

Ewolucja utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego w rejonie Rzeszowa (obszar zdjęcia sejsmicznego 3D Sokółów–Smolarzyny)

Piotr Krzywiec¹, Anna Wysocka², Nestor Oszczytko³, Krzysztof Mastalerz⁴,
Bartosz Papiernik⁵, Grzegorz Wróbel¹, Marta Oszczytko-Clowes³,
Paweł Aleksandrowski⁶, Kazimierz Madej⁷, Sylwia Kijewska¹



P. Krzywiec



A. Wysocka



N. Oszczytko



K. Mastalerz



B. Papiernik



G. Wróbel



M. Oszczytko-Clowes



P. Aleksandrowski



K. Madej



S. Kijewska

Evolution of the Miocene deposits of the Carpathian Foredeep in the vicinity of Rzeszów (the Sokółów–Smolarzyny 3D seismic survey area). *Prz. Geol.*, 56: 232–244.

Abstract. The Miocene Carpathian foredeep basin in Poland (CFB) developed in front of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt, at the junction of the East European craton and the Palaeozoic platform. 3D seismic data, cores and well logs from Sokółów area (vicinity of Rzeszów) were used in order to construct new depositional model of the Miocene succession of the Carpathian foredeep. The gas-bearing Miocene infill of the CFB is characterized by a shallowing-upward trend of sedimentation and consists

of hemipelagic, turbiditic and deltaic and nearshore-to-estuarine facies associations. Lowermost part of the Miocene infill seems to have been deposited from the North. Such direction of sediment supply was related to influence of existing relief of the pre-Miocene basement, where very deep (up to 1,5 km) erosional valleys cut into the pre-Miocene (Precambrian) basement due to inversion and uplift of the SE segment of the Mid-Polish Trough are located. Upper part of the Miocene infill reflects sediment progradation from the South, from the Carpathian area into the foredeep basin. In the Rzeszów area existence of the so-called anhydrite-less island, i.e. relatively large area devoid of the Badenian evaporitic cover caused by the post-Badenian uplift and widespread erosion of evaporites, has been postulated for many years. Interpretation of 3D seismic data showed that such model should be abandoned. In the studied part of the CFB, Late Badenian evaporitic sedimentation was restricted to the axial parts of deep paleovalleys. Evaporites deposited in these valleys have been rarely encountered by exploration wells as such wells were almost exclusively located above basement highs separating erosional paleovalleys, hence giving incorrect assumption regarding regional lack of evaporitic cover. It is possible that in axial parts of these valleys important gas accumulations might exist, charged from the South and sealed by the Badenian evaporites.

Keywords: Carpathian foredeep, Miocene, 3D seismic data

Wschodnia część zapadliska przedkarpackiego jest obiektem intensywnych badań geologicznych i geofizycznych ze względu na występowanie w obrębie utworów mioceńskich licznych złóż gazu (Karnkowski, 1994; Myśliwiec, 2004a, b; Myśliwiec i in., 2004). Geometria najbardziej wschodniej części tego basenu osadowego (obszar Przemyśl–Lubaczów) jest zdominowana przez system uskoku normalnych i odwróconych o przebiegu NW-SE. Ich powstanie było związane z mioceńską reaktywacją stref uskoku, aktywnych w trakcie mezozoicznej ewolucji bruzdy śródpolskiej, łącznie z jej późnokredowo-paleogeen-

ską inwersją (ryc. 1; szersze omówienie wraz z odniesieniami do bogatej literatury patrz Krzywiec, 1999, 2001, 2006; Krzywiec i in., 2005; Oszczytko i in., 2006). Podłoże tej części zapadliska przedkarpackiego jest zbudowane głównie ze skał paleozoicznych i neoproterozoicznych bloku małopolskiego (por. Dziadzio & Jachowicz, 1996; Oszczytko i in., 2006), odsłoniętych spod pokrywy mezozoicznej w wyniku inwersji bruzdy śródpolskiej. Zgodnie z dotychczas przyjmowaną koncepcją tzw. wyspy bezanhydrytowej (Komorowska-Błaszczczyńska, 1965; por. Ney i in., 1974; Oszczytko i in., 2006) sukcesja mioceńska

¹Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; piotr.krzywiec@pgi.gov.pl, grzegorz.wrobel@pgi.gov.pl, sylwia.kijewska@pgi.gov.pl;

²Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; Anna.Wysocka@uw.edu.pl;

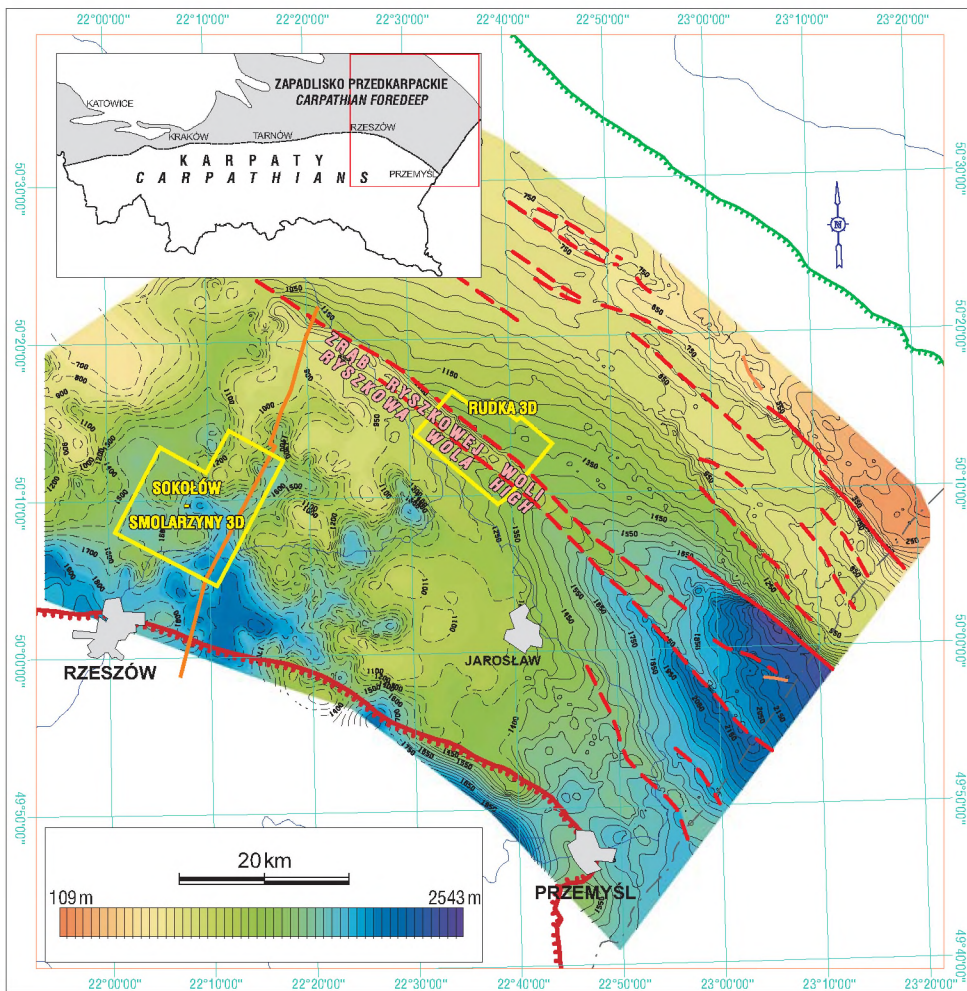
³Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2A, 30-059 Kraków, nestor@ing.uj.edu.pl, u3d09@geos.ing.uj.edu.pl;

⁴Pracownia Geologiczna *Explora*, ul. Grottgera 5, 51-630 Wrocław; krzys_mastalerz@yahoo.com;

⁵Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; papiern@geol.agh.edu.pl;

⁶Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. Maksa Borna 9, 50-205 Wrocław; palex@ing.uni.wroc.pl;

⁷PGNiG S.A., ul. Asnyka 6, 38-200 Jasło; kazimierz.madej@pgnig.pl

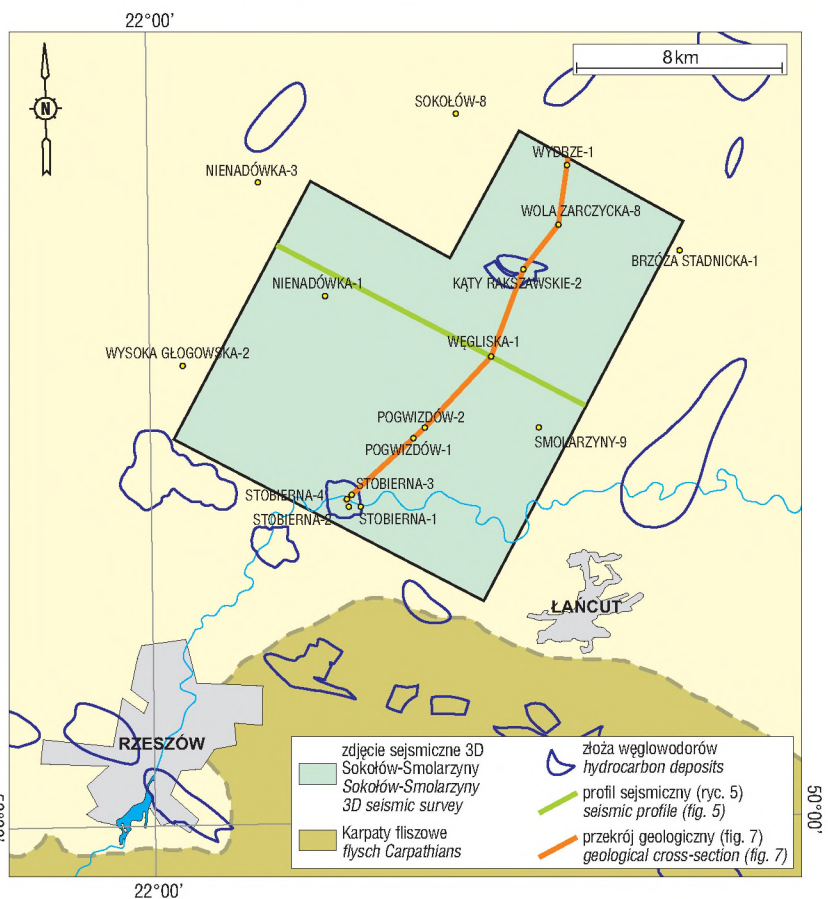


Ryc. 1. Lokalizacja zdjęć sejsmicznych 3D Sokołów–Smolarzyny i Rudka (por. Krzywiec i in., 2005) oraz regionalnego profilu sejsmicznego (ryc. 9) na tle czasowej mapy podłoża mioceńskiego

Fig. 1. Locality of the Sokołów–Smolarzyny and Rudka 3D seismic images (cf. Krzywiec et al., 2005) and a regional seismic profile (Fig. 9) versus time seismic map of the sub-Miocene basement

w rejonie Rzeszowa obejmuje jedynie klastyczne utwory górnobadańskie i sarmackie.

Zdjęcie sejsmiczne Sokołów–Smolarzyny jest ulokowane na NE od Rzeszowa (ryc. 2), poza głównym obszarem występowania stref uskoku o przebiegu NW-SE (ryc. 1). W rejonie tym w podłożu basenu przedkarpacciego występuje system głębokich dolin erozyjnych, powstałych w trakcie i po inwersji SE części bruzdy śródpolskiej (ryc. 1; por. również Myśliwiec, 2004b i jego Fig. 2). Wzdłuż tych dolin w najpóźniejszej kredzie i paleogenie dostarczany był na południe materiał osadowy pochodzący z erozji wału śródpolskiego. Na podstawie danych sejsmicznych 3D oraz danych otworowych (rdzenie i karotaże) opracowano nowy model ewolucji mioceń-



Ryc. 2. Lokalizacja opracowanych otworów na tle zdjęcia sejsmicznego 3D Sokołów–Smolarzyny

Fig. 2. Locality of wells used in this study versus the Sokołów–Smolarzyny 3D seismic image

skiego wypełnienia osadowego tej części zapadliska przedkarpackiego (Krzywiac, 2007).

Charakterystyka facjalno-stratygraficzna utworów miocenijskich

Ze względu na lokalizację analizowanych otworów, ograniczoną w zasadzie wyłącznie do stref elewacji podłoża, przeanalizowane dane otworowe dokumentują jedynie wyższą część miocenijskiej sukcesji osadowej zapadliska przedkarpackiego w rejonie Sokołów–Smolarzyny. Rozpoznanie niżejleżących utworów ogranicza się do wyników analizy danych sejsmiki refleksyjnej i porównań z obszarami sąsiednimi.

Sukcesja osadowa wypełniająca basen zapadliska przedkarpackiego na obszarze złożowym Sokołów–Smolarzyny zalega bezpośrednio na stosunkowo silnie skonsolidowanych i sfałdowanych utworach najwyższego prekambriu–dolnego kambriu. Osady te są oddzielone od skał podłoża basenu powierzchnią walnej niezgodności kątowej i erozyj-

nej. Powierzchnia podtrzeciorzędowa charakteryzuje się bardzo silnym reliefem, z licznymi wyraźnie zaznaczającymi się depresjami i elewacjami o względnych deniwelacjach sięgających 1000 m. W znacznej części tej sukcesji zostało udokumentowane przekraczające dochodzenie młodszych ogniw sukcesji do poszczególnych elewacji podłoża. Górna granica sukcesji jest na analizowanym obszarze trudna do zdefiniowania — wydaje się, że leży ona w obrębie miększej strefy powolnych zmian facjalnych związanych z osiąganiem końcowych stadiów fazy wypełnionego basenu (por. Allen i in., 1991). Na obecnym etapie rozpoznania można przyjąć, że jest to granica gradacyjna, a jej jednoznaczna lokalizacja wymaga dokładniejszych badań.

Analiza litologiczno-sedymentologiczna materiału rdzeniowego oraz krzywych geofizyki wiertniczej w rejonie Sokołów–Smolarzyny pozwoliła na stosunkowo szczegółowe litofacjalne rozpoznanie utworów wypełniających zapadlisko w tym rejonie. Wyróżniono tu cztery główne grupy litofacji (tab. 1) oraz wiele zasadniczych odmian litofa-

Tab. 1. Litofacje wyróżnione w obrębie badanych utworów miocenijskich

Table 1. Lithofacies distinguished within the Miocene deposits studied

Grupa litofacji <i>Group of lithofacies</i>	Litofacja <i>Lithofacies</i>	Charakterystyka <i>Description</i>	Mechanizm depozycji <i>Depositional mechanism</i>
Warstwowane osady drobnoziarniste <i>Stratified fine-grained deposits</i>	cienko laminowane ilowce-mułowce <i>thin stratified claystones-mudstones</i>	bardzo cienkie i (lub) cienkie warstowanie horyzontalne, często rytmiczne, przewaga frakcji ilowej <i>very thin and/or thin horizontal stratification, commonly rhythmic, clay-fraction dominated</i>	powolna depozycja z bardzo rozproszonej zawiesiny, często o rytmicznie zmiennym nasileniu <i>rhythmic but very slow deposition from low-density suspension</i>
	cienko laminowane mułowce <i>thin stratified mudstones</i>	cienkie warstowanie horyzontalne, wyjątkowo niskokątowe <i>thin horizontal stratification, rare low-angle cross-bedding</i>	nierównomierna depozycja z rozproszonej zawiesiny z nieznacznym udziałem słabych prądów trakcyjnych i prawdopodobnie zawieszinowych <i>unequal deposition from low-density suspension with minor influence of tractional and turbiditic currents</i>
	nieostro warstwowane mułowce, zwykle piaszczyste <i>sandy mudstones, stratification not well visible</i>	monotonne, wyraźnie, lecz nieostro horyzontalnie warstwowane mułowce, często piaszczyste; zmienna grubość warstw-lamin, niewielki kontrast teksturalny pomiędzy warstwami, głównie gradacyjne kontakty lamin lub warstw <i>monotonous, horizontally stratified sandy siltstones; changeable thickness of layers, unclear textural contact, gradational layer contacts</i>	sedymentacja ze stosunkowo słabo wysortowanej zawiesiny o zmiennej koncentracji oraz słabych prądów trakcyjnych o zmiennym nasileniu <i>deposition from density suspension of changeable concentration and from weak tractional currents</i>
Heterolity <i>Heteroliths</i>	cienko laminowane heterolity mułowcowe (ryc. 3A) <i>thin stratified silty heteroliths (Fig. 3A)</i>	cienko i bardzo cienko warstwowane horyzontalnie osady drobnoziarniste; naprzemianległe laminy ilasto-mułowcowe i pylasto-piaszczyste; przewaga osadów bardzo drobnoziarnistych <i>thin and very thin horizontally stratified fine-grained deposits; clayey-muddy and silty-sandy interlayers; prevalence of fine-grained deposits</i>	przeplewy o zmiennym nasileniu i koncentracji transportowanego materiału; naprzemiennie powtarzające się długotrwałe epizody powolnej sedymentacji zawieszinowej oraz epizody zdominowane przez bardzo słabe prądy trakcyjne o zmiennym nasileniu i znacznym udziale materiału transportowanego w zawieszinie <i>flows of changeable intensity and concentration; alternate periods of slow deposition from suspension and periods dominated by weak tractional currents of changeable concentration</i>
	heterolity mułowcowo-piaszczyste (ryc. 3B) <i>silty and sandy heteroliths (Fig. 3B)</i>	cienko warstwowane horyzontalnie, wyjątkowo niskokątowo, naprzemianległe mułowce i piaszkowce; w przybliżeniu równe proporcje piaszkowców i mułowców <i>thin horizontally stratified, occasionally low-angle cross-bedded, silty and sandy interlayers; sandstones and siltstones in equal proportion</i>	przeplewy o zmiennym nasileniu i koncentracji transportowanego materiału, naprzemienna przewaga prądów trakcyjnych lub gęstościowych oraz spokojnej sedymentacji zawieszinowej <i>flows of changeable intensity and concentration, alternation of tractional and/or density currents and deposition from suspension</i>
	heterolity piaszczysto-mułowcowe (ryc. 3C) <i>sandy and silty heteroliths (Fig. 3C)</i>	cienko i umiarkowanie warstwowane horyzontalnie piaszkowce (przeważające) i mułowce; czasami warstwowanie niskokątowe <i>thin horizontally stratified sandstones (predominating) and siltstones; occasionally low-angle cross-bedding</i>	przeplewy o zmiennym nasileniu i koncentracji materiału, przewaga stosunkowo słabych prądów trakcyjnych lub gęstościowych, podrzędnie sedymentacja zawieszinowa <i>flows of changeable intensity and concentration, predominance of weak tractional and/or density currents, subordinate deposition from suspension</i>

Grupa litofacji <i>Group of lithofacies</i>	Litofacja <i>Lithofacies</i>	Charakterystyka <i>Description</i>	Mechanizm depozycji <i>Depositional mechanism</i>
Piaskowce <i>Sandstones</i>	cienko uławiczone piaskowce <i>thin stratified sandstones</i>	pojedyncze cienkie ławice lub wielozestawy złożone z cienkich ławic drobnoziarnistych piaskowców oraz oddzielających je od siebie znacznie cieńszych ławic mułowcowo-ilastych; warstwowanie niskokątowe lub horyzontalne <i>single thin strata or cosets composed of fine-grained sandstones separated by thinner clayey-muddy strata; low-angle or horizontal stratification</i>	prądy trakcyjne o niewielkiej energii, zwykle nie ograniczone obocznie ścianami kanałów <i>low-energy tractional currents, not canalized</i>
	piaskowce o umiarkowanej grubości uławiczenia (ryc. 3D) <i>stratified sandstones of moderate thickness (Fig. 3D)</i>	ławice piaszczyste o znacznie grubszej miąższości (zwykle jednak mniejszej niż 1 m), wyraźne granice (niekiedy erozyjne spągi); warstwowanie przekątne, niekiedy niskokątowe <i>thick sandy strata (usually thicker than 1 m), distinct contacts (occasionally erosional bottom); cross- or low-angle cross-bedding</i>	prądy trakcyjne o umiarkowanej energii, często skanalizowane <i>canalized, moderate-energy tractional currents</i>
	grubo uławiczone piaskowce (ryc. 3E)? <i>thick stratified sandstones (Fig. 3E)</i>	znacznej miąższości ławice (często najprawdopodobniej złożone) lub zestawy ławic piaszczystych; warstwowanie przekątne, niekiedy niskokątowe lub horyzontalne; słabo czytelne warstwowania (intraklasty, bioturbacje, homogenizacja osadu o nieokreślonej przyczynie), często erozyjne granice spągowe <i>thick sandstone strata or cosets; cross-stratified, occasionally low-angle or horizontally stratified; weakly visible stratification (intraclasts, bioturbations, sediment homogenization of unknown origin), frequent erosional bottom of particular layers</i>	prądy trakcyjne o znacznej energii i natężeniu transportu, przeważnie skanalizowane i o znacznym potencjale erozyjnym <i>high-energy and high-intensity tractional currents, canalized and with a high erosional potential</i>
	piaskowce o złożonym uławiczeniu i uziarnieniu frakcyjnym <i>composite stratified sandstones with normal grading</i>	zmiennej miąższości (zwykle nie grubsze niż 60–80 cm) złożone ławice z przewagą materiału piaszczystego, zwykle występujące pojedynczo wśród laminowanych osadów drobnoziarnistych, normalne frakcjonowanie ziarna, ostre granice spągowe <i>composite sandstone layers of changeable thickness (usually less than 60–80 cm), usually distinguished as single layers within fine-grained deposits, normal grading, sharp bottom surfaces</i>	prądy gęstościowe o normalnej koncentracji (prądy turbidytowe) <i>normally concentrated density currents (turbiditic currents)</i>
Utwory o chaotycznej lub nieokreślonej strukturze wewnętrznej <i>Chaotic deposits and/or deposits with undefined internal structures</i>	grubo uławiczone utwory drobnoziarniste <i>thick stratified fine-grained deposits</i>	osady o mieszanym mułowo-piaszczystym składzie ziarnowym (przewaga frakcji drobnoziarnistych), nie wykazujące jednoznacznych oznak warstwowania wewnętrznego; niewyraźne granice ławic <i>mixed, silty/sandy deposits (prevalence of fine-grained deposits), lack of internal structures; amalgamated bounding surfaces</i>	stosunkowo szybka depozycja z niewysortowanej zawiesiny o znacznej koncentracji i (lub) stosunkowo drobnoziarniste osady o znacznym stopniu zatarcia (homogenizacji) pierwotnych struktur sedymentacyjnych <i>relatively fast deposition from unsorted, high-concentrated suspension and/or fine-grained homogenized deposits</i>
	piaskowce masywne (ryc. 3F) <i>massive sandstones (Fig. 3F)</i>	piaskowce, zwykle grubo uławiczone, bez zdecydowanych oznak warstwowania wewnętrznego <i>sandstones, thick stratification, lack of internal structures</i>	prawdopodobnie efekt zatarcia pierwotnych struktur wewnętrznych wskutek procesów syn- lub postdepozycyjnych (pierwotnie osady prądów trakcyjnych) i (lub) osady spływów ziarnowych (kolizyjnych) <i>probable effacement of primary sedimentary structures caused by syn- or postdepositional processes (primary tractional current deposits) and/or grain-flow deposits (collisional)</i>

cyjnych (ryc. 3), które są rezultatem specyficznych mechanizmów depozycji. Systematyczna analiza otworowego (karotażowego i rdzeniowego) materiału dokumentacyjnego, w tym kalibracja danych karotażowych obserwacjami litofacjalnymi rdzeni wiertniczych (por. też Krzywiec i in., 2007), umożliwiła wydzielenie w analizowanej szczegółowo części sukcesji mioceńskiej licznych kompleksów osadowych o różnym wykształceniu facjalnym, stanowiących niższej rangi nieformalne jednostki litostratygraficzne (tab. 2, ryc. 4). Zaczynając od najstarszych, są to: dolny kompleks osadów drobnoziarnistych (w części o cechach hemipelagitów), kompleks dystalnych osadów turbidytowych (ryc. 3B), dolny kompleks osadów deltowych (ryc. 3 D–F), kompleks drobnoziarnistych osadów międzydeltowych (ryc. 3A, C), górny kompleks osadów

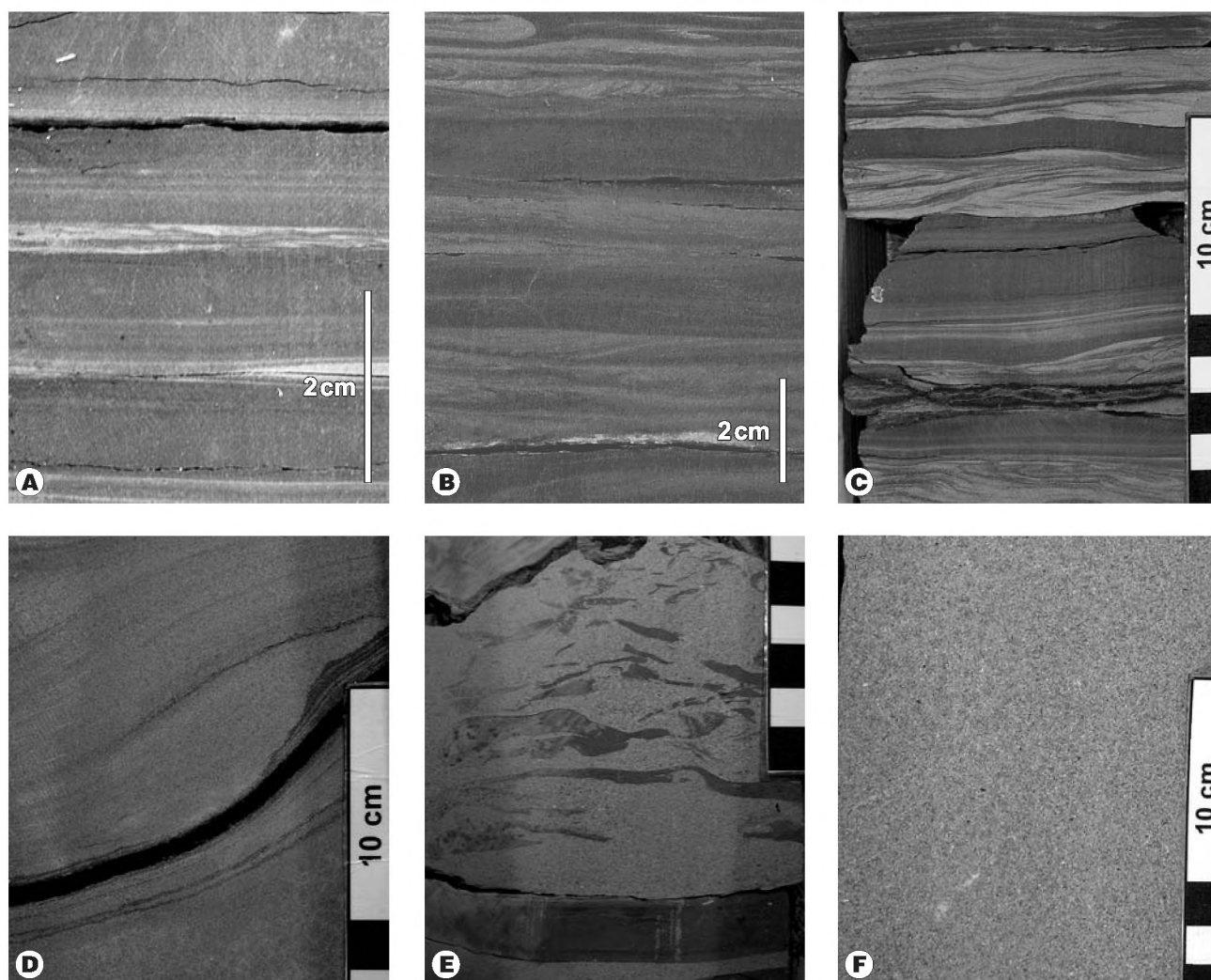
deltowych, kompleks osadów mułowego przybrzeża (lagunowo-zatokowego) oraz kompleks górny o niezdefiniowanej przynależności facjalnej (por. też Aleksandrowski i in., 1999). Pomimo niedostatku jednoznacznych poziomów korelacyjnych wydaje się, że wyróżnione tu kompleksy korelują się w analizowanych otworach z dostateczną dokładnością i mają stosunkowo istotne znaczenie stratygraficzne. Pamiętać jednak należy, że ze względu na lokalizację analizowanych otworów wyłącznie ponad elewacjami podłoża nie dokumentują one najniższego fragmentu mioceńskiej sukcesji osadowej, szczególnie w południowej części obszaru badań, gdzie miąższość utworów miocenu jest największa.

Szczegółowa analiza danych karotażowych, interpretacja sedymentologiczno-facjalna odcinków rdzeniowych

oraz wyniki korelacji międzytorowej, poparte interpretacją wysokiej jakości danych sejsmicznych, umożliwiły dokonanie podziału zasadniczej części sukcesji osadowej na sekwencje genetyczne (*sensu* Galloway, 1989; Fig. 4). Poszczególne sekwencje są ograniczone w stropie i spągu powierzchniami maksymalnego zatopienia — MFS (ang. *marine-flooding surfaces*), które manifestują się licznymi objawami typowymi dla stref kondensacji stratygraficznej. Każda z sekwencji obejmuje osady asymetrycznego i zazwyczaj złożonego cyklotemu. Dolny segment sekwencji (regresywny ciąg systemowy) wykazuje zwykle ogólną tendencję do wzrostu przeciętnej średnicy ziarna oraz grubości ławic ku górze. Tendencja odwrotna jest natomiast obserwowana w górnym, zwykle znacznie cieńszym, segmencie sekwencji (transgresywny ciąg systemowy). Wyróż-

niono 14 sekwencji wysokiej częstotliwości, które zostały potraktowane jako podstawowe jednostki stratygraficzne (ryc. 4, tab. 2). Organizacja o identycznym porządku jest typowa dla serii silikoklastycznej, wypełniającej basen na całym obszarze wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (por. Aleksandrowski i in., 1999; Dziadzio, 2000; Krzywiec i in., 2005; Mastalerz i in., 2006).

Udostępnione wierceniami osady mioceńskie zapadliska przedkarpackiego należą w ogromnej większości do formacji z Machowa (por. Aleksandrowicz i in., 1982). Dotychczasowe badania osadów tej formacji wskazują na jej górnobadański–sarmacki wiek (Gaździcka, 1994; Dziadzio i in., 2006; Oszczytko, 1998; Oszczytko i in., 2006). Analiza nanoplanktonu wapiennego rdzeni z rejonu Sokołów–Smolarzyny pozwala na dokładniejsze datowa-



Ryc. 3. Charakterystyka litofacjalna osadów serii silikoklastycznej: **A** — cienko laminowane heterolity mułowcowe (otwór Stobierna-2, kompleks osadów międzydeltowych); **B** — heterolity mułowcowo-piaszczyste z cyklami o drobniejącym ziarnie, poziomami warstwowanymi zmarszczkowo oraz drobnymi konwolucjami (otwór Stobierna-3, kompleks turbidytowy); **C** — heterolity piaszczysto-mułowcowe, ogniwa piaszczyste horyzontalnie i zmarszczkowo warstwowane, poziom z koncentracją związków żelaza (otwór Stobierna-2, kompleks osadów międzydeltowych); **D** — sigmoidalnie warstwowane średnioziarniste piaskowce (otwór Pogwizdów-2, dolny kompleks osadów deltowych); **E** — drobnoziarniste piaskowce z licznymi intraklastami mułowcowymi, w dole zdjęcia ciągle przelawicenie mułowców (otwór Pogwizdów-2, dolny kompleks osadów deltowych); **F** — piaskowce masywne (otwór Pogwizdów-2, dolny kompleks deltowy)

Fig. 3. Lithofacies characteristics of the siliciclastic series: **A** — finely laminated silty heteroliths (well Stobierna-2, interdeltaic complex); **B** — silty heteroliths, normal grading, horizons of ripple-cross stratified very fine sandstones and siltstones, small scale deformations (well Stobierna-3, turbiditic complex); **C** — sandy heteroliths with horizons of horizontal and ripple-cross stratified fine sandstones (well Stobierna-2, interdeltaic complex); **D** — sigmoidal cross-stratified, medium-grained sandstones (well Pogwizdów-2, lower deltaic complex); **E** — fine-grained sandstones with abundant intraclasts, continuous siltstone layer — in the lower part of photograph (well Pogwizdów-2, lower deltaic complex); **F** — massive sandstones (well Pogwizdów-2, lower deltaic complex)

nie wieku tej formacji w tym rejonie. W próbkach z kompleksów 3, 4, 5 (por. tab. 2, ryc. 4) w każdym polu obserwacyjnym występowały *Cyclicargolithus floridanus* oraz *Coccolithus pelagicus*, natomiast *Helicosphaera carteri*, *Reticulofenestra pseudoumbilica* oraz *Sphenolithus moriformis* notowane były z mniejszą częstotliwością. Brak takich gatunków, jak *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre oraz *Discoaster kuglerii* Martini and Bramlette, i równoczesna obecność *Helicosphaera valbersdorfensis* oraz *Cyclicargolithus floridanus* pozwalają zaliczyć badane zespoły do wyższej części poziomu NN6. W kompleksach 6, 7 (tab. 2, ryc. 4) pojawiają się ponadto *Calcidiscus macintyreii* oraz *Coccolithus miopelagicus*. Pierwsze pojawienie się *Calcidiscus macintyreii* definiuje dolną granicę zony NN7 (Fornaciari i in., 1996; Young, 1998).

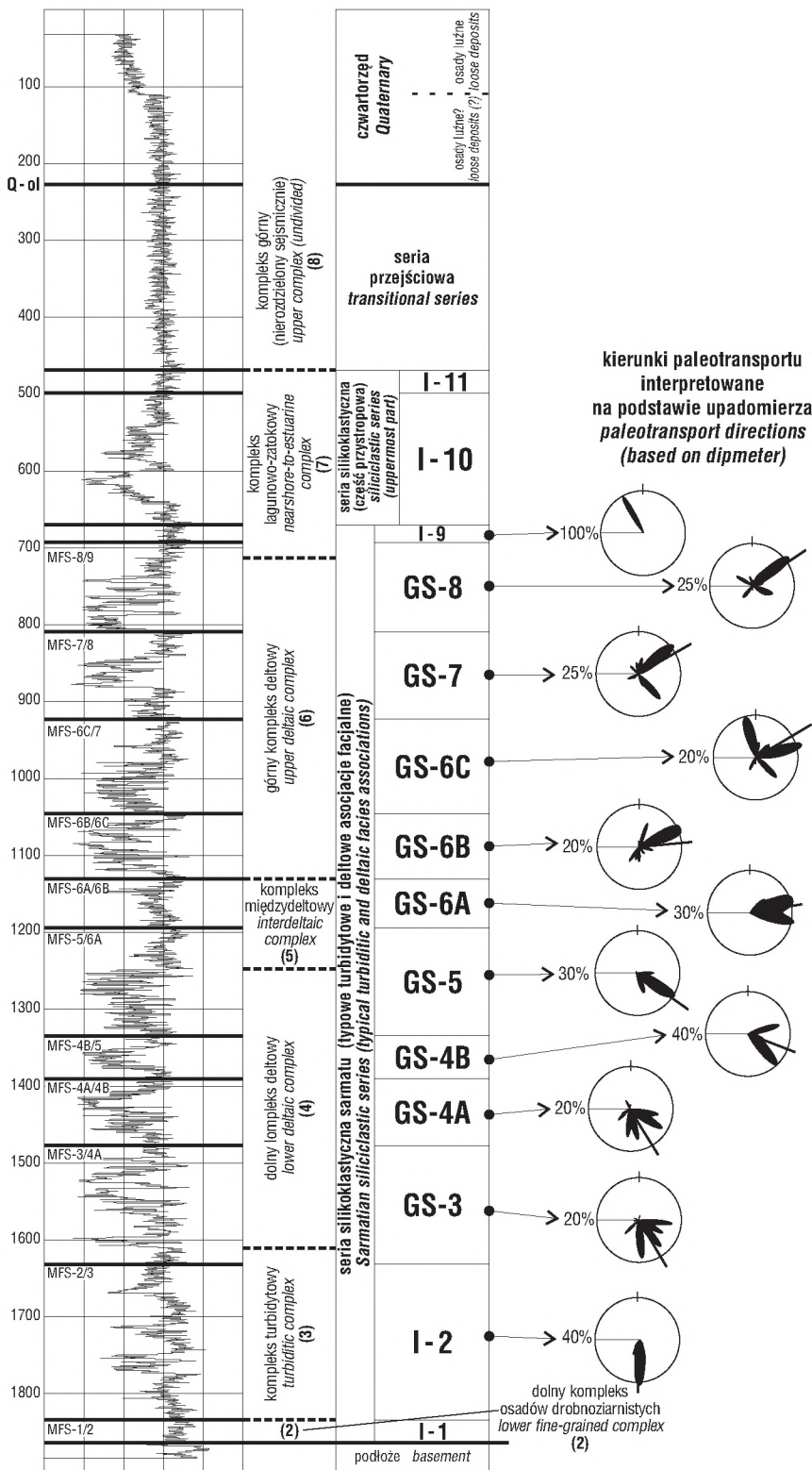
Na podstawie wyników badań można przypuszczać, że utwory występujące w wyższej części zony NN6 (kompleksy 3, 4, 5) oraz w zonie NN7 (kompleksy 6–7; tab. 2, ryc. 4) należą odpowiednio do dolnego (wołyn) i górnego (besarab) sarmatu (por. Marunteanu, 1999). W najwyższej części profilu (kompleks 8) nie jest wykluczona obecność osadów najwyższego sarmatu (por. Gaździcka, 1994). Brak

dokumentacji biostratygraficznej osadów najstarszych, należących do dolnego kompleksu osadów drobnoziarnistych (kompleks 2; tab. 2, ryc. 4) oraz ewaporatów i ewentualnych osadów podewaporatowych (kompleks 1) uniemożliwia ich dokładniejsze datowanie. Wnioski wynikające z badań nanoplanktonu wapiennego są zasadniczo zgodne z wnioskami formułowanymi na podstawie badań otwornicowych (por. Dziadzio i in., 2006).

Udokumentowana karotażowo część sukcesji osadowej miocenu rejonu Sokołów–Smolarzyny ma cechy sukcesji progradacyjnej i ukazuje trend do spłykania środowiska sedymentacji osadów ku górze. Osady niższych segmentów analizowanej części sukcesji (dolny kompleks osadów drobnoziarnistych i kompleks turbidytowy) są związane z okresem rozwoju tzw. niedopełnionego basenu (por. Allen i in., 1991), kiedy tempo subsydencji było stosunkowo duże, a dostawa materiału klastycznego bardzo lub przynajmniej względnie ograniczona. Dominująca początkowo na obszarze badań hemipelagiczna sedymentacja osadów drobnoziarnistych (o niejasnej, ze względu na ubóstwo materiału dokumentacyjnego, przynależności paleośrodowiskowej) została stopniowo zastąpiona przez system

Tab. 2. Zarys korelacji kompleksów litofacjalnych i sekwencji genetycznych w rejonie Sokołowa
Table 2. Correlation of lithofacies associations and genetic sequences defined in the Sokołów area

Kompleksy litofacjalne <i>Lithofacies complexes</i>	Sekwencje genetyczne <i>Genetic sequences</i>	Oznaczenie na przekroju (ryc. 7) <i>Labels on cross-section (Fig. 7)</i>
osady czwartorzędowe <i>Quaternary deposits</i>		
nierozdzielone osady najwyższego sarmatu z wyraźnymi klinoformami nachylonymi ku NE (prawdopodobnie deltowe w S części obszaru) <i>Upper Sarmatian (?) deposits with NE prograding clinoforms (probably deltaic in the southern part of region)</i>	nie wyróżniono <i>undistinguished</i>	8
lagunowo-zatokowy (w interwale I10 klinoformy, prawdopodobnie deltowe, w południowej części obszaru) <i>nearshore-to-estuarine (clinoforms within I10, probably deltaic in the southern part of region)</i>	I10 I9 GS8 (częściowo; <i>partly</i>)	7
górnny kompleks deltowy <i>upper deltaic complex</i>	GS8 (częściowo; <i>partly</i>) GS7 GS6C GS6B	6
międzydeltowy <i>interdeltaic</i>	GS6A GS5 (częściowo; <i>partly</i>)	5
dolny kompleks deltowy <i>lower deltaic complex</i>	GS5 (częściowo; <i>partly</i>) GS4B GS4A GS3 (częściowo; <i>partly</i>)	4
turbidytowy <i>turbiditic</i>	GS3 (częściowo; <i>partly</i>) I2 I1?	3
dolny kompleks osadów drobnoziarnistych (w części hemipelagii) — występuje jedynie w obniżeniach podłoża <i>lower fine-grained complex (partly hemipelagic) — in depressions of palaeovalleys</i>	prawdopodobnie I1 oraz osady zalegające bezpośrednio na ewaporatach w otworze Węgliska; bardzo ograniczony zestaw danych <i>probably I1 and deposits directly overlying evaporites in the Węgliska well; scarce data</i>	2
ewaporatowo-podewaporatowy (?), nierozdzielony — występuje jedynie w obniżeniach podłoża <i>evaporitic-subevaporitic (?), undistinguished — in depressions of palaeovalleys only</i>	brak danych karotażowych <i>no well data</i>	1



Ryc. 4. Nieformalny podział stratygraficzny serii silikoklastycznej sarmatu w otworze Stobierna-2 (lokalizacja na ryc. 2) na tle krzywej profilowania gamma: MSF — powierzchnie maksymalnego zatopienia (granice sekwencji genetycznych); GS — sekwencje genetyczne; I — inne interwały stratygraficzne

Fig. 4. Informal stratigraphic subdivision of the Sarmatian siliciclastic series in the well Stobierna-2 (for well location see Fig. 2) with its gamma ray log characteristics: MSF — maximum flooding surfaces; GS — genetic sequences; I — other interpreted stratigraphic intervals

dystalnych części podwodnych stożków lub prodelty. Analiza danych upadomierza z 4 otworów zlokalizowanych w okolicach Stobiernej i Pogwizdowa wskazuje, że w owym okresie znaczna część materiału osadowego była transportowana w kierunku południowym (w otworach Stobierna-3 i Pogwizdów-2 zanotowano znaczny rozrzut kierunków), co mogło być efektem lokalnych uwarunkowań wynikających z wciąż bardzo zróżnicowanego reliefu dna basenu w tym okresie (por. też Aleksandrowski in., 1999). Interpretacja kierunków paleotransportu została oparta

na analizie wykresów strzałkowych upadomierza sześcioramiennego, uzyskanych w wyniku przetwarzania danych karotażowych programem *Shiva* trzech różnych zestawów parametrów. Interpretowane kierunki paleotransportu są statystycznymi wypadkowymi kierunkami w określonych sekwencjach genetycznych (lub odpowiednich interwałach stratygraficznych), wynikającymi z analizy wielu zestawów strzałek związanych ze strukturami prądowymi, zestawami progadacyjnymi, oblekającymi oraz z wypełnieniami kanałów. Interpretacja typów zestawów każdorazowo była

uzupełniana analizą dostępnych danych karotażowych, a w szczególności profilowania gamma, gęstości i mikrooporności (np. *Dipmeter Interpretation*, 1986).

Z czasem na badanym obszarze uformował się deltowy system dystrybucji materiału klastycznego (dolny kompleks deltowy), w którym transport odbywał się przede wszystkim w kierunku SE (w profilu otworu Pogwizdów-2 zanotowano bardzo znaczny rozrzut pomiarów, natomiast w otworze Stobierna-3 wyjątkowo wskazują one na NE kierunek paleotransportu). Wyrażna zmiana kierunków paleotransportu oraz wykształcenia facjalnego osadów sugerują istotną zmianę organizacji i typu systemu depozycyjnego w analizowanej części basenu. Dolny kompleks deltowy tworzy zestaw sekwencji progradacyjnych. Osady piaszczyste tej części sukcesji miocenu reprezentują głównie strefy złożonych odsypów przyujściowych (deltowych) oraz częściowo kanałów rozprzodających i piaszczyste-go przybrzeża.

Górny kompleks deltowy reprezentuje natomiast deltowy system depozycyjny, w którym materiał osadowy był transportowany w kierunku N-NE. Ta kolejna, istotna zmiana kierunku nachylenia paleoskłonu była związana zapewne z propagacją karpackiego frontu orogenicznego i znacznym stopniem wypełnienia południowej, przykarpackiej części basenu. Rezultatem znacznego spłylenia są wyraźne oznaki oddziaływania pływów, zarejestrowane w tej części sukcesji. Zaznaczają się one w postaci przeciwnie skierowanych zestawów strzałek upadomierza — interpretowanych jako przeciwnie nachylone zestawy warstwowania przekątne — często bezpośrednio sąsiadujących ze sobą lub występujących w obrębie niewielkiej miąższości (1–4 m), złożonych nasypów piaszczysto-mułowcowych. Zazwyczaj jeden z tych kierunków jest zgodny z głównym kierunkiem paleotransportu, wyznaczonym na podstawie orientacji większej liczby zestawów w danej sekwencji genetycznej. Zapewne okresowo rozwijały się tu środowiska lagunowe, estuariowe i równi pływowych.

Osady kompleksu lagunowo-zatokowego, stanowiące wyższą część wypełnienia osadowego analizowanej części basenu zapadliska przedkarpackiego, są związane z późniejszym okresem wypełniania basenu i stopniowym osiągnięciem zaawansowanej fazy wypełnionego basenu (Allen i in., 1991; Mutti i in., 2003). Zapis facjalny i karotażowy tych osadów oraz korelacja z obszarami sąsiednimi (Aleksandrowski i in., 1999, 2001) wskazują na zespół środowisk depozycyjnych złożony z płytkich zatok, równi pływowych, estuariów, zapewne okresowo i lokalnie lagun oraz niewielkich delt pozostających w zasięgu oddziaływania procesów pływowych. Dane sejsmiczne wskazują na obecność klinofory w południowej części analizowanego obszaru (por. ryc. 9). Nieliczne wskaźniki upadomierzy sugerują N-NE nachylenie paleoskłonu w okresie sedymentacji tego kompleksu. Na podobny kierunek progradacji klinoform wskazują Porębski i Warchoła (2006), choć interpretacja stratygraficzna tych autorów nie jest jednoznaczna (por. też Dziadzio i in., 2006).

W końcowej fazie ewolucji basenu oprócz wymienionych już środowisk sedymentacyjnych okresowo i lokalnie mogły też powstawać nadbrzeża mułowe. Najistotniejszym rezultatem stratygraficznym tej fazy jest jednak bardzo efektywny etap sedymentacji w południowej części basenu przedkarpackiego. Zaowocował on stosunkowo jednorodną serią niedojrzałych teksturalnie osadów piaszczysto-mułowcowych (seria przejściowa — ryc. 4, tab. 2), osiągającą ponad

300 m miąższości w południowej części analizowanego obszaru. Dolna część tej serii charakteryzuje się słabą, lecz dostatecznie wyraźną tendencją do progradacji i ujawnia na przekrojach sejsmicznych obecność klinoform nachylnych w kierunku północnym. Jej geneza wiąże się z rozwojem systemu delty, a być może delty stożkowej progradującej ku północy bezpośrednio przed frontem nasunięcia karpackiego. Sedymentacja tej serii została zapewne poprzedzona przez epizod wyraźnego wzrostu subsydencji tektonicznej na analizowanym obszarze (por. Porębski & Warchoła, 2006).

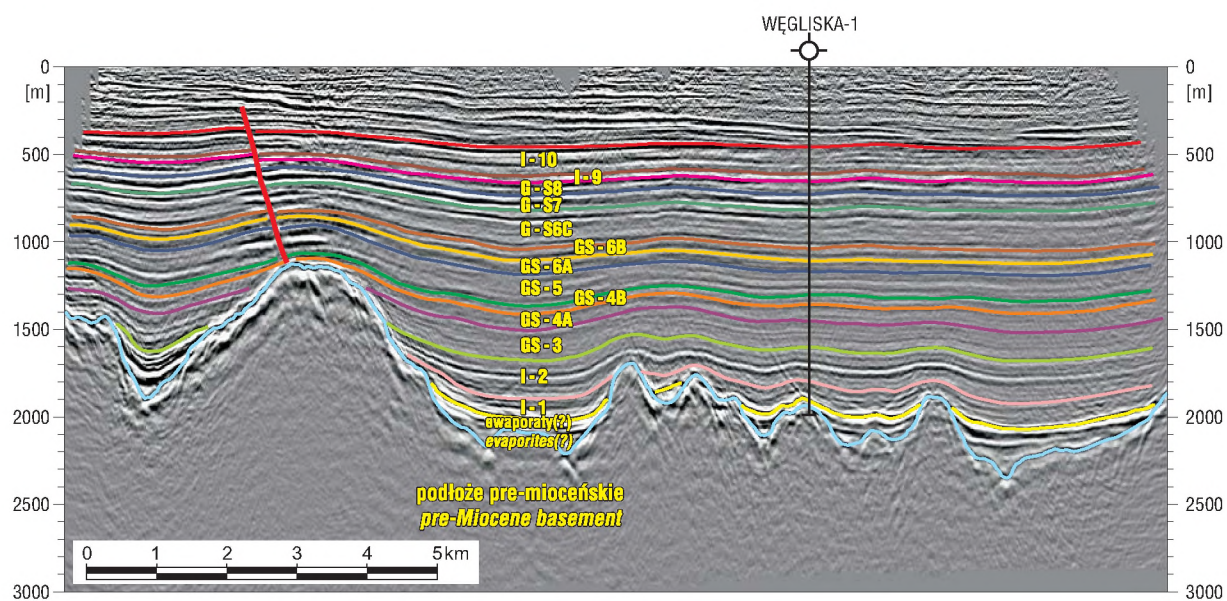
Wyrażna zmienność kierunków paleotransportu w profilu pionowym (ryc. 4) badanej części sukcesji osadowej wypełniającej basen zapadliska przedkarpackiego w rejonie Sokołowa–Smolarzyn, wskazuje na złożony, zmieniający się w czasie i zależny również od czynników lokalnych, a w dolnej części sukcesji zwłaszcza od ukształtowania podłoża, układ kierunków paleotransportu (por. też Aleksandrowski i in., 1999). Stawia to pod znakiem zapytania wcześniejsze interpretacje form depozycyjnych i rozkładu kierunków paleotransportu, proponowane dla całego profilu osadów mioceńskich (por. Myśliwiec, 2004a).

Interpretacja danych sejsmicznych

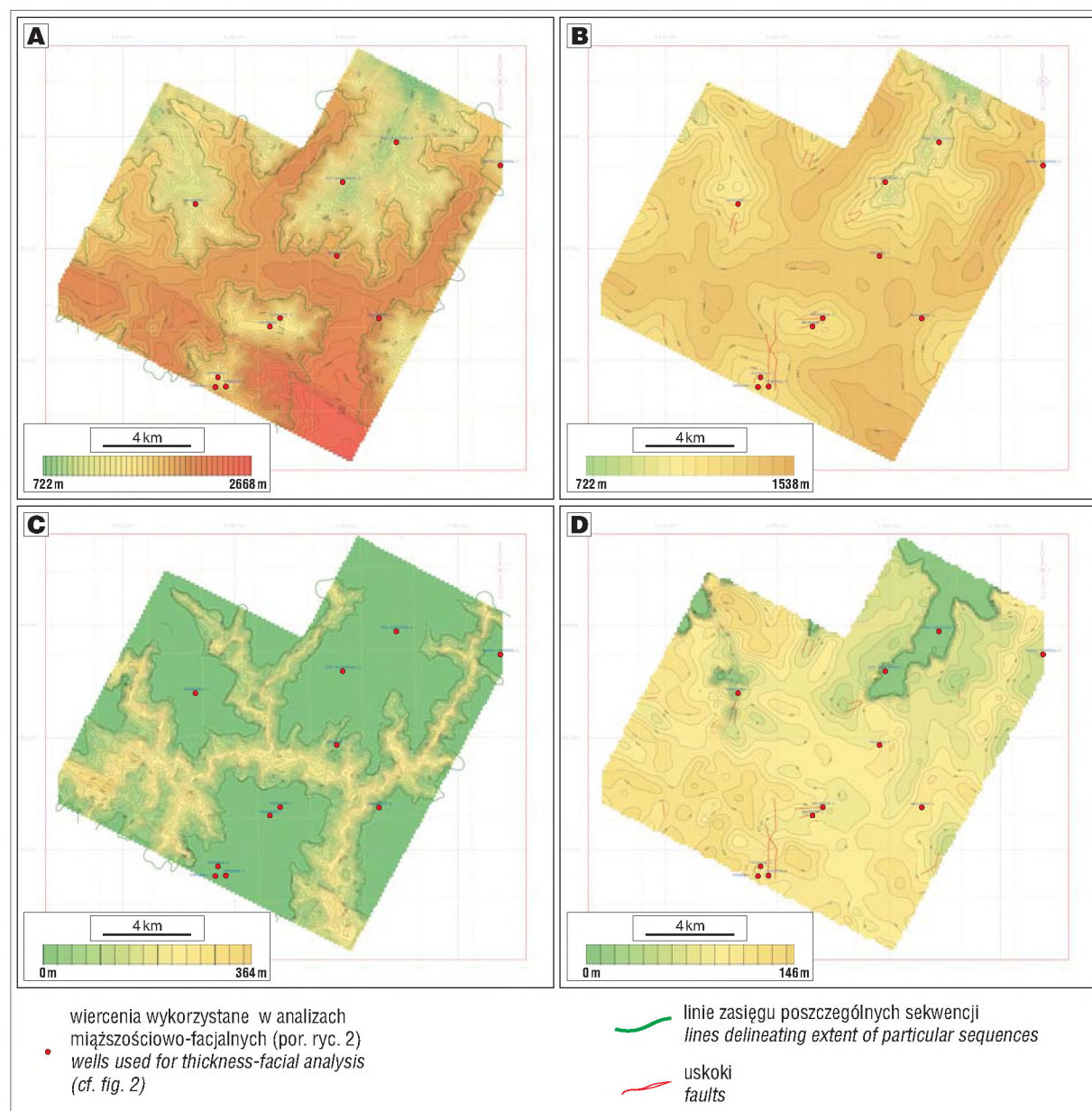
Wykorzystując jako materiał reperowy dane otworowe zinterpretowano dane sejsmiczne 3D Sokołów–Smolarzyny, identyfikując i korelując strop podłoża podmioceńskiego oraz 13 horyzontów sejsmicznych w obrębie sukcesji mioceńskiej. Najniższy z tych mioceńskich horyzontów zinterpretowano jako strop badeńskich ewaporatów, wyższe horyzonty odpowiadają granicom sekwencji genetycznych wyznaczonych na podstawie danych otworowych (ryc. 5). Identyfikację poszczególnych granic sekwencji przeprowadzono z wykorzystaniem sejsmogramów syntetycznych.

Zinterpretowane profile sejsmiczne obrazują wiele ważnych cech charakteryzujących mioceńskie wypełnienie osadowe tej części zapadliska przedkarpackiego. Wyraźnie na nich widać, iż bardzo zróżnicowana morfologia podłoża prekambryjskiego była sukcesywnie wypełniana przez coraz to młodsze utwory mioceńskie (ryc. 5). Najstarszy wydzielony kompleks, występujący w osiowych częściach dolin, jest interpretowany jako ewaporaty i ewentualnie klastyczne utwory podewaporatowe (tab. 2). Na interpretację taką wskazywał zapis sejsmiczny stropu tego kompleksu — jest to bardzo wyraźny i ciągły horyzont, dający się śledzić w osiowych częściach wszystkich dolin. Na taką genezę wskazują również dane sejsmiczne pochodzące z rejonu doliny Kołomyi na Ukrainie (por. Oszczyk i in., 2005). W rejonie tym występują podobne, głębokie doliny erozyjne, wycięte w mezozoiczno-paleozoicznym podłożu, w ich osiach zaś znajduje się miąższy kompleks ewaporatowy, z solami kamiennymi osiagającymi miąższość do 200 m (Turčinov, 1999; Panow & Płotnikow, 1996). Obraz sejsmiczny stropu tego kompleksu jest analogiczny do tego, co obserwujemy w rejonie Sokołowa. Taką interpretację potwierdzają dane z otworu Węgliska-1 (Borys, 1970). W środkowej części profilu sejsmicznego (ryc. 5) widzimy niewielkiej miąższości kompleks ewaporatowy, oblekający niewielkie deniwelacje podłoża. W otworze Węgliska-1, w spągu sukcesji mioceńskiej nawiercono poziom anhydrotowy, co doskonale zgadza się z roboczą tezą postawioną w trakcie interpretacji danych sejsmicznych.

Ponad grzbietami podłoża zidentyfikowano liczne uskoki normalne, przecinające utwory mioceńskie. System usko-



Ryc. 5. Profil sejsmiczny wyekstrahowany z bloku danych 3D, lokalizacja patrz ryc. 2
 Fig. 5. Seismic profile based on 3D seismic data; for location see Fig. 2



ków tnących otwory miocenijskie zapadliska przedkarpackiego zidentyfikowano m.in. ponad zrębem Ryszkowej Woli (ryc. 1), gdzie ich powstanie związane z przesuwcznością o kierunku NW-SE w obrębie podłoża podmiocenijskiego (Krzywiec i in., 2005). W rejonie Sokołowa nie ma jednak przesłanek, by postulować analogiczny scenariusz tektoniczny — uskoki widoczne na danych sejsmicznych powiązane ze zróżnicowaną kompaktacją utworów miocenijskich, większą w strefach obniżonych (osie dolin erozyjnych) i mniejszą na elewacjach podłoża, bez bezpośredniego wpływu tektoniki podłoża podmiocenijskiego.

Wykorzystując dane sejsmiczne skalibrowane danymi otworowymi opracowano głębokościowe mapy strukturalne i miąższościowe kompleksu ewaporatowego (łącznie z domniemanymi podewaporatowymi utworami klastycznymi) oraz wszystkich sekwencji (Krzywiec, 2007; por. ryc. 6). Mapy te ilustrują postępujące w czasie wypełnianie pre-miocenijskiego reliefu przez osady miocenu.

Ryc. 6. A — Mapa głębokościowa stropu ewaporatów oraz — na obszarze poza zasięgiem ewaporatów — stropu podłoża podmiocenijskiego; **B** — Mapa głębokościowa stropu sekwencji GS-4A oraz — na obszarach poza obszarem występowania tej sekwencji — stropu podłoża podmiocenijskiego; **C** — Mapa miąższości ewaporatów; **D** — Mapa miąższości sekwencji GS-4A

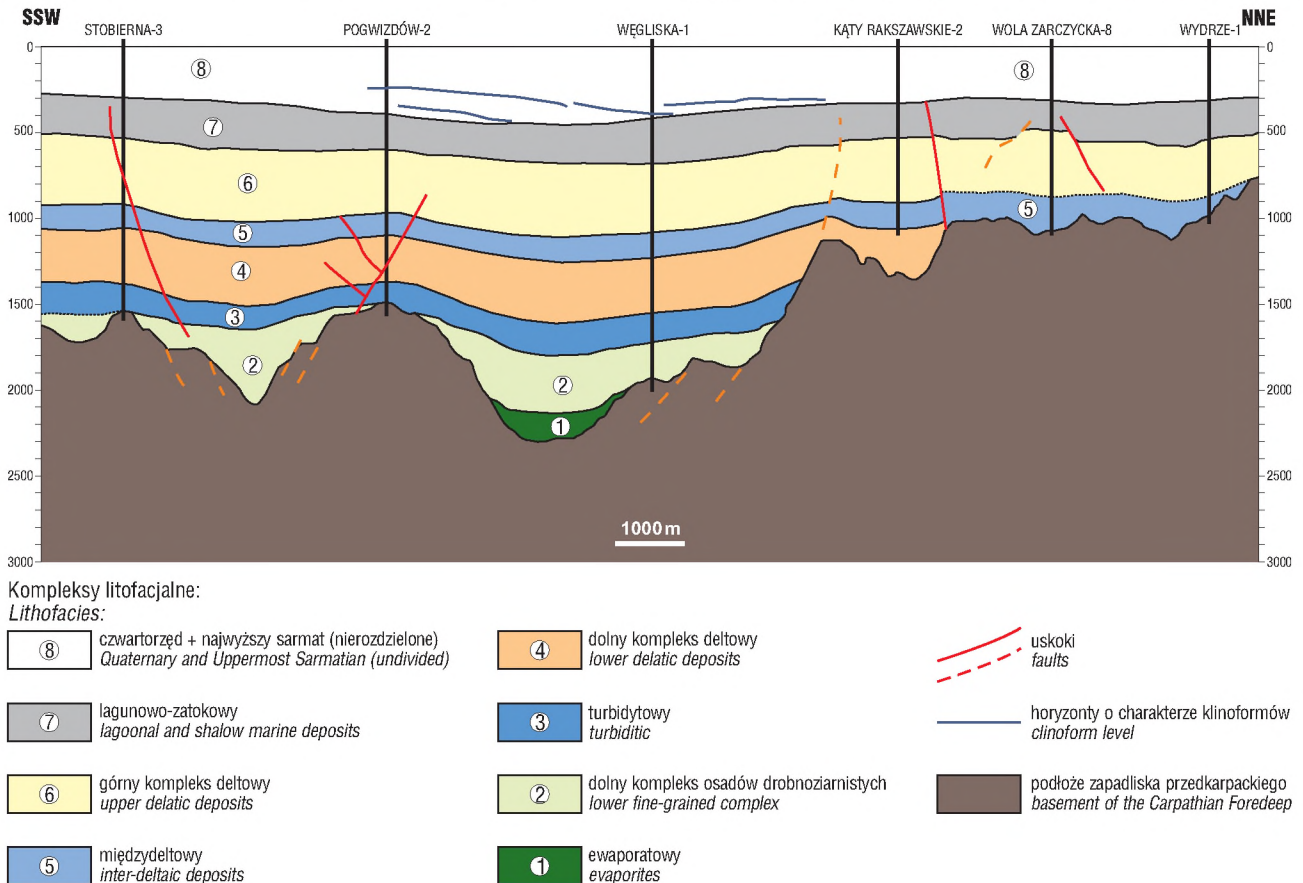
Fig. 6. A — Depth map of the top of evaporites and — outside their extent — the top of the sub-Miocene basement; **B** — Depth map of the top of the sequence GS-4A and — outside its extent — the top of the sub-Miocene basement; **C** — Thickness map of evaporites; **D** — Thickness map of the sequence GS-4A

Facjalno-sekwencyjne przekroje geologiczne

Dominująca część analizowanych utworów należy do formacji z Machowa (por. Alexandrowicz i in., 1982). Podzielono je na wiele kompleksów litofacjalnych (ryc. 4 i 7, tab. 2), które na całym obszarze badań zachowują porównywalną miąższość, a obocznie ulegają sukcesywnemu wyklinowaniu w stosunku do elewacji podłoża (ryc. 6). Wyróżnione kompleksy litofacjalne zostały zobrazowane na przekroju geologicznym biegnącym przez otwory Stobierna-3 – Pogwizdów-2 – Węgliska-1 – Kąty Rakszawskie-2 – Wola Zarczycka-8 – Wydrze-1 (ryc. 7).

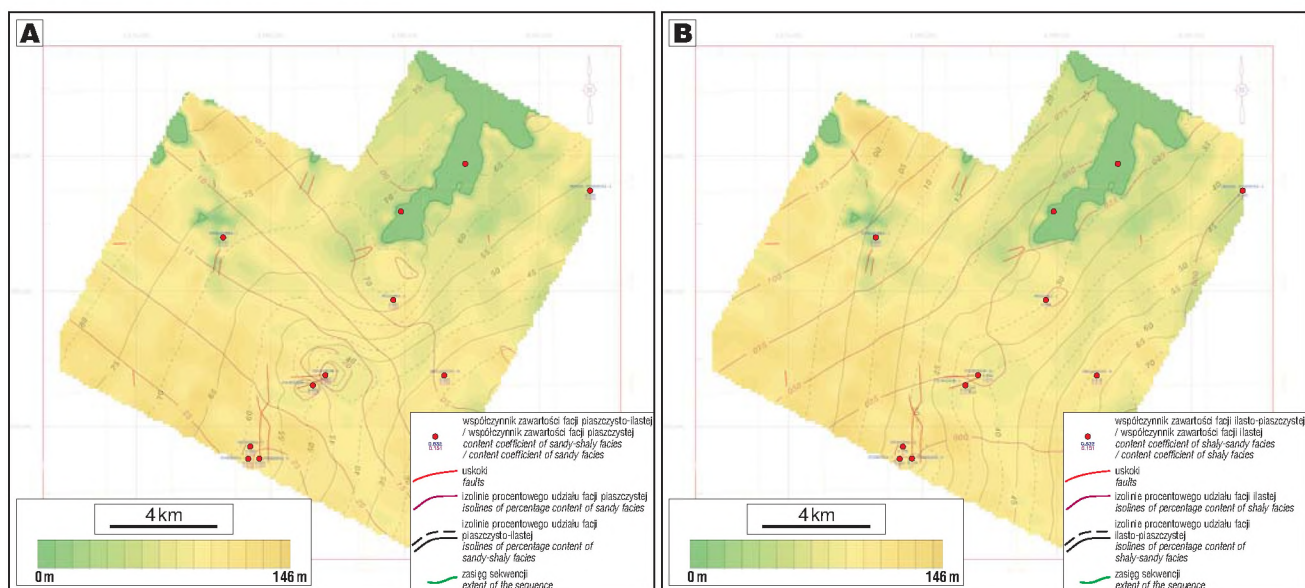
Analizując dane sejsmiczne można stwierdzić, że na całym obszarze badań w miejscach najbardziej obniżonych występują ewaporaty oraz — najprawdopodobniej — niżej leżące badeńskie lub (i) paleogeńskie osady podewaporatowe (kompleks 1, ryc. 7 i tab. 2). Kolejnym kompleksem, występującym również jedynie w obniżeniach podłoża, jest dolny kompleks osadów drobnoziarnistych (kompleks 2, ryc. 7 i tab. 2). Na obecnym etapie rozpoznania obszaru badań trudno jest jednoznacznie określić wiek i litofacie utworów tego kompleksu, który przewiercono tylko w otworze Węgliska-1, i który obecnie nie ma dokumentacji rdzeniowej.

Zróżnicowany paleorelief był stopniowo wyrównywany podczas sedymentacji kolejnych kompleksów osadowych. W części południowej podłożo to zostało przykryte przez kompleks turbidytowy (kompleks 3, ryc. 7 i tab. 2) oraz dolny kompleks deltowy (kompleks 4, ryc. 7 i tab. 2). W części północnej podobną rolę odgrywa również wyżej-lying, międzydeltowy kompleks litofacjalny (kompleks 4,



Ryc. 7. Przekrój geologiczny Stobierna–Wydrze, lokalizacja patrz ryc. 2

Fig. 7. The Stobierna–Wydrze geological cross-section. For location see Fig. 2



Ryc. 8. A — Procentowy udział litofacji piaszczysto-ilastej i piaszczystej w utworach sekwencji GS-4A (izolinie) w utworach sekwencji GS-4A na tle jej miąższości; **B** — Procentowy udział litofacji ilasto-piaszczystej i ilastej (izolinie) w utworach sekwencji GS-4A na tle jej miąższości

Fig. 8. A — The sequence GS-4A: total thickness (color) and content of sandy-shaly and sandy lithofacies (% isolines); **B** — The sequence GS-4A: total thickness and content of shaly-sandy and shaly lithofacies (% isolines)

ryc. 7 i tab. 2). Wyniesienia podłoża zostały całkowicie zniwelowane dopiero podczas depozycji tego kompleksu litofacjalnego (ryc. 7 i tab. 2). Wyżej występujące kompleksy litofacjalne (ryc. 7) zachowują względnie stałe miąższości i występują na całym badanym obszarze. Na całej długości przekroju, na rzędnej około 500 m jest usytuowany spąg osadów kompleksu lagunowo-zatokowego, który spełnia rolę bardzo istotnego poziomu uszczelniającego pułapki gazowe w antyklinach kompakcyjnych zlokalizowanych ponad wyniesieniami podłoża. Powyżej tej granicy na wszystkie uskoki całkowicie wygasają.

Mapy litofacjalne

Przestrzenną zmienność litofacjalną sekwencji genetycznych odtworzono na podstawie zintegrowanej interpretacji krzywych geofizycznych i wyników interpretacji zdjęcia sejsmicznego, wykonanych z zastosowaniem programów *PetroWorks*, *StratWorks* i *Zmap+* (Papiernik & Zajac, 2003; por. też Mastalerz i in., 2006). W pierwszym etapie, na podstawie ujednoczonych wyników litologiczno-złożowych interpretacji krzywych geofizycznych, w odwiertach Stobierna-1, 2, 3, Pogwizdów-1, 2, Nienadówka-1, Smolarzyny-9, Wola Zarczycka-8, Brzoza Stądnicka-1, Kąty Rakszawskie-4 i Węgliska-1 wydzielono cztery kategorie litofacjalne: piaszczystą (o zaileniu < 25%), piaszczysto-ilastą (o zaileniu 25–50%), ilasto-piaszczystą (o zaileniu 50–75%) i ilastą (o zaileniu > 75%).

Przestrzenną zmienność litofacjalną poszczególnych sekwencji pokazano w formie trendowych map procentowego udziału wydzielonych kategorii litofacjalnych, liczonych statystycznym algorytmem *Trendform Gridding*, który pozwala powiązać procedurę estymacji mapy z rozkładem przestrzennym tzw. modelu sterującego (Zoraster, 1996; Britze, 1998). Jako modele sterujące wykorzystano siatki miąższości poszczególnych sekwencji. By uzyskać optymalną czytelność, wyniki kartowania numerycznego przedstawiano na mapach, odwzorowując miąższość sekwencji barwnymi wypełnieniami, a procentowy udział poszcze-

gólnych kategorii litofacjalnych — za pomocą izolinii. Na każdy podkład nanoszono zestaw trzech map — miąższości oraz dwóch map litofacjalnych, grupując litofacje z przewagą materiału piaszczystego (ryc. 8A) i drobnopiezarnistego (ryc. 8B) na oddzielnych podkładach miąższościowych.

Ze względu na stosunkowo małą ilość danych wejściowych, przedstawiane mapy litofacjalne ukazują jedynie trendy, jednak poza mapami najstarszych, słabo rozpoznanych wiertniczo sekwencji (I1, I2, GS3), uzyskane rozkłady w wiarygodny sposób odzwierciedlają zasadnicze tendencje i kierunki zmian facjalnych, ze względu na stosunkowo równomierne pokrycie obszaru badań wierceniami. Wydaje się, że najprzydatniejsze w ocenie rzeczywistych trendów zmian facjalnych są mapy reprezentujące udział pośrednich kategorii litofacjalnych (litofacja piaszczysto-ilasta oraz litofacja ilasto-piaszczysta), gdyż na ogół wykazują one zgodne, dopełniające się trendy zmian (ryc. 8A i B).

Model ewolucji utworów mioceńskich i jego implikacje złożowe — podsumowanie

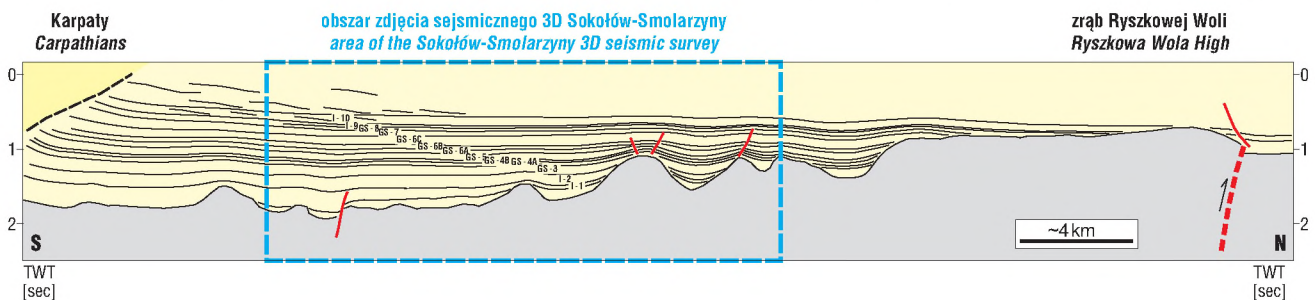
W dotychczasowych modelach ewolucji analizowanej części zapadliska przedkarpackiego zakładano, iż na obszarze na północ od Rzeszowa, podobnie jak w innych częściach zapadliska przedkarpackiego, utwory ewaporatowe osadziły się, a następnie, w związku z regionalnym uniesieniem podłoża (np. w strefie *forebulge*), uległy erozji (Komorowska-Błaszczńska, 1965; por. też Ney i in., 1974; Oszczytko i in., 2006). Wyniki interpretacji danych sejsmicznych i otworowych z rejonu Sokołowa pokazują, że model ten należy znacznie zmodyfikować. Obecność ciągłej pokrywy utworów ewaporatowych w osiowych częściach paleodolin oraz jej brak na paleowyniesieniach wskazuje, iż w późnym badenie sedymentacja kompleksu ewaporatowego na obszarze tzw. wyspy bezanhydrotowej faktycznie zachodziła, jednak była ograniczona do stref obniżonych. Brak ewaporatów w strefach elewacji podłoża nie jest jednak efektem pobażeńskiego uniesienia podłoża

przed frontem orogenu karpackiego, a oddaje pierwotny, późnobadeński rozkład stref depozycji utworów ewaporacyjnych. Dotychczasowy model budowy geologicznej omawianego obszaru również należy w istotny sposób zmodyfikować — miast rozległej strefy pozbawionej ewaporatów (czyli właśnie tzw. wyspy bezanhydrytowe; np. Oszczypko i in., 2006), należałoby w obszarze na północ od Rzeszowa zaznaczać strefy występowania ewaporatów ograniczone do osiowych części paleodolin, rozdzielone strefami elewacji podłoża. Precyzyjny zasięg ewaporatów na tym obszarze można będzie wykartować wykorzystując również dane otworowe i sejsmiczne spoza omawianego w niniejszym artykule obszaru Sokołowa.

Fakt występowania ciągłej pokrywy ewaporatów w osiowych częściach paleodolin ma duże znaczenie poszukiwawcze. Można postawić tezę, że w osiowych częściach tych dolin, pod ciągłą pokrywą ewaporatów mogą występować utwory dolnobadeńskie i być może paleogeńskie. Mielibyśmy wówczas do czynienia z sytuacją częściowo analogiczną do tego, co obserwujemy na Morawach (Picha, 1979). Występujące tam doliny erozyjne (tzw. kaniony Nesvacilka i Vranovice) są wypełnione transportowanymi z północy osadami paleogeńskimi oraz niezgodnie je przykrywającymi osadami neogeńskimi zapadliska przedkarpackiego, pochodzącymi z erodowanych Karpat. Doliny te są obszarami intensywnej działalności poszukiwawczej w związku z udokumentowanym licznymi odkryciami potencjałem węglowodorowym. W dolinach z rejonu Sokołowa dodatkowym korzystnym czynnikiem może być zachowana pokrywa górnobadeńskich ewaporatów, zapewniająca doskonale uszczelnienie potencjalnych złóż węglowodorów. Na możliwość występowania w osiach dolin osadów paleogeńskich wskazują wyniki opublikowane przez Moryca (1995), według którego w okolicach Sędziszowa i Rzeszowa występują paleogeńskie lądowe osady zlepieńcowe i mułowcowo-piaszczyste, wypełniające paleodoliny erozyjne. Podobna teza o ewentualnej perspektywiczności osiowych części dolin erozyjnych została postawiona również w stosunku do analogicznych dolin erozyjnych z rejonu Krakowa–Tarnowa (Krzywiec i in., 2004). Biorąc pod uwagę określoną na podstawie danych sejsmicznych miąższość kompleksu ewaporatowo-podewaporatowego, sięgającą 350 m, można domniemywać, iż potencjalne skały zbiornikowe mogą być związane z istotnymi akumulacjami węglowodorów, które migrując od południa mogły zostać uwiecznione pod przykryciem ewaporatów w osiowych partiach dolin. Złoża występujące w podanhydrytowych warstwach baranowskich znane są z innych części zapadliska przedkarpackiego (por. Myśliwiec, 2004b; Myśliwiec i in., 2004).

Obszar zdjęcia sejsmicznego 3D Sokołów–Smolarzyny jest położony w stosunkowo niewielkiej odległości (kilkanaście kilometrów) od erozyjnego frontu nasuwczego orogenu karpackiego (ryc. 2). W celu zobrazowania geometrii tej części basenu osadowego zapadliska przedkarpackiego opracowano regionalny profil sejsmogeologiczny, tnący front Karpat i dochodzący do zrębu Ryszkowej Woli (ryc. 9). Analizując ten profil, trzeba pamiętać, iż interpretacja sekwencji genetycznych była wykonana jedynie w obrębie zdjęcia sejsmicznego 3D Sokołów–Smolarzyny. W związku z tym korelację danych poza tym zdjęciem należy traktować jako przybliżoną, tym bardziej iż wykorzystane do konstrukcji profilu dane sejsmiczne 2D były pomierzone w latach 1970. i 1980. i charakteryzowały się dużo niższą jakością i rozdzielczością. W omawianej części zapadliska podłoże podmiocieńskie charakteryzuje się znacznymi denivelacjami, widocznymi w centralnej części regionalnego profilu sejsmicznego (ryc. 9), mniej więcej na obszarze zdjęcia sejsmicznego 3D Sokołów–Smolarzyny. Powstanie tych dolin należy wiązać z późnokredowo-paleogeńską — premiocieńską (prebadeńską) erozją, która rozwijała się w efekcie inwersji S fragmentu bruzdy śródpolskiej, zakończony wydzwignięciem wału śródpolskiego. Nie jest wykluczone, że przynajmniej częściowo doliny te rozwijały się wzdłuż stref uskokowych w podłożu, tak jak to miało miejsce w rejonie Krakowa–Tarnowa (por. Krzywiec i in., 2004), jednak ze względu na brak informacji sejsmicznej z prekambryjskiego podłoża tezy tej nie da się zweryfikować.

W skali regionalnej w obrębie sukcesji miocieńskiej analizowanej w rejonie Sokołowa (sekwencje I1–I10) obserwujemy przekraczający układ horyzontów w stosunku do podłoża, związany z sukcesywnym zasypywaniem podłoża przez osady dostarczane od strony erodowanego orogenu. W kierunku południowym miąższość poszczególnych sekwencji wzrasta, pojawiają się też w ich obrębie — szczególnie w wyższych partiach osadów miocieńskich (seria przejściowa — por. ryc. 4) — układy progradacyjne, wprost wskazujące na dostawę materiału osadowego głównie z południa (por. Krzywiec & Pietsch, 1996; Porębski & Warchoł, 2006). Ku północy miąższość poszczególnych sekwencji maleje. Ponad zrębem Ryszkowej Woli w zasadzie cała sukcesja miocieńskich osadów nadewaporatowych obejmuje osady młodsze od sekwencji I10. Obserwowana architektura depozycyjna omawianej części zapadliska przedkarpackiego była związana z postępującym ruchem nasuwczym Karpat zewnętrznych, sukcesywnym uginaniem płyty przedpola pod orogem, zwiększaniem się przestrzeni akomodacyjnej i rosnącą w czasie dostawą materiału osadowego z erodowanych Karpat. Lokalnie kie-



Ryc. 9. Regionalny profil sejsmiczny, lokalizacja patrz ryc. 1
Fig. 9. Regional seismic profile, for location see Fig. 1

runki dostawy materiału osadowego (szczególnie w niższych sekwencjach depozycyjnych) były modyfikowane przez morfologię podłoża.

Prace badawcze dotyczące rejonu Sokolowa zostały sfinansowane przez PGNiG S.A., którego dyrekcji dziękujemy za zgodę na publikację niniejszego artykułu. Dane geofizyki otworowej wykorzystane do konstrukcji map litofacjalnych opracował mgr inż. P. Pasek z *Geofizyki-Kraków*. Autorzy dziękują S. Porębskiemu (ING PAN) oraz anonimowemu recenzentowi za cenne uwagi dotyczące niniejszego artykułu.

Literatura

- ALEKSANDROWSKI P., JAROSIŃSKI M. & MASTALERZ K. 1999 — Analiza strukturalna, sedimentologiczna i geodynamiczna na podstawie danych upadomierza Halliburton SED w otworach Palikówka-6 i 3. Arch. PGNiG S.A., Jasło.
- ALEKSANDROWSKI P. & MASTALERZ K. 2001 — Analiza strukturalna i sedimentologiczno-stratygraficzna górnej części sukcesji miocenu zapadliska przedkarpackiego na SE od Leżajska na podstawie danych z otworów Żołyńca-72, Chałupki Dębnińskie-1 i 2 oraz Grodzisko Dolne-1 i 3, ze szczególnym uwzględnieniem danych upadomierza. Arch. PGNiG S.A., Jasło.
- ALEXANDROWICZ S., GARLICKI A. & RUTKOWSKI J. 1982 — Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przykarpackiego. Kwart. Geol., 26: 470–471.
- ALLEN P.A., CRAMPTON S.L. & SINCLAIR H.D. 1991 — The inception and early evolution of the North Alpine Foreland basin, Switzerland. Basin Res., 3: 143–163.
- ANDREYEVA-GRIGOROVICH A.S., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., SAVITSKAYA N.A. & TROFIMOVICH N.A. 2003 — Correlation of the Late Badenian salts of the Wieliczka, Bochnia and Kalush areas (Polish and Ukrainian Carpathian Foredeep). Ann. Soc. Geol. Pol., 73: 67–89.
- BORYS Z. 1970 — Węgliska 1 — wynikowa dokumentacja geologiczna. CAG, Warszawa.
- BRITZE P. 1998 — Seismic mapping using trendform gridding. The Leading Edge, 17: 606–608.
- Dipmeter** Interpretation — Fundamentals, 1986 — Schlumberger Ltd., New York: 76.
- DZIADZIO P. 2000 — Sekwencje depozycyjne w utworach badenu i sarmatu w SE części zapadliska przedkarpackiego. Prz. Geol., 48: 1124–1138.
- DZIADZIO P. & JACHOWICZ M. 1996 — Budowa podłoża utworów miocenu na SW od wzniesienia Lubaczowa. Prz. Geol., 44: 1124–1130.
- DZIADZIO P., MAKSYM A. & OLSZEWSKA B. 2006 — Sedymencja utworów miocenu w wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Prz. Geol., 54: 413–420.
- GALLOWAY W. 1989 — Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. AAPG Bull., 73: 125–142.
- GAŹDZICKA E. 1994 — Nannoplankton stratigraphy of the Miocene deposits in Tarnobrzeg area (northeastern part of the Carpathian Foredeep). Geol. Quart., 38: 553–570.
- KOMOROWSKA-BŁASZCZYŃSKA M. 1965 — The anhydrite-less island in the profiles of the Rzeszów Foreland. Bull. Acad. Pol. sc., Ser. Sc. geol. geogr., 13: 273–280.
- KRZYWIEC P. 1999 — Miocenna ewolucja tektoniczna wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Przemyśl–Lubaczów) w świetle interpretacji danych sejsmicznych. Pr. Państw. Inst. Geol., 168: 249–276.
- KRZYWIEC P. 2001 — Contrasting tectonic and sedimentary history of the central and eastern parts of the Polish Carpathian Foredeep Basin — results of seismic data interpretation. Marine and Petrol. Geol., 18: 13–38.
- KRZYWIEC P. 2006 — Zapadliska przedgórskie — geodynamika i systemy osadowe, z odniesieniami do zapadliska przedkarpackiego. Prz. Geol., 54: 404–412.
- KRZYWIEC P. & PIETSCH K. 1996 — Zmienność stylu tektonicznego i warunków sedimentacji na obszarze zapadliska przedkarpackiego między Krakowem a Przemyślem w świetle interpretacji regionalnych profili sejsmicznych. Zesz. Nauk. AGH — Geologia, 22: 49–59.
- KRZYWIEC P., ALEKSANDROWSKI P., FLOREK R. & SIUPIK J. 2004 — Budowa frontalnej strefy Karpat zewnętrznych na przykładzie miocennej jednostki Zgłobiec w rejonie Brzeska–Wojnicz — nowe dane, nowe modele, nowe pytania. Prz. Geol., 52: 1051–1059.
- KRZYWIEC P., ALEKSANDROWSKI P., RYZNER-SIUPIK B., PAPIERNIK B., SIUPIK J., MASTALERZ K., WYSOCKA A. & KASIŃSKI J. 2005 — Budowa geologiczna i geneza miocennej zróbu Ryszkowej Woli w rejonie Sieniawy–Rudki (wschodnia część zapadliska przedkarpackiego) — wyniki interpretacji danych sejsmiki 3D. Prz. Geol., 53: 656–663.
- KRZYWIEC P. (red.) 2007 — Zintegrowana analiza tektoniczno-sedymencyjna i złożowa utworów miocennych w obszarze Sokolowa w oparciu o dane sejsmiki 3D. Arch. PGNiG S.A., Jasło.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. 1996 — Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. Micropaleontology, 42: 38–64.
- MARUNTEANU M. 1999 — Litho-and biostratigraphy (calcareous nanoplankton) of the Miocene deposits from the outer Moldavides. Geol. Carpath., 50: 313–324.
- MASTALERZ K., WYSOCKA A., KRZYWIEC P., KASIŃSKI J., ALEKSANDROWSKI P., PAPIERNIK B., RYZNER-SIUPIK B. & SIUPIK J. 2006 — Sukcesja osadowa miocenu w rejonie zróbu Ryszkowej Woli (obszar Sieniawy–Rudka), zapadlisko przedkarpackie: wyniki facjalnej i stratygraficznej interpretacji danych wiertniczych oraz sejsmiki 3D. Prz. Geol., 54: 333–342.
- MORYC W. 1995 — Ładowe utwory paleogenu na obszarze przedgórz Karpat. Nafta-Gaz, 51: 181–195.
- MUTTI E., TINTERI R., BENEVELLI G., DI BIASE D. & CAVANNA G. 2003 — Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. Marine and Petrol. Geol., 20: 733–755.
- MYŚLIWIEC M. 2004a — Miocenne skały zbiornikowe zapadliska przedkarpackiego. Prz. Geol., 52: 581–592.
- MYŚLIWIEC M. 2004b — Typy pułapek gazu ziemnego i strefowość występowania ich złóż w osadach miocenu wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Prz. Geol., 52: 657–664.
- MYŚLIWIEC M., MADEJ K. & BYŚ I. 2004 — Złoża gazu ziemnego w osadach miocenu rejonu Rzeszowa (zapadlisko przedkarpackie) odkryte na podstawie nowoczesnej kompleksowej interpretacji danych sejsmicznych. Prz. Geol., 52: 501–506.
- NEY R., BURZEWSKI W., BACHLEDA T., GÓRECKI W., JAKÓBCZAK K. & ŚLUPCZYŃSKI K. 1974 — Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przykarpackiego. Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie, 82: 1–65.
- OSZCZYPKO N. 1998 — The Western Carpathian foredeep — development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland). Geol. Carpath., 49: 1–18.
- OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., LESZCZYŃSKI S., TOMAŚ A., SZELĄG A. & FEDOROWICZ K. 1987 — Badania sedimentologiczne osadów miocennych pod nasunięciem Karpat między Dębicą a Przemyślem ze szczególnym uwzględnieniem rejonu Husowa (CPBR 1.5). Arch. ING UJ, Arch. Inst. Nafty i Gazu w Krakowie.
- OSZCZYPKO N., KRZYWIEC P., POPADYUK I. & PERYT T. 2006 — Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine) — its sedimentary, structural and geodynamic evolution. Memoir AAPG, 84: 293–350.
- PANOW G.M. & PŁOTNIKOW A.M. 1996 — Badeńskie ewaporaty ukraińskiego Przedkarpacia: litofacje i miąższość. Prz. Geol., 44: 1024–1028.
- PAPIERNIK B. & ZAJĄC A. 2003 — Kompleksowe wykorzystanie programów PetroWorks, StratWorks i ZMAP-Plus do celów przestrzennej analizy zmienności facjalno-zbiornikowej. Szkolenie użytkowników oprogramowania firmy Landmark, 22–25.10.2003, Czarna. Arch. PGNiG, Warszawa.
- PICHA F. 1979 — Ancient Submarine Canyons of Tethyan Continental Margins, Czechoslovakia. AAPG Bulletin, 63: 67–86.
- PORĘBSKI S. & WARCHOŁ M. 2006 — Znaczenie przepływów hiperpyklnalnych i klinoform deltowych dla interpretacji sedimentologicznych formacji z Machowa (miocen zapadliska przedkarpackiego). Prz. Geol., 54: 421–429.
- PORĘBSKI S., PIETSCH K., GUMULAK K. & STEEL R. 2003 — Origin and sequential development of Upper Badenia-Sarmatian clinoforms in the Carpathian Foredeep Basin, SE Poland. Geol. Carpath., 54: 119–136.
- TURCHINOV I.I. 1999 — Sedimentation of the Miocene deposits in the Kolomyia Graben (the Carpathian foredeep). Biul. PIG, 387: 190–191.
- YOUNG J. 1998 — Miocene. [In:] P. Bown (Ed.), Calcareous nannofossil biostratigraphy. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 225–265.
- ZORASTER S. 1996 — Imposing geologic interpretations on computer generated contours using distance transformations. Mathemat. Geol., 28: 969–985.

Praca wpłynęła do redakcji 18.04.2007 r.

Po recenzji akceptowano do druku 07.01.2008 r.