

Dr inż. Piotr Strzeboński, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH

SEDYMENTACJA WARSTW ISTEBNIAŃSKICH (GÓRNY SENON – PALOCEN) ZACHODNIEJ CZĘŚCI SERII ŚLĄSKIEJ KARPAT

WSTĘP

W pracy podjęto próbę interpretacji wykształcenia litofacjalnego warstw istebniańskich pod kątem rekonstrukcji środowiska ich sedymentacji. Badania litologiczno-sedymentologiczne pozwoliły na rozpoznanie różnic w wykształceniu utworów, a także ich lateralnej zmienności i pionowego następstwa. Wydzielenie diagnostycznych kompleksów oraz sekwencji depozycyjnych w powiązaniu z rozkładem kierunków paleotransportu materiału okruchowego pozwoliło na przedstawienie modeli sedymentacyjnych i ich ewolucji w czasie.

Autor szczególnie pragnie podziękować dr. hab. inż. Tadeuszowi Słomce za cenne, zawsze konstruktywne uwagi oraz opiekę naukową, a także doc. dr hab. Barbarze Olszewskiej i dr hab. Adamowi Gasińskiemu za wykonanie analiz mikrofaunistycznych. Realizacja niniejszej pracy była możliwa dzięki wsparciu finansowemu z dotacji Komitetu Badań Naukowych: prace własne AGH (temat nr 10.10.140.833 oraz 10.10.140.517), jak również grant KBN (umowa nr 6 P04D 025 18).

METODYKA BADAŃ

Prace skoncentrowane były na opisie litologiczno-sedymentologicznym dostępnych profili w wychodniach warstw istebniańskich na zachód od Skawy – Beskid Morawski, Śląski i Mały (Strzeboński 2003; por. także Unrug 1963; Leszczyński 1981; Bromowicz 1992; Słomka 1995; Kotlarczyk i in. 1997). Badaniami objęto 57 potoków wraz z ich głównymi dopływami, a także 7 kamieniołomów oraz liczne łomiki i wolno stojące skałki. W sumie zbadano ponad 7400 m profili.

Jako główną metodę badawczą wykorzystano sedymentologiczną analizę litofacjalną, wiążącą cechy litologiczne osadu z mechanizmami depozycji i środowiskami sedymentacyjnymi (por. Miall 1985; Ghosh i Lowe 1993; Słomka 1995; Leśniak i Słomka 2000; Hickson i Lowe 2002). Badano także kierunki paleotransportu materiału okruchowego (ponad 850 pomiarów), analizując je osobno dla różnych cech kierunkowych oraz typów litofacjalnych. W analizie rozkładu paleotransportu nie uwzględniono ewentualnych zmian pierwotnych kierunków związanych z przesunięciami tektonicznymi i/lub rotacją Karpat (por. Unrug 1979, 1980; Rauch 2001). Pobierano także próby do badań mikropaleontologicznych oraz wykonywano dokumentację fotograficzną. Charakter litofacjalny profili analizowano pod kątem możliwości wydzielenia charakterystycznych kompleksów oraz sekwencji depozycyjnych reprezentujących osady określonych środowisk i subśrodowisk sedymentacyjnych (por. Mutti i Ricci Lucchi 1972; Pickering 1983; Pickering i in. 1986; Mutti i Normark 1987; Reading i Richards 1994; Słomka 1995; Hickson i Lowe 2002; Mattern 2002). Pomierzone parametry ławic zostały poddane opracowaniu wybranymi, matematycznymi metodami ilościowymi (Krawczyk i Słomka 1994).

LITOFACJE

Dla potrzeb opisu warstw istebniańskich zachodniej części serii śląskiej Karpat wyróżniono zespół 9 litofacji osadowych, charakterystyczny dla podmorskich, silikoklastycznych systemów depozycyjnych (por. Ghibauda 1992; Słomka 1995): zlepieńce (C), zlepieńce piaszczyste (CS), piaskowce zlepieńcowate (SC), piaskowce (S), piaskowce z małowcami

(SM), mułowce z piaskowcami (MS), mułowce (M), mułowce zlepieńcowate (MC), utwory sedymentacyjnie zdeformowane (F). Wydzielono także 46 sublitofacji pozwalających na podstawie wewnątrz ławicowych struktur sedymentacyjnych rozpoznać mechanizmy grawitacyjnej depozycji materiału okruchowego.

Udziały poszczególnych litofacji wykazują dużą zmienność pomiędzy regionami jak również wewnątrz tych regionów. Największe różnice stwierdzono pomiędzy Beskidem Morawskim, gdzie przeważają litofacje drobnoklastyczne: M, MS i SM (por. Menčík i in. 1983), a Beskidami Śląskim i Małym, gdzie dominują litofacje grubookruchowe: C, CS, SC i S. Wśród grubookruchowych utworów we wszystkich rejonach największy udział posiada litofacja S, natomiast w obrębie drobnoklastycznych litofacji przeważa generalnie MS. Ponadto bardzo charakterystycznymi i znaczącymi dla rekonstrukcji środowiska sedymentacyjnego utworami są litofacje MC oraz F (por. Słomka 1995). Największe ich udziały rozpoznano w Beskidach Śląskim i Małym (Strzeboński 2003).

Głównymi mechanizmami depozycji były spływy grawitacyjne o różnej energii, koncentracji materiału klastycznego i sposobie hamowania, wykształcone jako: nieturbulencyjne spływy o hydroplastycznej reologii (quasi laminarnym przepływie), prądy zawiesinowe oraz prądy denne przerabiające osad (por. Shanmugam 2000). Przeważająca część osadów deponowana była ze spływów rumoszowych (ziarnowych) i mułowych rozwijających się z lawin i osuwisk podmorskich. Część spływów nieturbulencyjnych (kohezyjnych) w trakcie rozprzestrzeniania się po dnie morskim przechodziła w prądy zawiesinowe.

KOMPLEKSY I SEKWENCJE DEPOZYCYJNE

Wyróżniono następujące typy form nagromadzenia osadu: kompleksy fartuchowe i utworów sedymentacyjnie zaburzonych, a także sekwencje kanałowe i przejściowe związane z kanałami (międzykanałowe oraz krawędzi i wałów kanałowych) oraz sekwencje lobowe i przejściowe związane z lobami depozycyjnymi (wachlarza lobowego i stożkowego). Dominującym typem są grubo- i drobnoklastyczne kompleksy fartuchowe (Strzeboński 2003).

KIERUNKI PALEOTRANSPORTU

Z obrazu kierunków paleotransportu materiału okruchowego wynika, że depozycja w zachodniej części śląskiego basenu sedymentacyjnego odbywała się głównie w kierunku NE i E, oraz w mniejszym stopniu także na N i NW. Kierunki te związane są z usytuowanym na południe od basenu śląskiego głównym obszarem alimentacyjnym (grzbietem śląskim). Dominacja kierunków NE i E wynika z ogólnej progradacji sedymentacji zgodnej z kierunkiem nachylenia dłuższej osi dna basenu, natomiast pojawiające się rzadko kierunki na SE i SW mogą być wymuszane przez geometrię litosomów oraz lokalne ukształtowanie podwodnych stoków i dna basenu śląskiego (por. Książkiewicz 1962, Unrug 1963, Ślącza red. 1986). Rozkład kierunków skorelowany z kompleksami sedymentacji chaotycznej i typami sekwencji depozycyjnych dokumentuje sedymentację warstw istebniańskich w obrębie liniowo i wielopunktowo zasilanych systemów depozycyjnych (fartuchowych i rampowych sensu Reading i Richards 1994).

ŚRODOWISKA SEDYMENTACYJNE

Obszar alimentacyjny miał charakter śródbasenowych wysp o mniej więcej równoleżnikowym przebiegu, wykazujących pewną odrębność tektoniczną, przejawiającą się między innymi różną intensywnością i jakością dostarczanego materiału klastycznego. W okresie sedymentacji utworów warstw istebniańskich pokrywa skał osadowych tych wyniesień musiała być w znacznym stopniu zerodowana na co wskazuje dominacja krystalicznych skał podłoża w materiale egzotykowym (por. Unrug 1968). Znaczne nagromadzenie uwęglonego

detrytusu roślinnego sugeruje przynajmniej częściowe pokrycie obszaru alimentacyjnego szatą roślinną.

Warstwy istebniańskie powstawały głównie w obrębie fartuchowych systemów depozycyjnych rozwijających się na skłonie obszaru źródłowego i u jego podstawy, częściowo wkraczających także na obszar równi basenowej. Fartuchy tworzyły nieuporządkowane systemy depozycyjne charakteryzujące się generalnie brakiem prawidłowości w następstwie litofacji i trendowych zmianach ich miąższości, a także nieregularnym uławiceniem, często nieciągłym lateralnie, licznymi śladami erozji ławic oraz zwykle masywnym wykształceniem litofacji grubokruchowych występujących w profilu bez rozdzielających poszczególne ławice litofacji drobnoklastycznych. Fartuchy zasilane były z obszaru alimentacyjnego w sposób liniowy wzdłuż basenu sedymentacyjnego. Powstające fartuchowe litosomy utworów grubokruchowych, z powodu niskiej wydajności spływów grawitacyjnych oraz wysokiego gradientu nachylenia skłonu, deponowane były w stosunkowo niedalekiej odległości od źródła materiału klastycznego. Tworzyły w obszarze proksymalnym strome, zazębiające się ciała o klinowym i stożkowym kształcie, a w strefie dystalnej pokrywy klastycznej o łobowej geometrii. Duża energia gruboklastycznych spływów powodowała powstawanie licznych, niewielkich i niestabilnych rozmyć erozyjnych i kanałów. Utwory drobnoklastyczne tworzyły rozległe pokrywy o niskim reliefie.

W centralnej części Beskidu Morawskiego rozpoznano także rampowy system depozycyjny złożony z lateralnie zazębiających się klasycznych stożków podmorskich (sensu Mutti i Ricci Lucchi 1972) posiadających dobrze wykształcone loby depozycyjne i strefę ich obrzeżenia. Cechą charakterystyczną wydzielonych sekwencji łobowych jest generalnie wzrost miąższości ławic i grubości ziarna w kierunku stropu profilu (tzw. cykle negatywne, nazywane także cyklami kompensacyjnymi), a także wyraźnie zaznaczona lateralna ciągłość płaskiego i regularnego uławicenia oraz dominujący udział litofacji SM z podrzędnie występującymi litofacjami S i MS (por. Słomka 1995).

ROZWÓJ SEDYMENTACJI

Początek sedymentacji warstw istebniańskich zaczyna się przejściem od uporządkowanych, turbidytowych systemów depozycyjnych górnych warstw godulskich, z rozwiniętymi kanałami i dobrze wykształconymi łobami stożków podmorskich (por. Słomka 1995), do systemów chaotycznej, nieturbulencyjnej sedymentacji w silikoklastycznych fartuchach i rampach (Strzeboński 2003). Ta zmiana charakteru depozycji miała związek z nasilającym się kompresyjnym reżimem tektonicznym prowadzącym do zintensyfikowania aktywności obszarów źródłowych (por. Unrug 1968; Birkenmajer 1976; Pescatore i Ślęczka 1984; Słomka 1995; Oszczytko 1999; Golonka, Oszczytko i Ślęczka 2000; Golonka i in. 2001; Nemčok 2001; Olszewska i Wieczorek 2001; Poprawa, Malata i Oszczytko 2002). Na charakter rozwoju sedymentacji mogła mieć także wpływ globalna tendencja regresywna (Ross i Ross 1990), w wyniku której przy obniżającym się poziomie morza wydatnie mogła się zwiększać dostawa materiału okruchowego do basenu. Wpływ zmian eustatycznych globalnego poziomu oceanu światowego, na rozwój depozycji w karpaccich basenach sedymentacyjnych, jest jednakże trudny do precyzyjnego określenia, ze względu na ich powiązanie ze zmiennymi w czasie ruchami tektonicznymi w tym regionie (dźwiganie i subsydencja, por. Poprawa, Malata i Oszczytko 2002).

Zróznicowanie częstotliwości i wielkości spływów grawitacyjnych materiału klastycznego było głównie efektem zmian tempa i intensywności wynoszenia i/lub pogrążania fragmentów grzbietu śląskiego. Rozwój systemu depozycyjnego warstw istebniańskich kontrolowany był zatem przede wszystkim przez czynnik tektoniczny i kształtował się w reżimie kompresyjnym o zmiennym w czasie natężeniu. Duży wpływ na rozwój systemu depozycyjnego mo-

gły mieć także gwałtowne wezbrania powodziowe, prowadzące do usuwania zwietrzliny z obszaru źródłowego i formowania delt stożkowych w proksymalnych strefach sedimentacji.

W okresach silnego zaangażowania tektonicznego związanego z nasilającą się kompresją basenów karpaccich, w czasie sedimentacji dolnych i górnych piaskowców istebniańskich, wyspy alimentujące zachodnią część basenu śląskiego ulegały intensywnemu dźwigananiu. Przybierały wówczas wysokogórską morfologię i otaczane były wąskimi szelfami przechodzącymi w strome strefy skłonorowe. Tempo akumulacji (rzędu stukilkudziesięciu m/mln lat) przewyższało wówczas tempo subsydencji prowadząc do znacznego spłylenia strefy sedimentacyjnej (por. Książkiewicz 1975; Olszewska 1984; Machaniec 2002). Natomiast w czasie względnego spokoju tektonicznego, przejawiającego się depozycją utworów drobnoklastycznych – dolnych i górnych łupków istebniańskich, niszczonego obszar ulegał obniżeniu, strefy szelfowe poszerzały się, a gradient nachylenia skłonów znacznie się zmniejszał. W takich okresach sedimentacja ulegała spowolnieniu, zmniejszała się częstotliwość spływów materiału klastycznego, a tempo subsydencji mogło przewyższać tempo depozycji prowadząc do wzrostu głębokości basenu.

LITERATURA

- Birkenmajer K. (1976): *The Carpathian orogen and plate tectonics*. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., Ser. A-2 (101): 43-53. Bromowicz J. (1992): *Basen sedimentacyjny i obszary źródłowe piaskowców magurskich*. Zesz. Nauk. AGH, Geologia 54: 7-122. Kraków. Ghibaudo G. (1992): *Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification*. *Sedimentology*, 39: 423-454. Ghosh B. i Lowe D. R. (1993): *The architecture of deep-water channel complexes, Cretaceous Venado Sandstone Member, Sacramento Valley, California*. [In:] *Advances in the Sedimentary Geology of the Great Valley Group, Sacramento Valley, California*, (Eds S. A. Graham and D. R. Lowe). SEPM, Pacific Section. Guidebook 73: 51-65. Golonka J., Oszczytko N. i Ślaczka A. (2000): *Late Carboniferous-Neogene geodynamic evolution and paleogeography of Circum-Carpathian region and adjacent areas*. *An. Soc. Geol. Pol.*, 70: 107-136. Golonka J., Krobicki M., Oszczytko N. i Ślaczka A. (2001): *Paleogeografia basenów Małopolskiej Prowincji Naftowej w mezozoiku i kenozoiku na tle ewolucji obszaru wokółkarpacciego*. *Przegląd Geol.*, 49 (5): 396-400. Hickson T. A. i Lowe D. R. (2002): *Facies architecture of a submarine fan channel-levee complex: the Juniper Ridge Conglomerate, Coalinga, California*. *Sedimentology* 49: 335-362. Kotlarczyk J., Krawczyk A. J., Leśniak T. i Słomka T. (1997): *Geologiczna baza danych GeoKarpaty dla polskich Karpat fliszowych*. Wyd. własne WGG i OŚ AGH. Kraków, 90 str. Krawczyk A. J. i Słomka T. (1994): *Podstawowe metody matematyczne w geologii*. Skrypty Uczelniane AGH 1393, Kraków, 168 str. Książkiewicz M. (1962): *Atlas geologiczny Polski. Zeszyt 13. Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach zewnętrznych*. 1:600 000. Inst. Geol. Warszawa. Książkiewicz M. (1975): *Bathymetry of the Carpathian flysch basin*. *Acta Geol. Pol.*, 25 (3): 309-367. Leszczyński S. (1981): *Piaskowce ciężkowickie jednostki śląskiej w Polskich Karpatach: studium sedimentacji głębokowodnej osadów gruboklastycznych*, *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 51: (3-4): 435-502. Leśniak T. i Słomka T. (2000): *Środowisko sedimentacji warstw istebniańskich dolnych (górnego senonu) rejonu Dobczyc*. *Kwart. AGH, Geologia*, 26 (1): 51-65. Machaniec (2002): Mattern F. (2002): *Amalgamation surfaces, bed thicknesses, and dish structures in sand-rich submarine fans: numeric differences in channelized and unchannelized deposits and their diagnostic value*. *Sedimentary Geology*, 150: 203-228. Elsevier Science B. V. Menčík E., i in. (1983): *Geology of the Moravskoslezské Beskydy Mts. And Podbeskydská pahorkatina Upland (with English summary)*. *Ustredni Ustav Geologicky*, 304 pp. Praha. Miall A. D. (1985): *Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. *Earth Sci. Rev.*, 22: 261-308. Mutti E. i Ricci Lucchi F. (1972): *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*, *Mem.*

Soc. Geol. Ital., 11: 161-199. Mutti E. i Normark W. R. (1987): *Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts*. [In:] Legget J. K. & Zuffa G. G. (eds.), *Marine Clastic Sedimentology, concepts and case studies*: Graham & Trotman, 1-38. London.

Nemčok M., Nemčok J., Wojtaszek M., Ludhova L., Oszczytko N., Sercombe W. J., Cieszkowski M., Paul Z., Coward M. P. i Ślącza A. (2001): *Reconstruction of Cretaceous rifts incorporated in the Outer West Carpathian wedge by balancing*. *Marine and Petrol. Geol.*, 18: 39-64.

Olszewska B. (1984): *Interpretacja paleoekologiczna otwornic kredy i paleogenu polskich Karpat zewnętrznych*. *Biul. Inst. Geol.*, 346: 7-45.

Olszewska B. i Wieczorek J. (2001): *Jurassic sediments and mikrofossils of the Andrychów Klippes (Outer Western Carpathians)*. *Geol. Carpath.*, 52: 217-228.

Oszczytko N. (1999): *From remnant ocean basin to collision-related foreland basin – a tentative history of the Outer Western Carpathians*. *Geologica Carpathica*, 50: 161-163.

Pescatore T. i Ślącza A. (1984): *Evolution models of two flysch basins: the Northern Carpathians and Southern Apennines*. *Tectonophysics*, 106: 49-70.

Pickering K. T. (1983): *Transitional submarine fan deposits from the late Precambrian Kongsfiord Formation submarine fan, NE Finnmark, N. Norway*. *Sedimentology*, 30: 181-199.

Pickering K. T., Stow D., Watson M. i Hiscott R. (1986): *Deep water facies processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments*, *Earth Sci. Rew.* 23, Elsevier Science Publishers, B. V. Amsterdam, Printed in the Netherlands.

Poprawa P., Malata T i Oszczytko N. (2002): *Ewolucja tektoniczna basenów sedymentacyjnych polskiej części Karpat zewnętrznych w świetle analizy subsydencji*. *Przegląd Geol.*, 50 (11): 1092-1108.

Rauch M. (2001): *Evolution of the Polish segment of the Western Outer Carpathians forced by the Tertiary convergence of the Alcapa. The results of laboratory modelling*. [In:] *Carpathian petroleum conference, Application of modern exploration methods in a complex petroleum system*, Wysowa, June 2001, Abstracts, 82-85.

Reading H. G. i Richards M. (1994): *Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system*, *Bull. Amer. Assoc. Petrol.*, 78(5): 792-822.

Ross C. A. i Ross J. R. P. (1990): *The Paleozoic sea-level curve*. [In:] W. B. Harland, A. V. Cox, A. V. Liewellyn, C. A. G. Pickton, A. G. Smith i R. Walters. *A geological time scale*. Cambridge University Press, Cambridge.

Shanmugam G. (2000): *50 years of turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models – a critical perspective*. *Mar. Pet. Geol.*, 17: 285-342.

Ślócka T. (1995): *Głębokomorska sedymentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat*. *Prace Geol. PAN*, 139: 7-132. Kraków.

Strzeboński P. (2003): *Środowisko sedymentacyjne warstw istebniańskich (górnego senonu – paleocenu) na zachód od Skawy*. *Rozprawa doktorska*. Archiwum Biblioteki Głównej Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanisława Staszica w Krakowie, Al. Mickiewicza 30.

Ślącza A. [Red], (1986): *Atlas of paleotransport of detrital sediments in the Carpathian-Balkan Mountain System. Part II: Cenomanian – Senonian*. Hung. Geol. Inst. Budapest.

Unrug R. (1963): *Istebna Beds – a fluxoturbidity formation in the Caarpathian Flysch*, *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33: 49-92.

Unrug R. (1968): *Kordyliera Śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaskowców fliszowych Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysockiego, polskie Karpaty zachodnie*. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 38(1): 81-164. Kraków.

Unrug R. (1979): *Rekonstrukcja palinspastyczna łuku karpaccykiego przed tektogenezą neogeńską*. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 49, z. 1-2, str. 3-21.

Unrug R. (1980): *Tectonic Rotation of Flysch Nappes in the Polish Outer Carpathians. Rotacja tektoniczna płaszczowin fliszowych Polskich Karpat Zewnętrznych*. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 50, z. 1, str. 27-39.