

Uwagi o mioceńskiej sedimentacji pomiędzy Szydłowem a Smerdyną, południowo-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich

Piotr Roniewicz*, Anna Wysocka*

Badane utwory mioceńskie, wapienie organodetrytyczne i podrzędnie organogeniczne, odsłaniające się w rejonie Szydłowa i Smerdyny tworzą dwa litosomy, o wyraźnym liniowym wydłużeniu. Charakteryzuje je dwudzielność budowy; niższy zespół cechuje się wielkoskalowym warstwowaniem skośnym a górny, leżący niezgodnie, to różnego typu wapienie warstwowane skośnie i rynnowo. Potwierdzono związek formowania tych litosomów z synsedymencyjną tektoniką oraz wskazano na możliwość zmian poziomu morza w basenie.

Słowa kluczowe: miocen, struktury sedimentacyjne, synsedymencyjna tektonika, obrzeżenie Gór Świętokrzyskich

Piotr Roniewicz & Anna Wysocka — **Remarks on Miocene sedimentation in the area between Szydłów and Smerdyna, southeastern margin of the Holy Cross Mts (Central Poland).** Prz. Geol., 49: 639–642.

S u m m a r y. Two rock bodies about 30 km long, composed of organodetritic and partly organogenic limestones, occur between Szydłów and Smerdyna in the southeastern margin of the Holy Cross Mts. The giant-scale cross-bedded calcarenites have been recognized in the lower part of this sequence. Its discordantly lying upper part encompass cross- and trough-bedded calcarenites, calcirudites, locally beds with small spherical bodies of microbionites. Synsedimentary tectonics and sea level changes controlled the origin of these rock bodies.

Key words: Miocene, sedimentary structures, synsedimentary tectonics, Holy Cross Mts margin

W związku z naszym udziałem w interdyscyplinarnym projekcie badawczym, dotyczącym analizy basenu trzeciorzędowego przedkarpacia (Peryt, 1999), dostrzeżliśmy konieczność ponownego przeanalizowania utworów mioceńskich na obszarze południowo-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (ryc. 1). Wynikała ona z faktu objęcia szczegółowymi badaniami w ramach tego projektu obszaru zapadliska przedkarpackiego ze szczególnym uwzględnieniem jego marginalnych południowych i południowo-wschodnich części. W analizie basenu nie podjęto jednak próby nowego spojrzenia na utwory mioceńskie południowo-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Podczas badań terenowych w latach 1999–2000, już po zakończeniu prac nad projektem analizy basenu trzeciorzędowego przedkarpacia, zaobserwowaliśmy kilka nowych faktów dotyczących utworów organodetrytycznych, zaliczanych do formacji z Chmielnika (Alexandrowicz i in., 1982). Utwory te, na obszarze objętym badaniami, odsłaniają się w wąskim pasie wychodni, pomiędzy Szydłowem a Smerdyną (ryc. 1B). Większość odsłoneń to rozległe kamieniołomy, które były przedmiotem wcześniejszych badań wielu geologów (m.in. Radwański, 1973; Rutkowski, 1976; Łaptaś, 1992; Czapowski, 1999). W pracach Radwańskiego (1973) i Rutkowskiego (1976) zawarte są szczegółowe profile wszystkich badanych przez nas odsłoneń. Jednak w porównaniu do wcześniejszego stanu wiedzy zebraliśmy nowe dane dotyczące geometrii litosomów o wielkoskalowym warstwowaniu skośnym i ich kontaktu z wyżej ległymi utworami. Szczególną uwagę poświęciliśmy odsłoneńcom, od zachodu na wschód, w Osówce, Szydłowie, Dobrej, Karolinowie i Smerdynie (ryc. 1B).

Budowa geologiczna

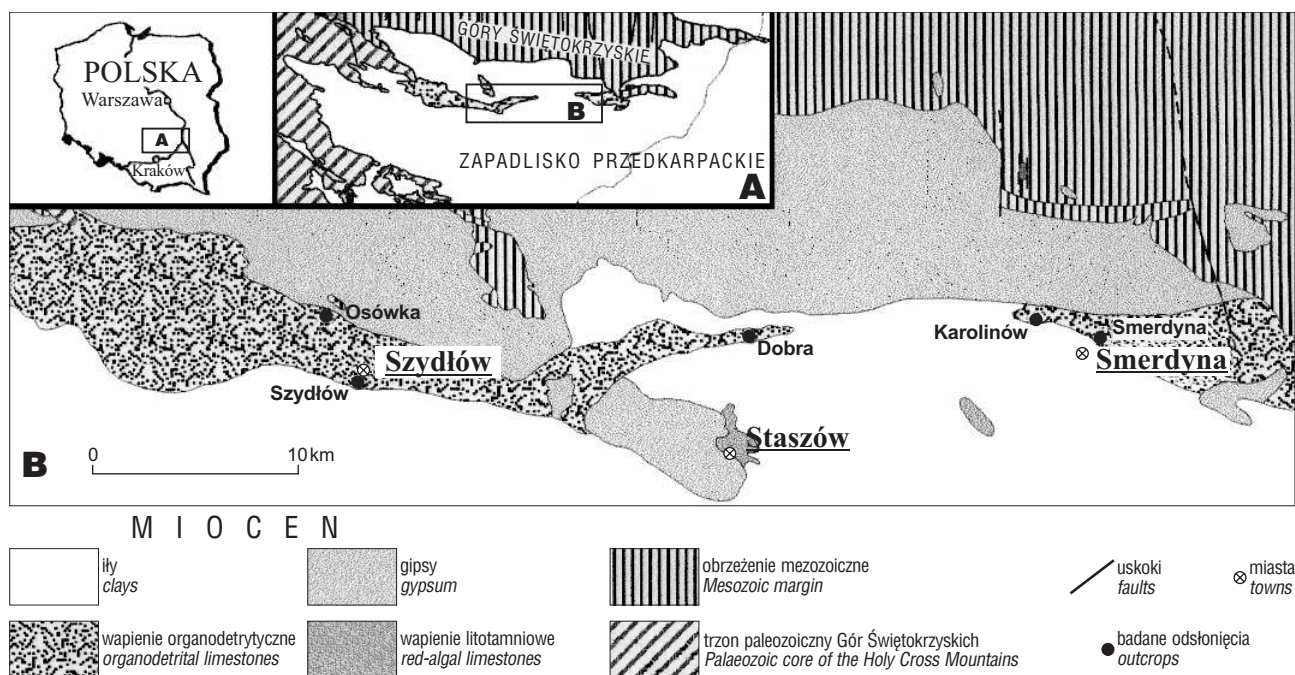
Podłożem utworów mioceńskich na omawianym obszarze są różnego wieku skały okruczowe i węglanowe,

z których jest zbudowany trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich i ich południowe mezozoiczne obrzeżenie. Ukształtowanie powierzchni podłoża jest bardziej urozmaicone na obszarze wychodni skał węglanowych, gdzie elewacje podłoża przedmioceńskiego tworzyły w czasie transgresji mioceńskiej wyspy, o urozmaiconej linii brzegowej z klifami i platformami abrazyjnymi (Radwański, 1965, 1967, 1969, 1973). Na obszarze wychodni kambru natomiast powierzchnia ta jest mniej zróżnicowana i pokryta drobnoziarnistymi utworami silikoklastycznymi, głównie piaskami kwarcowymi. Lokalnie występują w nich domieszki bardziej gruboziarniste, otoczaki i okruchy piaskowców kwarcyticznych, prawdopodobnie kambryjskich (Radwański, 1969). ródem drobnoziarnistego materiału kwarcowego mogły być obszary pokryte zwierzelinami klastycznych utworów paleozoiku i mezozoiku platformy wschodnioeuropejskiej oraz lądowymi utworami mioceńskimi (Roniewicz & Wysocka, 1999).

W bliskim sąsiedztwie skałek wapiennych występują lokalne nagromadzenia materiału grubookruczowego w formie blokowisk, zlepieńców klifowych i litoralnych. Charakterystyczną cechą wielu otoczków jest podrażenie ich przez skałotocze. Drażenia skałotoczy, widoczne również bezpośrednio na powierzchniach wychodni i skałek wapiennych, wyznaczają przebieg kopalnych linii i stref brzegowych morza mioceńskiego (Radwański, 1965, 1967, 1969 i in.). Materiału pochodzącego z podłoża jest zdecydowanie mniej w strefach, gdzie utwory mioceńskie spoczywają na skałach kambryjskich.

Ponad opisanymi utworami, ze względu na zróżnicowanie składu materiału ziarnowego i organogenicznego, wyróżnia się dwie dominujące odmiany facjalne: organodetrytyczno-piaszczystą — formacja z Chmielnika i litotamniową — formacja z Pińczowa (Alexandrowicz i in., 1982). Dotychczasowe badania nie doprowadziły do ustalenia jednoznacznego, powszechnie akceptowanego podziału biostratygraficznego tych utworów. Przykładowo wiek formacji z Chmielnika, na podstawie nanoplanktonu wapiennego, określono jako środkowo- i późnobałtycki (Dudziak & Łaptaś, 1990), a na podstawie makrofauny jako sarmacki (Czapowski & Studencka, 1990). Według Olszewskiej (1999) utwory tej formacji odpowiadają gór-

*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa



Ryc. 1. Obszar badań. A — jego położenie względem zapadliska przedkarpackiego i Gór Świętokrzyskich, B — szkic geologiczny
Fig. 1. Study area. A — its location versus the Carpathian Foredeep and the Holy Cross Mts, B — geological sketch-map

nemu badenowi i sarmatowi. Charakter środowiska sedymentacji i jego duże zróżnicowanie, zarówno oboczne, jak i czasowe, nie rokuje pomyślnego rozwiązania problemu przedstawienia jednoznacznego schematu biostratygraficznego. Ze względu na to w stosunku do badanych utworów posługujemy się wyłącznie litostratygrafia.

Charakterystyka litosomów

Na opisywanym obszarze występują dwa wydłużone, stosunkowo wąskie litosomy o przebiegu NW–SE, równoległym do hipotetycznej linii brzegowej morza środkowo miocenijskiego, na odcinku wybrzeża Rakowsko-Klimontowskiego (patrz Radwański, 1973 — fig. 1, s. 376). Większy z nich, rozpoczyna się ok. 5 km na wschód od Chmielnika i ciągnie się ku wschodowi, poprzez Szydłów aż do Dobrej, na przestrzeni 30 km (ryc. 1). Drugi, mniejszy o długości ok. 5 km, znajduje się w rejonie pomiędzy Smerdyną a Wiązownicą (ryc. 1). Oba litosomy są zbudowane z węglanowego materiału organodetrytycznego ze znaczną domieszką ziarn kwarcowych. Tym samym był to osad składający się zarówno z ziarn basenowych, jak i terygenicznych. W zależności od proporcji składników, w obrębie tych litosomów można wyróżnić kalkarenity, kalkarenity piaszczyste i piaskowce kwarcowe.

Wyróżniającą cechą opisywanych litosomów, znaną od dawna, jest ich charakterystyczna budowa wewnętrzna, wyrażona obecnością wielkoskalowych zespołów warstwowych skośnych (ryc. 2). Zestawy tych zespołów osiągają miąższość od kilku do kilkunastu metrów, cechują się stałym kierunkiem nachylenia warstwowania ku południowi (Rutkowski, 1976, Łaptaś, 1992). Uwagę zwraca strome nachylenie poszczególnych warstw skośnych, bliskie kątom naturalnego zrypu, co niewątpliwie jest związane ze stałą linią formowania skłonów tych form (Rutkowski, 1965) oraz z wysokim kątem tarcia wewnętrznego wynikającym ze słabego stopnia obtoczenia składników szkieletu ziarnowego. W kilku przypadkach widoczne jest stopniowe wzrastanie kąta nachylenia warstw (ryc. 2). W niektórych odsłonięciach w stromo nachylnym warstwowaniu obserwuje się deformacje (ryc. 3), w postaci

synsedymacyjnych zafałdowań, wywołanych spęływaniem osadu po stoku progradującej formy akumulacyjnej. Sporadycznie w obrębie zespołów skośnych występują masy bezstrukturalne, które powstały w wyniku gwałtownego przemieszczenia osadu. Można wskazać wiele prawdopodobnych przyczyn wywołujących te zjawiska, od ogólnej przyczyny określonej jako ruchliwość tektoniczna podłoża (Łaptaś, 1992) do — naszym zdaniem — bardziej krótkotrwałej, jak np. trzęsienie ziemi czy zachwianie równowagi stoku wywołane oddziaływaniem wyjątkowo silnego falowania.

Tego typu progradująca forma akumulacyjna, na obrazach geofizycznych jest określana jako kliniform. Odsłonięcia w rejonie Szydłowa i Smerdyny dają zatem okazję do poznania realnej trójwymiarowej budowy tej formy i jej przestrzennego stosunku do niżej i wyżej leżących utworów.

W stopie kliniformu, w odsłonięciu w Osówce, stwierdzono występowanie grubookruchowych zlepieńców organodetrytycznych (ryc. 4) zawierających klasty różnego typu wapieni organodetrytycznych i organogenicznych oraz poziomu z brukiem składającym się z płaskich otoczków wapiennych (ryc. 5). Zlepienie te są bezstrukturalne i wypełniają bruzdy. Rozcięcie wielkoskalowych zespołów skośnych miało miejsce prawie równocześnie ze złożeniem w nim opisywanego osadu. Ze względu na brak struktur sedimentacyjnych, obecność płaskich intraklastów wapiennych (ryc. 4), zwarty szkielet ziarnowy oraz wydłużony charakter ciał opisywanych zlepieńców należy przyjąć, że akumulacja materiału następowała w wyniku grawitacyjnych wpływów masowych o charakterze kolizyjnym.

Powyżej wielkoskalowych zespołów warstwowań skośnych, w profilu Osówka, stwierdzono występowanie poziomo leżących zróżnicowanych utworów (ryc. 6). Występują tu bandstony serpulowo-mikrobialitowe, w których głównym składnikiem są mikryty a organizmy szkieletowe stanowią element podrzędny (ryc. 7A). Tkwią one, w postaci „buł” (ryc. 7) o średnicy dochodzącej do 80 cm, w drobnociarnistych kalkarenitach. Wykazują one pewne podobieństwo do skał tworzących budowlę serpulowo-mikrobialitowe, opisane z obszaru Roztocza przez Jasionow-

skiego (1998). Powyżej występują skośnie i rynnowo warstwowane kalkarenity oraz kalcyrudyty (ryc. 8).

Dyskusja

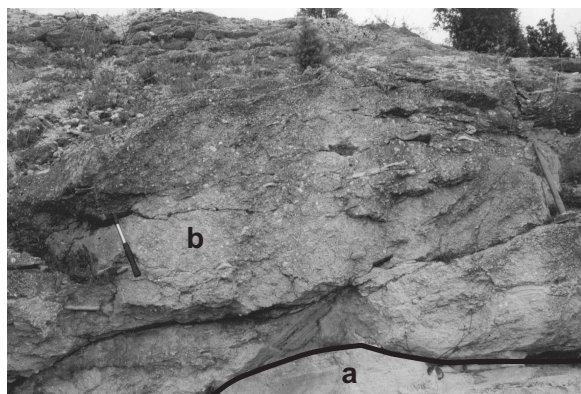
Wszechstronny i wyczerpujący obraz przebiegu sedymentacji przedstawiony przez Radwańskiego (1973) można uzupełnić nowymi faktami i możliwością nowej interpretacji, w świetle postępu analizy basenów sedymentacyjnych. Tego typu progradujące formy akumulacyjne o



Ryc. 2. Wielkoskalowe warstwowanie skośne z widocznym wzrastającym kątem nachylenia warstw skośnych — Szydłów
Fig. 2. Giant-scale cross-bedding with an increasing dip of cross layers — Szydłów



Ryc. 3. Synsedymacyjne deformacje fałdowe w obrębie wielkoskalowych zespołów skośnych — Karolinów
Fig. 3. Synsedimentary fold deformations of giant-scale cross-bedded sets — Karolinów



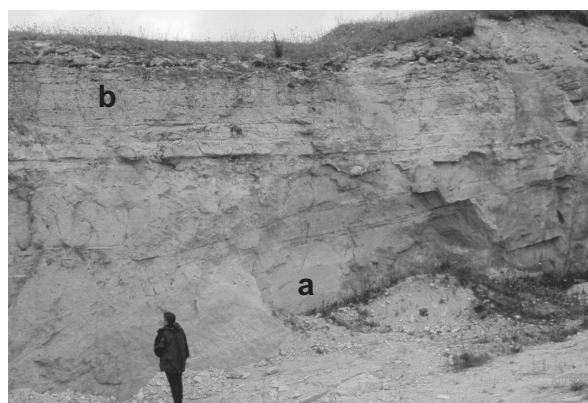
Ryc. 4. Zlepnienc organodetrytyczny (b) wypełniający bruzdę w drobnoziarnistych wapieniach organodetrytycznych (a) — Osówka
Fig. 4. Organodetrital conglomerate (b) infilling erosional trough cut in fine organodetrital limestones (a) — Osówka

charakterze klinoformów, są typowe dla cykli transgresywnych (Van Wagoner i in., 1992). Akumulacja utworów o wielkoskalowym warstwowaniu skośnym może być rezultatem rozwoju transgresji późnobadańskiej w basenie zapadliska przedkarpacciego. Jednak dla badanego obszaru nie ma możliwości prześledzenia budowy wglębnej na obrazach sejsmicznych, a tym samym nie ma możliwości wyznaczenia regionalnych powierzchni o charakterze granic parasekwencji lub sekwencji. W ujęciu stratygrafii sekwencji, granicą sekwencji mogłaby być, wcześniej opisana, powierzchnia widoczna powyżej wielkoskalowego zespołu skośnego w profilu Osówka. Zgodnie z definicją (Van Wagoner i in., 1992) ma ona charakter niezgodności, która powstała w wyniku erozji subakwalnej. Za taką interpretacją przemawia brak dowodów na wynurzenie, obecność poziomego bruku otoczków wapiennych oraz osadów powstałych w wyniku grawitacyjnych ruchów masowych. Nie można wykluczyć, że powierzchnia ta miała swój odpowiednik związany z erozją subarealną, na obszarze położonym na północ względem badanego obszaru. Weryfikacja tego stwierdzenia jest niemożliwa w związku z posarmacką erozją tych utworów związaną z wydźwignięciem północnej krawędzi basenu.

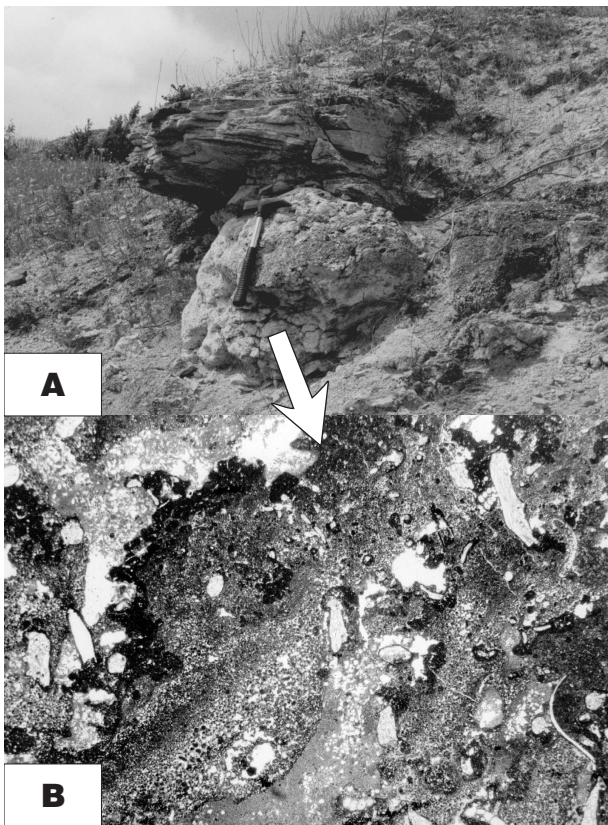
Stała linia formowania skłonu opisywanych litosomów, duże kąty nachylenia warstwowań skośnych (Gawthorpe i in., 1994), bliskie kątowni naturalnego zsypania, a przede wszystkim stałość kierunków transportu (patrz Rutkowski, 1976, fig. 16, s. 44 oraz Łaptaś 1992, fig. 8, s. 158) wskazują na istnienie aktywnej synsedymacyjnie



Ryc. 5. Bruk zbudowany z płaskich otoczków wapiennych — Osówka
Fig. 5. Lag of flat limestone pebbles — Osówka



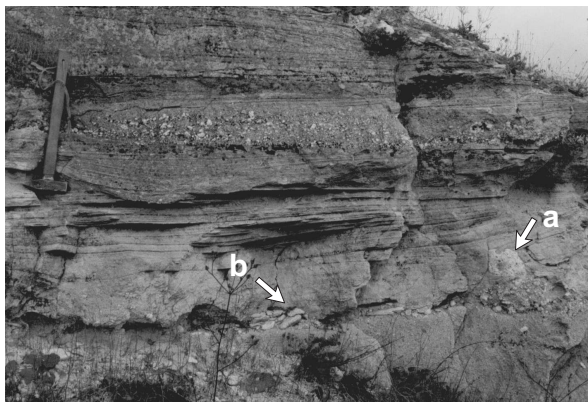
Ryc. 6. Warstwowanie horyzontalnie wapienie organodetrytyczne (b) leżące niezgodnie na wielkoskalowym zespole skośnym (a) — Osówka
Fig. 6. Organodetrital limestones horizontally bedded (b) discordantly lying on a giant-scale cross-bedded set — Osówka



Ryc. 7. „Buła” wapieni serpulowo-mikrobiałitowych (A) oraz jej obraz w płycie cieniowej (B), tkwiąca w kalkarenitach — Osówka

Fig. 7. Spheroidal body of microbialite limestone in calcarenites (A), B — thin section

linii uskokowej. Przebieg synsedymacyjnego uskoku podłoża wyznacza miejsce formowania skłonu progradujących form akumulacyjnych. Fakt ten został wcześniej stwierdzony przez Radwańskiego (1973) i Łaptasia (1992). Naszym zdaniem, nie ma uzasadnienia istnienie prądu wzdłuż brzegowego o kierunku NW–SE, co było postulowane przez wcześniejszych autorów (Łaptaś, 1992, Czapowski, 1999). W tym przypadku, ze względu na organodetrytyczny, wewnątrzbasenowy skład materiału okruchowego, najprostszym wyjaśnieniem jest, że był on



Ryc. 8. Skośnie i rynnowo warstwowane wapienie organodetrytyczne, a — „buła” wapienia organogenicznego, b — płaskie otoczaki wapienne tworzące poziom bruku — Osówka; (patrz również ryc. 5.)

Fig. 8. Cross- and trough-bedded organodetrital limestones, a — spheroidal body of microbialite limestone, b — lag of flat limestone pebbles — Osówka (see also Fig. 5)

przenoszony przez prądy typowe dla płytkowodnego środowiska, działające głównie od brzegu w kierunku otwartego morza. Duża zawartość kierunków transportu, w opisywanych formach, wynika z grawitacyjnego zsypywania się materiału okruchowego po stoku, którego rozciągłość wyznaczał przebieg linii uskokowej. Obserwowany wzrost nachylenia warstw skośnych, przy takiej interpretacji, może oznaczać nasilenie ruchu zrzutowego uskoku (Nichols, 2000).

Utwory leżące niezgodnie na wapieniach organodetrytycznych o wiekoskoskalowym warstwowaniu skośnym powstawały w wysokoenergetycznym płytkowodnym środowisku morskim. Ze względu na obecność w ich obrębie utworów mikrobiałitowych można przyjąć, że środowisko, pod względem chemizmu wód, różniło się od środowiska z okresu sedymentacji niżej leżących utworów. Związane to było z przebudową strukturalną basenu, która spowodowała zmianę i ograniczenie połączeń z basenami Paratetydy (Studencka i in., 1998), a co tym idzie zmianę chemizmu wód morskich (Jasionowski, 1998).

Literatura

- ALEXANDROWICZ S.W., GARLICKI A. & RUTKOWSKI J. 1982 — Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpacciego. *Kwart. Geol.*, 26: 470–471.
- CZAPOWSKI G. 1999 — Miocene clastic sedimentation of the Polish Carpathian Foredeep. Guidebook of excursion 4. Conference „Carpathian foredeep basin — its evolution and mineral resources”: 11–19.
- CZAPOWSKI G. & STUDENCKA B. 1990 — Studium sedimentologiczno-paleontologiczne osadów barierowych dolnego sarmatu w rejonie Chmielnika (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *Prz. Geol.*, 38: 117–127.
- DUDZIAK J. & ŁAPTAŚ A. 1990 — Stratigraphic position of Miocene carbonate-siliciclastic deposits near Chmielnik (Świętokrzyskie Mountains area, Central Poland) based on calcareous nanofossils. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 39: 55–66.
- GAWTHORPE R.L., FRASER A.J. & COLLIER R.E. 1994 — Sequence stratigraphy in active extensional basin: implications for the interpretation of ancient basin-fills. *Marine and Petroleum Geology*, 11: 642–658.
- JASIONOWSKI M. 1998 — Sedymencja i diageniza sarmackich wapieni Roztocza. Praca doktorska (niepublikowana): 1–93.
- ŁAPTAŚ A. 1992 — Giant-scale cross-bedded Miocene biocalcareenites in the northern margin of the Carpathian Foredeep. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 62: 149–167.
- NICHOLS G. 2000 — Modelling shallow marine clastic sedimentation. Materials of IAS Short Course, Prague: 1–29.
- OLSZEWSKA B. 1999 — Biostratygrafia neogenu zapadliska przedkarpacciego w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 68: 9–29.
- PERYT T. 1999 — Analiza basenu trzeciorzędowego Przedarpacia. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 68: 1–313.
- RADWAŃSKI A. 1965 — Additional notes on Miocene littoral structures of southern Poland. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, 13: 167–173.
- RADWAŃSKI A. 1967 — Problematyka miocenijskich struktur litoralnych na południowych stokach Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 37: 169–175.
- RADWAŃSKI A. 1969 — Lower Tortonian transgression onto the southern slopes of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 19: 1–164.
- RADWAŃSKI A. 1973 — Transgresja dolnego tortoniu na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, 23: 375–434.
- RONIEWICZ P. & WYSOCKA A. 1999 — Charakterystyka sedimentologiczna utworów środkowomiocenijskich północno-wschodniej, brzeżnej strefy zapadliska przedkarpacciego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 68: 83–97.
- RUTKOWSKI J. 1965 — O przekątnym warstwowaniu utworów sarmatu w rejonie Staszowa. *Spraw. z Posiedz. PAN*: 525–528.
- RUTKOWSKI J. 1976 — Detrytyczne osady sarmatu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Geol. PAN*, 100: 7–61.
- STUDENCKA B., GONTSHAROVA I.A. & POPOV S.V. 1998 — The bivalve faunas as a basis for reconstruction of the Middle Miocene History of the Paratethys. *Acta Geol. Pol.*, 48: 285–343.
- VAN WAGONER J. C., MITCHUM R.M., CAMPION K.M. & RAHMANIAN V.D. 1992 — Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *AAPG Methods in Exploration Series*, 7: 1–55.