–1002.
- SZWEMIN M. 1992 — Wykształcenie facjalne i sedymentacja utworów wżenu i namuru dolnego rejonu Orzechowa (północno-wschodnia Lubelszczyzna). Arch. Wydz. Geol. UW.
- TUCKER M. 1997 — Mixed carbonate-clastic high-frequency sequences from the mid-Carboniferous of northern England: stacking patterns, facies and origin. 18<sup>th</sup> IAS Reg. Eur. Meet. of Sediment., Heidelberg 1997, Abstracts: 346.
- VANSTONE S.D. 1996 — The influence of climatic change on exposure surface development: a case study from the Late Dinantian of England and Wales. Geol. Soc. London Spec. Publ., 107: 281–301.
- VEEVERS J.J. & POWELL C.McA. 1987 — Late Palaeozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected transgressive-regressive depositional sequences in EuroAmerica. Geol. Soc. Amer. Bull., 98: 475–487.
- WALKDEN G.M. 1987 — Sedimentary and diagenetic styles in late Dinantian carbonates of Britain. [In:] Miller J., Adams A.E. & Wright V.P. (ed.), European Dinantian Environments: 131–155.
- WEBB G.E. 2002 — Latest Devonian and early Carboniferous reefs: depressed reef building after the middle Paleozoic collapse. SEPM Spec. Publ., 72: 239–269.
- WRIGHT V.P. & VANSTONE S.D. 2001 — Onset of Late Palaeozoic glacio-eustasy and the evolving climates of low latitude areas: a synthesis of current understanding. Jour. Geol. Soc. London, 158: 579–582.
- YOUNG G.G. & LAURIE J.R. 1996 — An Australian Phanerozoic timescale. Oxford University Press, Melbourne: 1–277.
- ZAWIDZKA K. 1993 — Przyczyny zmian poziomu mórz i oceanów. Nowy model Cathlesa i Hallama. Prz. Geol., 41: 383–387.