

**BRZEŹNE FACJE BADENU I SARMATU DOLNEGO
ZBIORNIKA PRZEDKARPACKIEGO W SE POLSCE I ZACHODNIEJ UKRAINIE
– WYNIKI BADAŃ OSTATNIEGO DWUDZIESTOLECIA**

**MARGINAL FACIES OF BADENIAN AND LOWER SARMATIAN
OF THE FORE-CARPATHIAN BASIN IN SE POLAND AND WESTERN UKRAINE
– RESULTS OF RESEARCH DURING THE LAST TWO DECADES**

MAREK JASIONOWSKI¹, TADEUSZ M. PERYT¹, ANNA WYSOCKA², ANDRIY V. POBEREZHSKYY³

Abstrakt. Przedstawiono charakterystykę litologiczną utworów mioceńskich występujących na Roztoczu i terenach sąsiednich (zachodnia Ukraina). Utwory dolnobadeńskie rozpoczynają się transgresywnymi piaskami i piaskowcami kwarcowymi; w wyższej części obocznie przechodzą w margle i wapienie litotamniowe. Powstały w płytkowodnym, wysokoenergetycznym morskim środowisku sedymentacji, o zmieniającym się w czasie chemizmie wód. Środkowobadeński gips pierwotny tworzy szeroką brzeżną platformę siarczanową; w trakcie jego depozycji następowały znaczne wahania składu chemicznego solanek. W płytszych częściach zbiornika na gipsach występują utwory wapienia ratyńskiego, związane genetycznie z transgresją morską. W późnym badenie obszar Roztocza był strefą tranzytową dla materiału bioklastycznego i terygenicznego, w jej obrębie odbywało się przemieszczanie materiału ziarnowego związane z falowaniem i prądami wywołanymi przez falowanie oraz z ruchami masowymi. Węglały dolnosarmackie Roztocza cechują się nietypowym wykształceniem facjalnym oraz ubogim składem taksonomicznym organizmów, wskazującym na anomalne warunki środowiskowe – obniżone zasolenie wody i silne jej przesylenie względem węgla wapnia.

Słowa kluczowe: sedymentacja klastyczna, sedymentacja węglanowa, gipsy, struktury sedymentacyjne, rafy, baden, sarmat, Roztocze.

Abstract. Lithological characteristics of Middle Miocene strata of the Roztocze region (SE Poland and western Ukraine) is summarized. The Lower Badenian sequence begins with transgressive quartz sands and sandstones that subsequently are passing laterally into marls and coralline algal limestones. They originated in shallow-water, high-energy marine environment. The chemistry of waters at that time as well as during subsequent gypsum sedimentation fluctuated quite considerably. Middle Badenian gypsum deposits build a wide marginal sulphate platform. In shallower parts of the basin the Ratyn Limestone deposits cover gypsum; they are related genetically to new marine transgression. During the Late Badenian the Roztocze region was a transit zone for bioclastic and terrigenous material, and the grainy material was transported owing to waves and wave-generated currents as well as mass movements. The Lower Sarmatian carbonates of Roztocze show a typical facies and poor taxonomic composition of fossil assemblages that indicate abnormal environmental conditions – decreased water salinity and its oversaturation in respect to calcium carbonate.

Key words: clastic sedimentation, carbonate sedimentation, gypsum, sedimentary structures, reefs, Badenian, Sarmatian, Roztocze.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: marek.jasionowski@pgi.gov.pl; tadeusz.peryt@pgi.gov.pl

² Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: anna.wysocka@uw.edu.pl

³ Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals NASU, Naukova 3a, 79060 Lviv, Ukraine; e-mail: igggk@mail.lviv.ua

WSTĘP

Zmiany polityczne w Europie Środkowej i Wschodniej, jakie nastąpiły na przełomie lat osiemdziesiątych i dziewięćdziesiątych ubiegłego wieku, stworzyły realną możliwość prowadzenia wspólnych badań geologicznych na przygranicznym obszarze Polski i Ukrainy. Efektem tych badań były zarówno przedsięwzięcia kartograficzne, omówione w tym tomie przez Jankowskiego i in. (2012), Gąsiewicza i in. (2012) oraz Radwanek-Bąk i in. (2012), jak i bardzo liczne publikacje poświęcone różnym zagadnieniom geologicznym w rejonie pogranicza polsko-ukraińskiego, w tym zwłaszcza w Karpatach i ich przedgórzu oraz przedpolu (np. Kotarba,

red., 2005; Golonka, Picha, red., 2006; Wysocka, Jasionowski, red., 2006; Kotarba, Peryt, red., 2011).

Celem niniejszej pracy jest omówienie wyników badań prowadzonych w ciągu ostatnich dwudziestu lat i dotyczących utworów badenu i sarmatu dolnego w brzeżnej części zbiornika przedkarpackiego w SE Polsce oraz zachodniej Ukrainie (fig. 1), w znacznej mierze będących wynikiem współpracy naukowej między Państwowym Instytutem Geologicznym w Warszawie i Instytutem Geologii i Geochemii Surowców Energetycznych Narodowej Akademii Nauk Ukrainy we Lwowie.

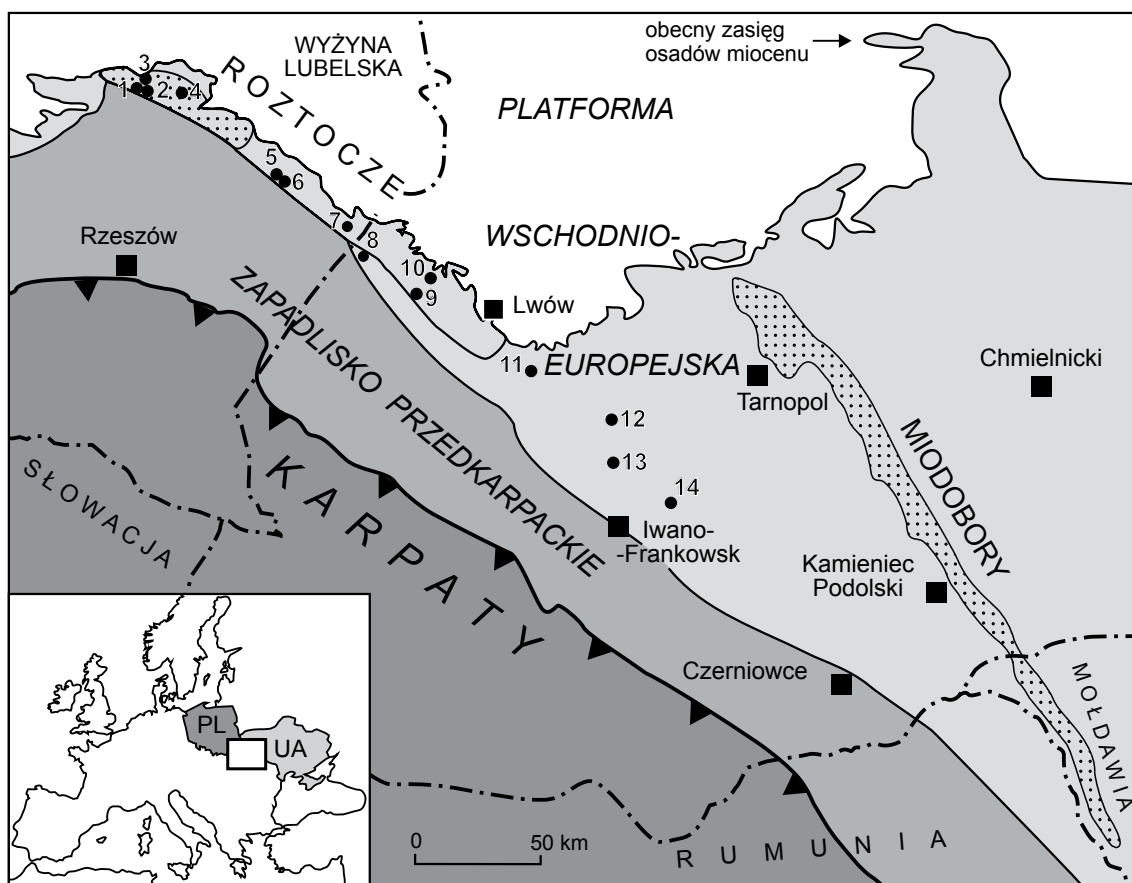


Fig. 1. Mapa zasięgu osadów miocenijskich na przedpolu Karpat wraz z lokalizacją odsłonięć

1 – Dąbrowa, 2 – Łysaków, 3 – Węglinek, 4 – Wierzchowiska, 5 – Józefów, 6 – Pardysówka, 7 – Brusno, 8 – Wróblaczyn, 9 – Stradcz, 10 – Łozina, 11 – Chlebowice, 12 – Stratyń, 13 – Podole, 14 – Oleszów; zakropkowane pola – obszar występowania raf górnego badenu i dolnego sarmatu

Map of the Miocene deposits distribution in the Carpathian Foreland basin with location of outcrops

1 – Dąbrowa, 2 – Łysaków, 3 – Węglinek, 4 – Wierzchowiska, 5 – Józefów, 6 – Pardysówka, 7 – Brusno, 8 – Vorobliachyn, 9 – Stradch, 10 – Łozyna, 11 – Gleboviti, 12 – Stratyn, 13 – Podillya, 14 – Oleshiv; dotted areas – Upper Badenian and Lower Sarmatian reefs

stwierdzone, na Ukrainie znane są ze Lwowa i okolic. Osady poziomu ewaporatowego mogą być przykryte cienką warstwą wapieni ratyńskich (w Polsce określanych jako formacja z Radruża; Jasionowski, 1997), których geneza jest bezpośrednio związana z osadami chemicznymi (Peryt, Peryt, 1994).

Osady nadewaporatowe w brzeżnej części zapadliska przedkarpackiego są reprezentowane w Polsce przez dwie formacje. Górnobadeńska formacja z Żelebska (Jasionowski, 1997) obejmuje wapienie organodetrytyczne, rodoidowe i rafowe oraz, podrzędnie, piaski kwarcowe i ily. Przykryta

jest przez dolnosarmacką formację z Chmielnika (wapienie organodetrytyczne, organodetrytyczno-terygeniczne, rafowe wapienie serpulowo-mikrobialitowe). W zapadlisku przedkarpackim nadewaporatowe osady badenu górnego i sarmatu należą do formacji z Machowa. Jej niższą, górnobadeńską część stanowią tzw. warstwy przegrzebkowe, których odpowiednikiem po stronie ukraińskiej są warstwy kosowskie. Wyższa część formacji z Machowa na obszarze Polski jest znana jako ily krakowieckie, których odpowiednikiem na Ukrainie są warstwy daszawskie – formacja daszawska (Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012).

UTWORY BADENU DOLNEGO ROZTOCZA I OPOŁA LWOWSKIEGO

W marginalnej, północnej części zapadliska przedkarpackiego utwory badenu dolnego odsłaniają się na powierzchni jedynie we wschodniej części Roztocza (na obszarze Ukrainy) oraz na Podolu, w obrębie tzw. Opola Lwowskiego i Naddniestrzańskiego (na SE i S od Lwowa).

Profil utworów badeńskich Roztocza rozpoczyna się transgresywnymi piaskami i piaskowcami kwarcowymi, które największą miąższość i zasięg występowania mają na Ukrainie. W wyższej części obocznie przechodzą w margle i wapienie litotamniowe (Bogucki i in., 1998a, b) i są zaliczane do utworów podewaporatowych.

Kompleks piaszczysty dający pagórkowaty obszar Roztocza Lwowskiego rozciąga się od granic Rzeczypospolitej, poprzez Lwów, aż po Chlebowice koło Bóbrki. Osiąga on w okolicach Lwowa miąższość ponad 20 m przy nieodsloniętym spągu (fig. 3B). Bogactwo struktur sedimentacyjnych w tym kompleksie, wielko- i małoskalowych warstwowań skośnych (fig. 3C), miejscami krzyżowych, przy braku preferencji kierunkowej wskazuje na sedimentację w obrębie wysokoenergetycznego, rozległego przybrzeża (*off-shore*), rozciągającego się z dala od linii brzegowej (fig. 3A), batymetrycznie zbliżającego się nawet do równi pływowej (Wysocka, 2002; Radwański i in., 2012b), na której mogły się tworzyć szerokie i głębokie kanały odpływowe lub sztormowe. Cały ten kompleks charakteryzuje się monotonią składu petrograficznego, obecnością tylko czystego piasku

kwarcowego, miejscami z drobnym żwirem kwarcowym i okruchami czarnych krzemieni (zapewne kredowych) oraz mniejszą lub większą domieszką glaukonitu. Szczątki organiczne, jedynie niearagonitowe, to prawie wyłącznie szkielety szkarłupni (jeżowców i rozgwiazd), a miejscami także skrzemieniałe karpy cyprysników lub ich okruchy bądź obtoczone większe fragmenty. Szczególnie okazałe są masowo występujące nory jeżowców *Echinocardium leopolitanum* (Radwański, Wysocka, 2001).

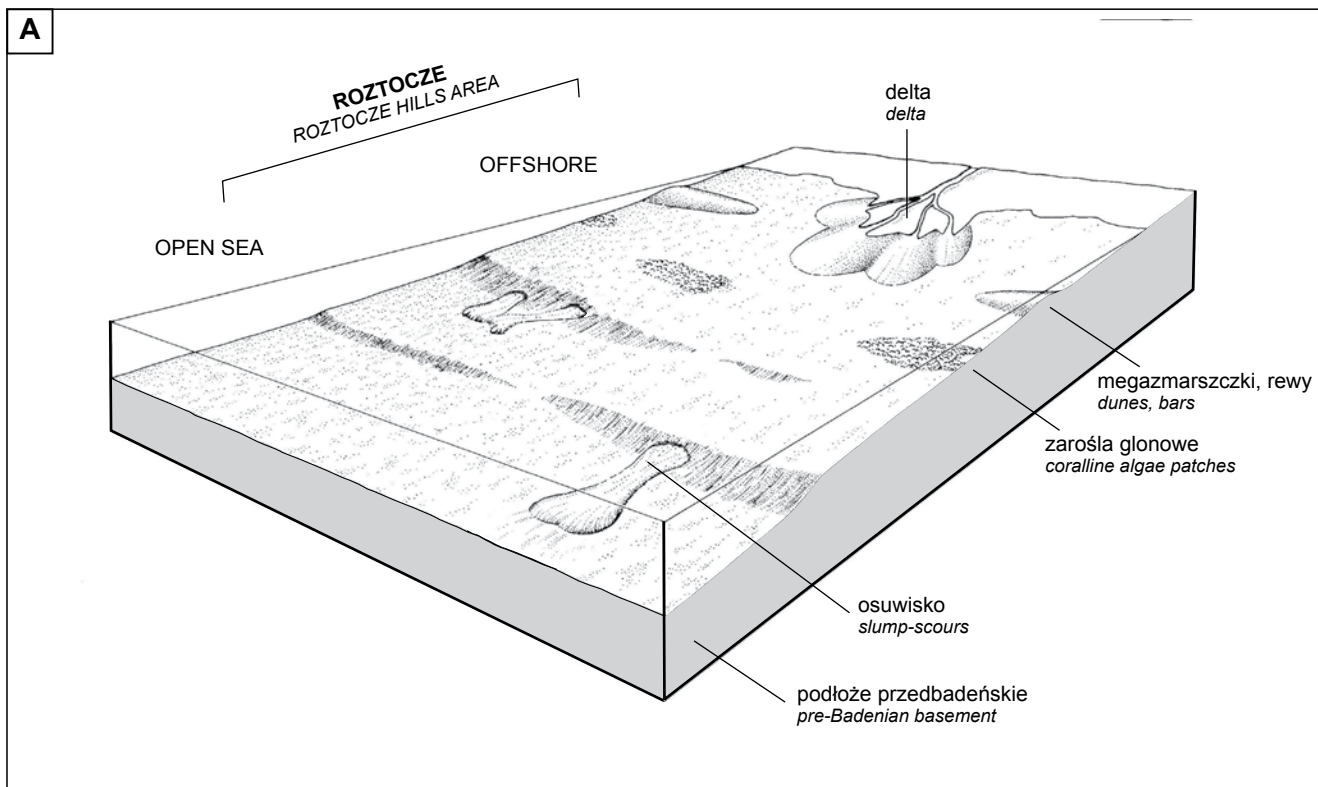
Utwory piaszczyste będące kontynuacją utworów dolnego badenu Roztocza odsłaniają się na obszarze Opola Lwowskiego i występują aż po Opole Naddniestrzańskie. Wykształcone są jako piaski kwarcowe z wyraźną domieszką węgla wapnia w postaci bądź pyłu, bądź drobno rozartych bioklastów, głównie litotamniowych. W ich obrębie występują również smugowate ławice silnie glaukonitowe; stwierdzono występowanie niearagonitowej fauny otwornic, mszywiolów (także duże kolonie *Sertella*), małych jeżowców *Arbacina*, wąsonogów *Scalpellum* oraz licznych drobnych przegrzebków z grupy *Chlamys seniensis*; pojedynczo spotyka się zęby rekinów i płytki zębowe płaszczek (Radwański i in., 2012a). Charakterystyczną cechą tych utworów jest powszechne występowanie różnego typu skamieniałości śladowych (Radwański, Wysocka, 2001; Radwański i in., 2012b), przede wszystkim śladów rycia oraz nor (fig. 3D).

Fig. 3. Utwory piaszczyste badenu dolnego Roztocza

A – hipotetyczny rozkład stref sedimentacji na obszarze Roztocza we wczesnym badeniu; **B** – widok nieczynnej piaskowni w Stradczu (UA), miąższość piasków kwarcowych ponad 20 m; **C** – wielozestaw warstwowanych przekątnie piasków kwarcowych, w wyższej części widoczne silnie zbioturbowane ławice, Chlebowice (UA); **D** – system nor krabów *Ocypode* oraz krewetek *Callinassa*, trójwymiarowy układ nor widoczny dzięki ich silniejszej lityfikacji niż piaszczystego tła, Stratyń (UA)

Lower Badenian sandy deposits from the Roztocze Hills area

A – hypothetical model for sedimentary environment of the Roztocze Hills area in the Early Badenian; **B** – general view of the abandon sand-pit at Stradch (UA), quartz sands thickness is about 20 m; **C** – coSETS of tabular cross-stratified quartz sands, in upper part – strong bioturbation is clearly visible, Gleboviti (UA); **D** – burrows of *Ocypode*, 3D burrow system visible due to their stronger lithification than in a sandy background, Stratyń (UA)



GIPSY BADEŃSKIE

Tradycyjnie ewaporaty badeńskie są zaliczane do wielicza, tj. badenu środkowego, ale badania nanoplanktonu wapiennego wskazujące na występowanie ewaporatów w dolnej części poziomu NN6 (Peryt, 1997, 1999; Andreyeva-Grigorovich i in., 2003; Garecka, Olszewska, 2011) oraz datowania wieku radiometrycznego metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ wskazujące na początek kryzysu zasolenia w Paratetydzie ok. $13,81 \pm 0,08$ Ma (de Leeuw i in., 2010; Bukowski, 2011) świadczą o tym, że ewaporaty powstały w istocie w późnym badenie.

Ewaporaty badeńskie Polski należą do dwóch formacji: z Krzyżanowic i z Wieliczki (Alexandrowicz i in., 1982), przy czym w północnej, brzeżnej części zbiornika przedkarpacciego w Polsce SE występuje tylko pierwsza z nich. Na obszarze zachodniej Ukrainy ewaporaty brzeżnej części zbiornika są zaliczane do formacji tyraskiej (np. Andreyeva i in., 1997; Gerasimov i in., 2005), obejmującej też utwory siarkonośne (w niniejszej pracy zagadnienia z nimi związane pominięto). Ewaporaty badeńskie są przykryte utworami silikoklastycznymi o genezie morskiej do brakicznej, należącymi – na obszarze Polski – do głębokowodnej formacji z Machowa (Jasionowski i in., 2004, z literaturą), a na obszarze Ukrainy – do głębokomorskiej formacji z Kosowa, która w kierunku brzegu zbiornika przechodzi stopniowo w formację tarnopolską – piaskowce często zailone, wapienie drobnolitotamniowe i tufy (Gerasimov i in., 2005; *cf.* Gedl, Peryt, 2011).

Ewaporaty badeńskie wykazują regularny wzór facji (Garlicki, 1979; Petrichenko i in., 1997; Peryt, 2006a). Gips pierwotny tworzy szeroką (10–50 km w Polsce SE i do 100 km na Ukrainie), brzeżną platformę siarczanową. Platforma ta przechodzi w kierunku środka zbiornika w basen siarczanowy o szerokości 20–60 km (Kasprzyk, Orti, 1998; Peryt i in., 1998; Peryt, 2000).

Ewaporaty badeńskie cechuje lateralna ciągłość korelowanych litologii na odległość kilkuset kilometrów zarówno w środkowej (np. Garlicki, 1994), jak i peryferycznej części zbiornika przedkarpacciego: od Moraw (Peryt i in., 1997a, b), przez Polskę południową (np. Kubica, 1992; Kasprzyk, 1993, 1995; Jasionowski, Peryt, 2010), po granicę ukraińsko-mołdawską (Peryt i in., 1994, 2004b; Bąbel 2005a, b). Na obszarze brzeżnej platformy siarczanowej ukraińskiej części zbiornika przedkarpacciego stwierdzono największą zmienność facjalną, występują tu bowiem trzy główne typy profili gipsowych, podczas gdy w Polsce i Czechach – tylko jeden typ. Te główne typy profili gipsowych reprezentują strefy facjalne (I–III), których korelacja jest możliwa dzięki charakterystycznym warstwom przewodnim, jak również obserwacjom w obszarach przejściowych między poszczególnymi strefami facjalnymi (Peryt, 2001; Peryt i in., 2004b). Pierwszy typ, charakterystyczny dla obszaru o szerokości

powyżej 15 km przylegającego do brzegów zbiornika gipsowego, składa się wyłącznie z gipsu stromatolitowego, typ drugi jest położony w strefie o szerokości przekraczającej 40 km i ciągnącej się równolegle do strefy pierwszej w kierunku centrum zbiornika. Typ drugi cechuje się obecnością gipsu stromatolitowego w dolnej części oraz gipsu szablatego (niekiedy z przewarstwieniem gipsu klastycznego) w górnej części. Typ trzeci, występujący jeszcze bliżej centrum basenu, cechuje się obecnością gipsów szklicowych (bądź wtórnych gipsów gruzłowych z pseudomorfozami po gipsach szklicowych) w dolnej części, przykrytych kolejno przez gips stromatolitowy (fig. 4A), gips szablasty (fig. 4B) i gips klastyczny. Kiedy gips pierwotny jest częściowo lub całkowicie zastąpiony anhydrytem bądź wtórnym gipsem, istnieje możliwość wyróżniania litofacji anhydrytowych będących odpowiednikami macierzystych facji gipsowych (Kubica, 1992; Kasprzyk, 1995). Wyjątkiem są profile zbudowane w całości z wyłącznie wtórnego (gruzłowego) gipsu, kiedy brak jest możliwości podziału serii siarczanowej na mniejsze jednostki.

Peryt (1996) stwierdził, że facje gipsu autochtonicznego powstały w dużej mierze w rozległej panwi solnej, o lateralnych zmianach facjalnych typowych dla współczesnych salin, chociaż sam wzór rozmieszczenia facji względem otwartego morza był w zbiorniku badeńskim odmienny od cechującego współczesne saliny. Późniejsze badania Bąbla (np. 2005a, b, 2007; Bąbel, Bogucki, 2007) umożliwiły istotne uzupełnienie i uszczegółowienie tego modelu.

Podczas depozycji gipsów autochtonicznych różnica głębokości wody między strefami I i III nie przekraczała dziesięciu metrów, natomiast w trakcie sedymentacji gipsów allochtonicznych wynosiła co najmniej kilkadziesiąt metrów. Badania petrograficzno-mineralogiczne i geochemiczne (np. Petrichenko i in., 1997; Poberezhskyy, 2000; Peryt i in., 2002, 2010; Cendón i in., 2004) wykazały znaczne wahania składu chemicznego solanek w trakcie depozycji siarczanowej (por. Bąbel, 1991), co stwierdzono także w przypadku innych gipsów środkowomiocenijskich (np. Attia i in., 1995; Peryt i in., 2004a). W szczególności wahania te były charakterystyczne w trakcie sedymentacji gipsów klastycznych, kiedy to w wyniku tektoniki blokowej doszło do znacznego zróżnicowania batymetrycznego na obszarze brzeżnej części zbiornika, napływu dużej ilości wód lądowych (Peryt, Peryt, 2009) oraz – w niektórych przypadkach – erozji części profilu gipsowego.

W płytszych częściach zbiornika – miejscami w strefie III i powszechnie w strefie II i I – na gipsach występują, zwłaszcza na Ukrainie, utwory wapienia ratyńskiego (Peryt, Peryt, 1994; Peryt i in., 2012), związane genetycznie z transgresją morską (np. Peryt, Peryt, 2009; Gedl, Peryt, 2011).

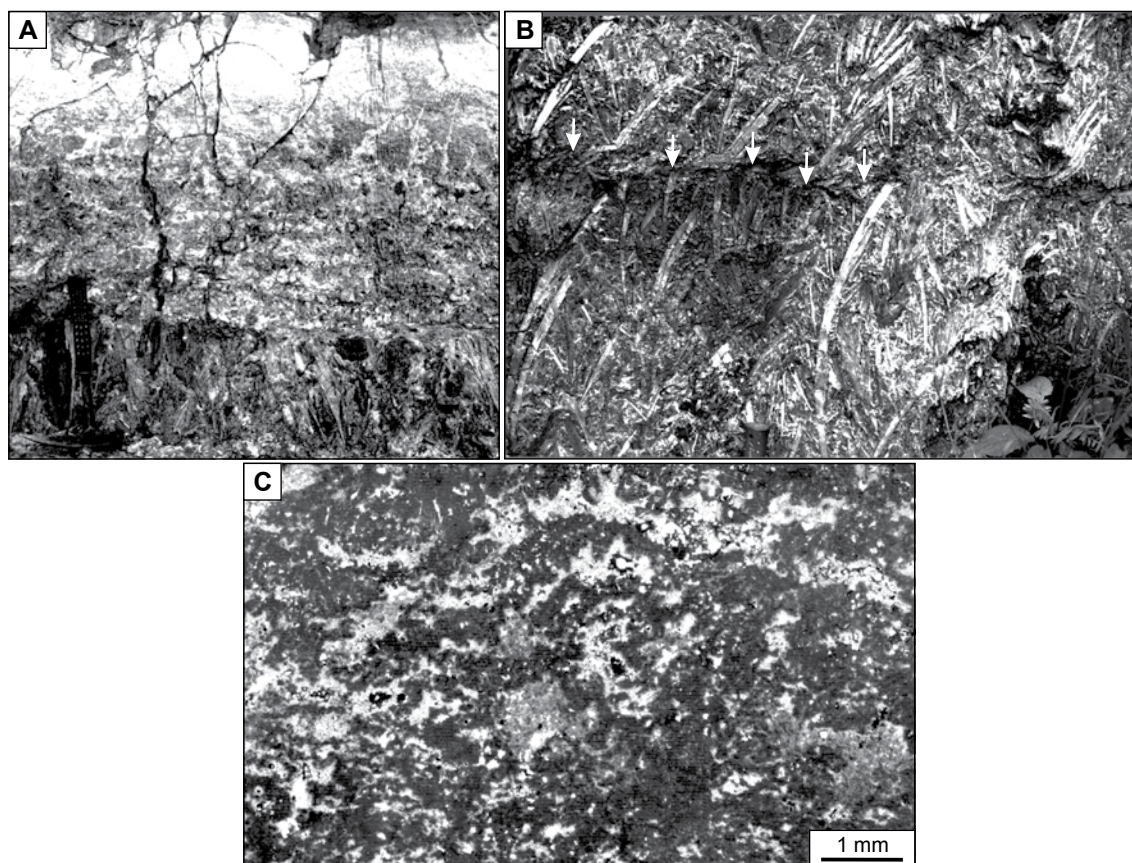


Fig. 4. A – Oleszów, gips szklicowy przykryty gipsem stromatolitowym, nad którym występuje gips alabastrowy; B – Podole, gips szablasty; strzałki wskazują granicę warstwy (w odsłonięciu tym miąższość warstw wynosi 0,8–1,0 m); C – Wróblaczyn, peloidowy wapień ratyński

A – Oleshiv, giant gypsum intergrowths covered by stromatolitic gypsum that is overlain by alabastrine gypsum; B – Podillya, sabre gypsum; arrows indicate the base of bed (in the outcrop the thickness of sabre gypsum beds is 0.8–1.0 m); C – Vorobliachyn, peloidal Ratyn Limestone

WAPIEŃ RATYŃSKI

Nazwę „wapień ratyński” wprowadził Łomnicki (1897) dla bardzo zwięzłych, często kawernistycznych wapieni o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów, występujących na Górze Ratyn (wschodnia część Lwowa), wcześniej nazywanych „wapieniami nadgipsowymi”, nawet jeśli gipsów było brak. Są to – na Górze Ratyn – peloidowe i rzadziej intraklastowe wapienie o teksturze madstonów i wakstonów z bioklastami (małże, ślimaki, otwornice), zalegające na zrekrystalizowanych płonnych wapieniach z pseudomorfozami po kryształach gipsu (Venglinskiy, Goretskiy, 1979; Peryt, 2006b), przeważnie porowate i komórkowe (fig. 5). Często utwory wapienia ratyńskiego wykazują strukturę brekcjową (fig. 6). Nazwę „wapień ratyński” stosowano także w przypadku płonnych wapieni występujących powyżej wapieni siarkonośnych (Koltun, 1965). W najnowszych syntezach ukraińskich (np. Gerasimov i in., 2005; Vashchenko i in., 2007) wyróżnia się dwa typy facji węglanowych formacji tyarskiej: metasomatyczne wapienie siarkonośne (wapienie

epigenetyczne) oraz wapienie pelityczne o genezie ewaporatywnej, tj. wapień ratyński; te drugie są uważane za pierwotne – sedimentacyjne (np. Gerasimov i in., 2005). W ich obrębie wyróżniono morską fację wapienia ratyńskiego, cechującą się obecnością fauny morskiej (Peryt, Peryt, 1994).

Wapienie fizycznie związane z gipsami powstały jako pierwotne, głównie peloidalne, węglany (fig. 4C) na dnie płytkich środowisk morskich (w tym jako wypełnienia kawern z rozpuszczania w gipsie). Węglany te – jak również siarczany uległy hypogenicznej kalcytyzacji – zostały dość intensywnie zdiagenezowane pod wpływem wód meteorycznych, na co wskazują duże wahania wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$, przy bardzo niskich wartościach $\delta^{13}\text{C}$ i zwłaszcza $\delta^{18}\text{O}$, a także częste tekstury sparytowe. Zmiany wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ w poszczególnych częściach profili wapienia ratyńskiego wskazują na ważną rolę czynników redukcyjnych, które warunkowały mikrobialną redukcję siarczanów i utlenienie metanu (Peryt i in., 2012).

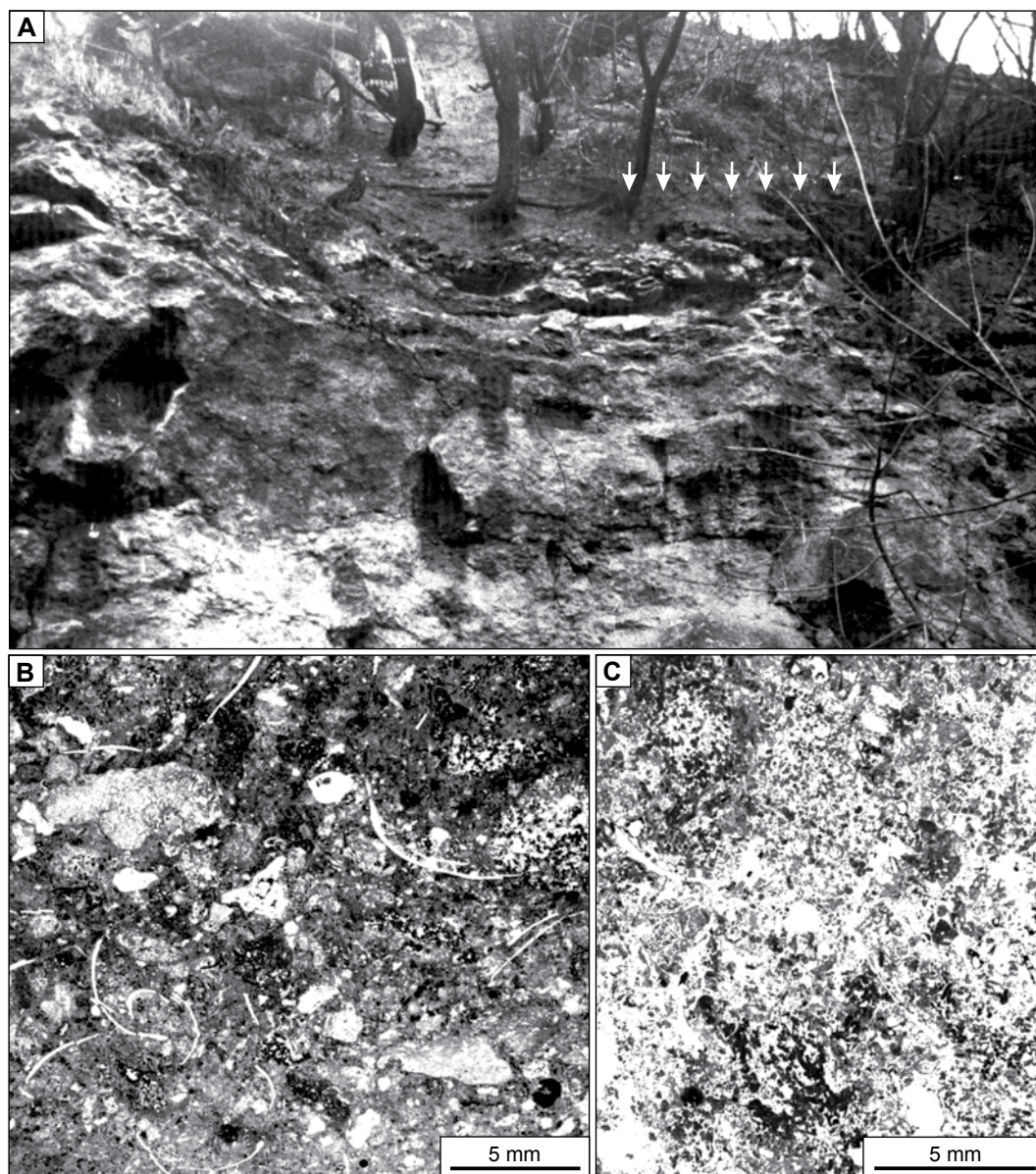


Fig. 5. Wapień ratyński na Górze Ratyn (listopad 1993 r.)

A – poniżej wapieni morskich (strzałki) występuje kompleks wapieni zrekrystalizowanych; B, C – mikrofacje morskiej facji wapienia ratyńskiego

Ratyn Limestone at Gora Ratyn (November 1993)

A – below marine limestones (arrowed) complex of recrystallized limestones occurs; B, C – microfacies of marine facies of Ratyn Limestone

UTWORY BADENU GÓRNEGO

Na Roztoczu, powyżej utworów ewaporatowych występują różnorodne utwory węglanowe i terygeniczne (Musiał, 1987; Wysocka, 2002; Wysocka i in., 2007). Ze względu na problemy z jednoznacznym datowaniem tych utworów (np. Szczuchura, 1982; Łuczowska-Schiller, 1987; Peryt, 1987) tradycyjnie są one zaliczane do utworów nadewaporatowych badenu górnego. Litologicznie są one zróżnicowane na osady terygeniczne, biogeniczne, a przede wszystkim bioklastyczne o zmiennych proporcjach ziaren terygeniczych i organodetrytycznych. Utwory terygeniczne to głównie pias-

ski i piaszkowce kwarcowe z domieszkami redeponowanego glaukonitu, a także utwory mułowcowo-ilaste. W przypadku skał bioklastycznych, składają się one zarówno z autochtonicznych składników organodetrytycznych, jak i allochtonicznych składników terygeniczych. Składniki organodetrytyczne to przeważnie bioklasty, o różnym stopniu rozdrobnienia, co wskazuje na zróżnicowaną długość ich transportu i energię czynników niszczących. Natomiast allochtoniczne ziarna terygeniczne były dostarczane do basenu z obszarów lądowych. W ich skład wchodzi przede wszystkim kwarc

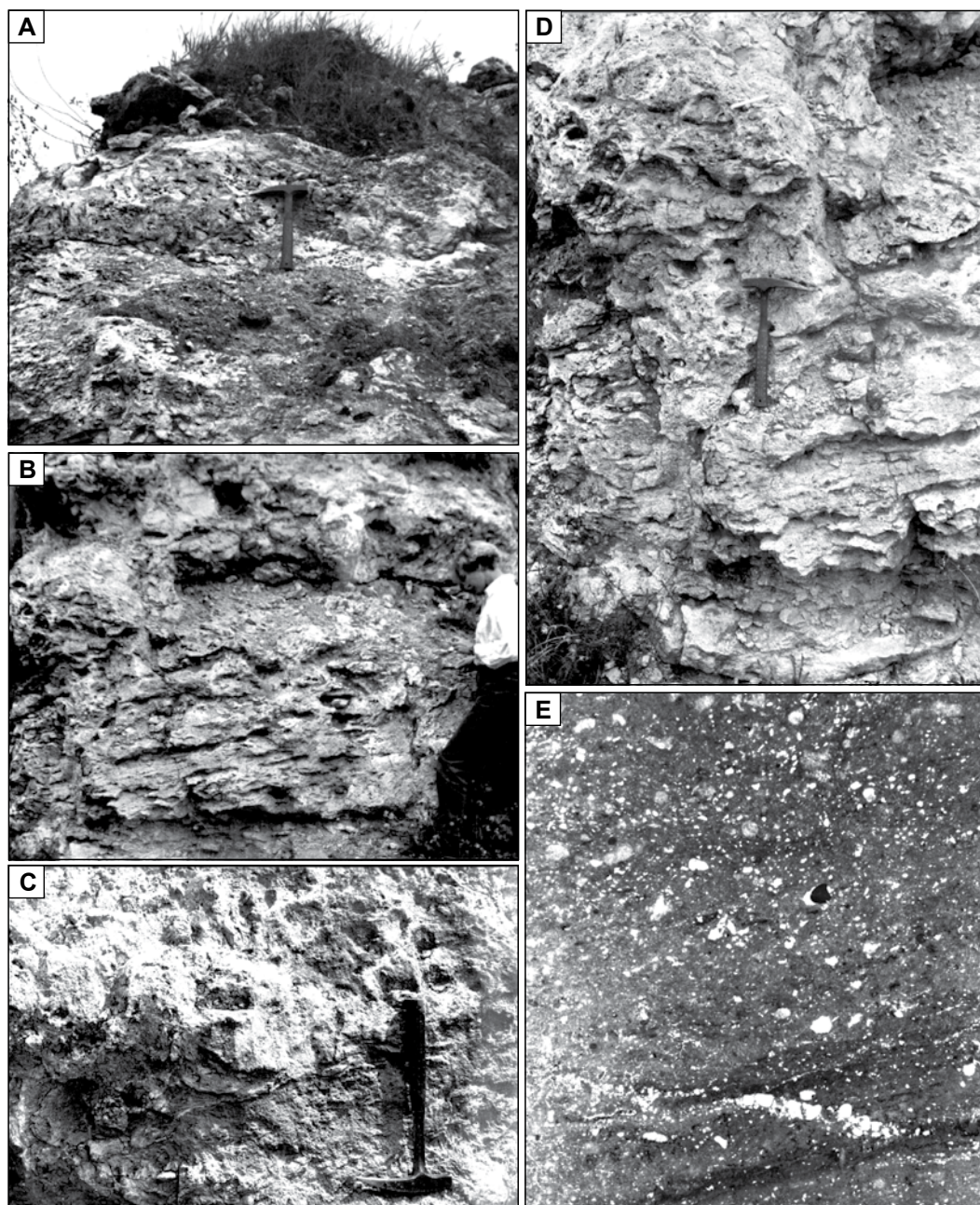


Fig. 6. Wapień ratyński w kamieniołomie w Łozinie (długość młotka 33 cm) wykazujący często strukturę brekcjową
Górna (A) i dolna (B) część wapienia ratyńskiego; E – mikrofacja najniższej części wapienia ratyńskiego

Ratyn Limestone of Lozyna quarry (length of hammer is 33 cm) showing common brecciated structure
Upper (A) and lower part (B) of Ratyn Limestone; E – microfacies of the lowest part of Ratyn Limestone

i skalenie, sporadycznie występują ziarna minerałów ciężkich i minerałów nieprzezroczystych (Wysocka, 2002). Z utworami bioklastycznymi współwystępują utwory rodoidowe oraz rafy glonowo-wermetusowe, które mają jednak znacznie mniejsze rozprzestrzenienie (Musiał, 1987). Najszerszy zasięg i największe zróżnicowanie facjalne utwory badenu górnego osiągają na zachodnich krańcach Roztocza; w środkowej części Roztocza są zachowane szczątkowo jako izolowane erozyjne płyty, a szersze rozprzestrzenienie osiągają ponownie przy granicy z Ukrainą i dalej w ukraiń-

skiej części Roztocza, gdzie budują najwyższą część profilu miocenu (Wysocka, 2006).

Obszar Roztocza był w późnym badenie strefą tranzytową dla materiału bioklastycznego i terygenicznego (Roniewicz, Wysocka, 1997, 1999; Wysocka, 2002), w obrębie której odbywało się przemieszczanie materiału ziarnowego generalnie w kierunku centralnych części basenu przedkarpackiego (fig. 7A). Przemieszczanie utworów bioklastycznych w marginalnej strefie zbiornika przedkarpackiego było związane z falowaniem i prądami wywołanymi przez falo-

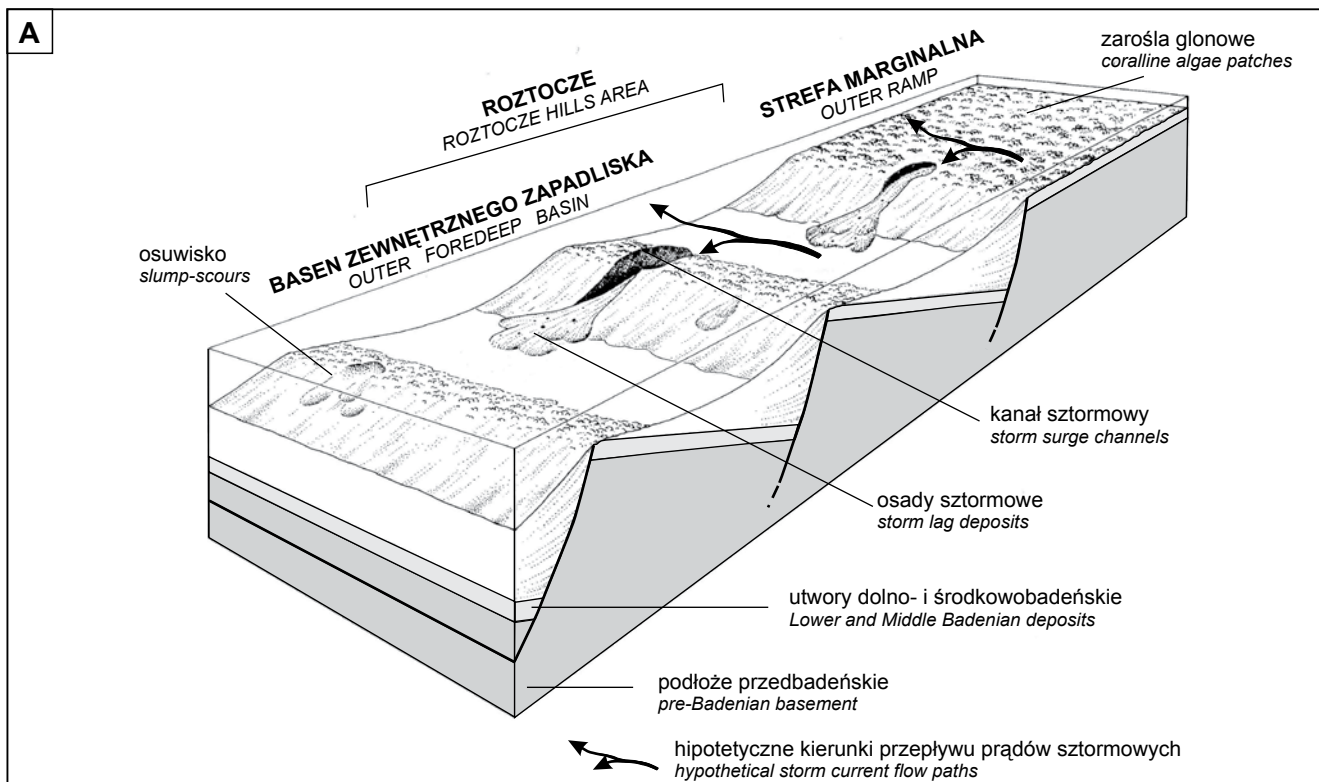


Fig. 7. Utwory piaszczyste i bioklastyczne badenu górnego Roztocza

A – hipotetyczny rozkład stref sedimentacji na obszarze Roztocza w późnym badeniu; **B** – widok kamieniołomu w Józefowie (PL), pakiet gruboławicowych wapieni bioklastycznych, zwraca uwagę synsedymantacyjne nachylenie gruboławicowych wapieni pod kątem kilku stopni, ku południowi; **C** – zmarszczkowo warstwowane, drobnoziarniste wapienie bioklastyczne (kalkarenity) rozcięte głęboką powierzchnią erozyjną (czarna linia), powyżej powstałe w wyniku podmorskich osuwisk masowe, gruboziarniste wapienie bioklastyczne (kalcyrudyty) z licznymi płaskimi intraklastami mułowców, Józefów (PL); **D** – pakiet wapieni bioklastycznych (kalkarenitów) warstwowany przekątnie, rynnowo i tabularnie, Pardysówka (PL)

Upper Badenian sandy and bioclastic deposits from the Roztocze Hills area

A – hypothetical model for sedimentary environment of the Roztocze Hills area in the Late Badenian; **B** – general view of the Józefów quarry (PL), note that thick bedded bioclastic limestones are synsedimentary dipped, at a slight angle, to the south; **C** – large-scale slump-scours (bottom is underlined) infilled by massive coarse grained bioclastic limestones (calcirudite) with numerous flat muddy intraclasts, cut in ripple cross-stratified fine bioclastic limestones (calcarenes), Józefów (PL); **D** – trough and tabular cross-stratification in bioclastic limestones (calcarenes), Pardysówka (PL)

wanie oraz z ruchami masowymi, na co wskazują struktury sedimentacyjne: depozycyjne i erozyjne. Obserwuje się tu różnego typu i różnej skali warstwowania charakterystyczne dla reżimu sedimentacji prądowej (skośne, rynnowe, zmarszczkowe – fig. 7D) oraz bruzdy erozyjne wypełnione osadami bezstrukturalnymi lub warstwowanymi – fig. 7C (Roniewicz, Wysocka, 1997, 1999). W niektórych odsłonięciach spotyka się, wypełnione bezstrukturalnym osadem z płaskimi klastami mułowców lub madstonów, wielkoskalowe kanały, które powstały w wyniku podmorskich ruchów masowych – spływów grawitacyjnych wzdłuż stoku form akumulacyjnych, uruchamianych przeciążeniem lub wstrząsami sejsmicznymi (Roniewicz, Wysocka, 1999). W późnym badeniu, poza warunkami hydrodynamicznymi, na rozkład stref sedimentacji duży wpływ miały również ruchy tektoniczne (Jaroszewski, 1977; Roniewicz, Wysocka, 2001; Wysocka, 2002). Obserwowane w najwyższej części profili utworów górnbadeńskich wielkoskalowe zespoły warstwowań skośnych o stałych kierunkach nachylenia, progredujące ku południowi, mogły oznaczać istnienie stałych, synsedymantacyjnie aktywnych linii formowania się takich form akumulacyjnych – fig. 7A, B (por. Rutkowski, 1965, 1976; Łaptaś, 1992; Roniewicz, Wysocka, 2001; Wysocka, 2002). Linie te były związane z istnieniem w podłożu systemu uskoków schodowych o kierunku równoleżnikowym. Ponieważ poszczególne bloki były ograniczone listryczny-

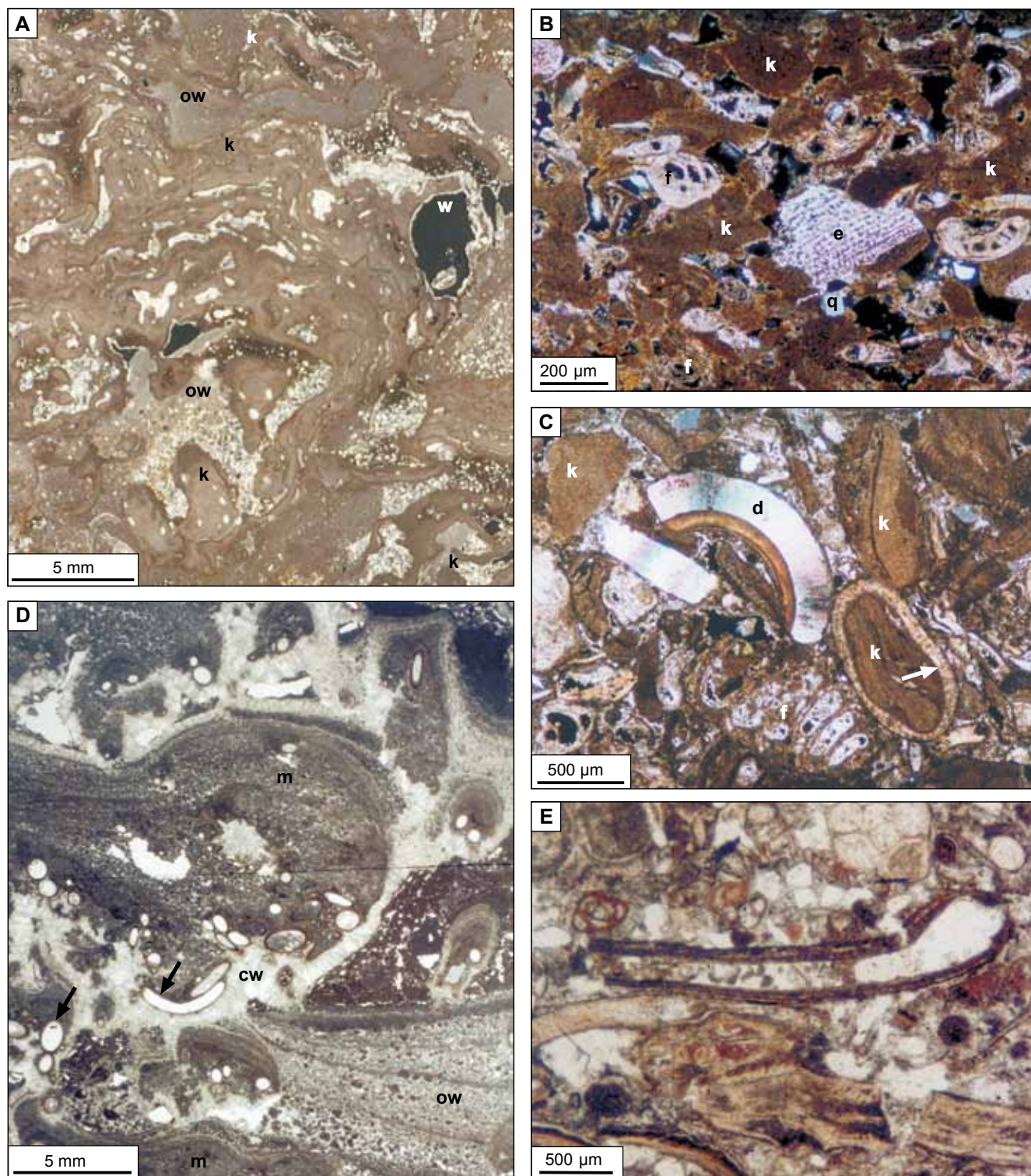
mi powierzchniami uskokowymi oraz cechowały się antyteczną rotacją (Jaroszewski, 1977), cały obszar pozostawał w obrębie płytkomorskiej sedimentacji (fig. 7A). Natomiast wapienie badeńskie Roztocza są typowymi węglanami strefy umiarkowanej (ang. *temperate carbonates*). Głównym i z reguły zdecydowanym dominującym składnikiem wapieni rafowych, jak i organodetrytycznych, są szkielety glonów wapiennych – krasnorostów z rodziny Corallinaceae – fig. 8B, C (Pisera, 1985; Jasionowski, Wysocka, 1997). Krasnorostom towarzyszą zróżnicowane taksonomicznie, normalnomorskie organizmy, takie jak: mszywioly, mięczaki, otwornice bentoniczne i planktoniczne, szkarłupnie i wieloszczety (Pisera, 1985; Musiał, 1987). Skład taksonomiczny późnobadeńskich zespołów biotycznych i brak w nich elementów tropikalnych (np. koralu hermatypowych) wskazuje na umiarkowanie ciepłe wody o morskim zasoleniu. W takich osadach dominują składniki zbudowane pierwotnie z kalcytu (wysoko- i niskomagnezowego), a mało jest składników aragonitowych. Wskazują prawie całkowity brak synsedymantacyjnej cementacji morskiej, inaczej niż ma to miejsce w wyżej leżących osadach sarmackich (zob. Jasionowski, 1996, 2006). Wapienie Roztocza nie były nigdy pogrzebane i przez większość swej historii, tak jak ma to miejsce obecnie, znajdowały się w strefie diagenetyzacji meteorycznej, zarówno wadcycznej, jak i przede wszystkim freatycznej, co ma odzwierciedlenie w ich charakterystyce petrograficznej i geochemicznej.

UTWORY SARMATU DOLNEGO

Utwory dolnosarmackie, stanowiące najmłodsze ogniwo miocenu Roztocza, występują tylko na obszarze zachodniej jego części, między doliną Wisły na zachodzie a okolicami Zwierzyńca na wschodzie, w pasie długości około 70 km i maksymalnej szerokości do 10 km. Najważniejszym utworem sarmackim są rafy (budowle) serpulowo-mikrobialitowe (Jasionowski, 1996, 2006). Rafom towarzyszą wapienie bioklastyczne i osady ilasto-margliste. Na obszarze zachodniej Ukrainy płytkowodne węglanowe i silikoklastyczne utwory sarmatu znane są z rejonu Miodoborów (Jasionowski i in., 2003; Jasionowski, 2006; Górka i in., 2012; Peryt, Jasionowski, 2012).

Węglany sarmackie Roztocza charakteryzują się całkowicie odmiennym niż utwory badeńskie, nietypowym wykształceniem facjalnym oraz ubogim składem taksonomicznym organizmów, wskazującym na anomalne warunki środowiskowe – obniżone zasolenie wody i silne jej przesylenie wobec węglanu wapnia (Jasionowski, 2006).

Rafy serpulowo-mikrobialitowe zbudowane są z twarzych i zwykle kawernistych wapieni o barwie brunatnej (na niezwiędzalej powierzchni). Ich głównym składnikiem są mikrytowe mikrobiality, zawierające rozproszone rurki serpulidów (osiadłych wieloszczetów z rodziny Serpulidae) i niekiedy szkielety mszywiolów – fig. 8D (Jasionowski,



1996, 2006). Kawerności wzrostowe w tym wapieniu są wypełnione osadami wewnętrznymi oraz cementami synsedymencyjnymi. Inne facje w budowie raf mają niewielkie znaczenie; najważniejszą są muszlowce małżowe.

Zespoły biotyczne zamieszkujące rafy sarmackie Roztocza były wyjątkowo ubogie taksonomicznie, często jednak bardzo bogate w osobniki (Jasionowski, 2006; Studencka,

Jasionowski, 2011). Poza serpulidami i mszywiolami inne organizmy szkieletowe nie odgrywają ważnej roli w konstrukcji raf; pewne znaczenie mają jedynie organizmy inkrustrujące: krasnorosty i sesylne otwornice (nubekularidy) oraz multilamelarne mszywioly z rodzaju *Schizoporella*. Pozostałe organizmy występujące w rafach obejmują kilka rodzajów małżów, ślimaków, mszywiolów, otwornic i małżoraczków.

Fig. 8. Wapienie badenu górnego i sarmatu dolnego Roztocza

A – górnobadeński bandston glonowo-wermetusowy (k – krasnorosty), kawerny wzrostowe wypełnione są osadami wewnętrznymi (ow), pustki po rozpuszczonych wermetusach (w), światło przechodzące, nikole skrzyżowane, Węglinek; **B** – górnobadeński greinston krasnorostowy z rzadkimi innymi bioklastami i pojedynczymi ziarnami drobnego kwarcu (q), pozbawiony cementacji (k – krasnorosty, f – otwornice, e – szkarłupnie), bioklasty wykazują oznaki rozpuszczania, światło przechodzące, nikole skrzyżowane, Brusno; **C** – górnobadeński greinston/pakston krasnorostowy słabo scementowany (k – krasnorosty, f – otwornica aglutynująca, d – wieloszczet z rodzaju *Ditrupa*), na jednym z okruchów krasnorostu widoczna obwódka ooidowa (strzałka), światło przechodzące, nikole skrzyżowane, Wierzchowiska; **D** – dolnosarmacki bandston serpulowo-mikrobialitowy (m – mikrobiality, ow – osad wewnętrzny, cw – synsedymacyjny cement włóknisty, strzałki – rurki serpul), płytka cienka, światło przechodzące, nikole równoległe, Dąbrowa; **E** – typowy dolnosarmacki wapień bioklastyczny, zawierający liczne fragmenty rurek serpul i mszywiolów oraz skorupki otwornic, światło przechodzące, nikole równoległe, Łysaków

Upper Badenian and Lower Sarmatian limestones from the Roztocze Hills area

A – Upper Badenian coralline algae-vermetid boundstone (k – coralline algae) with abundant internal sediment (ow), voids (w) are probably after dissolved vermetid gastropods, TL, crossed polars, Węglinek; **B** – Upper Badenian coralline algae grainstone with scarce other bioclasts as well quartz grains (q), with no cementation (k – coralline algae, f – foraminifers, e – echinoids), TL, crossed polar, Brusno; **C** – Upper Badenian coralline algae grainstone/packstone, weakly cemented (k – coralline algae, f – agglutinated foraminifer, d – *Ditrupa* sp. (polychaete), arrow indicates oolitic coatings around the coralline algae grain), TL, crossed polars, Wierzchowiska; **D** – Lower Sarmatian serpulid-microbialite boundstone (m – microbialite, ow – internal sediment, cw – synsedimentary fibrous cement, arrows indicate serpulid tubes), thin section, TL, parallel polars, Dąbrowa; **E** – typical Lower Sarmatian bioclastic grainstone with numerous fragments of serpulid tubes, bryozoans and foraminifer tests, TL, parallel polars, Łysaków

Najpowszechniejsze są małże z grupy sercówek, należące do kilku gatunków charakterystycznego sarmackiego rodzaju *Obsoletiforma*; rzadziej spotyka się omułki z rodzaju *Modiolus*.

Towarzyszące rafom wapienie organodetrytyczne (greinstony) są zbudowane z bioklastów organizmów charakterystycznych dla sarmatu: serpul, mszywiolów i mięczaków (małży i ślimaków) oraz otwornic (elfididy, miliolidy) – fig. 8E. W wapieniach tych występują niekiedy ooidy, spotyka się też ziarna kwarcu i glaukonitu. Często zawierają one redeponowane ze starszych osadów badeńskich fragmenty szkieletów krasnorostów, które mogą stanowić główny składnik skały.

Dolnosarmackie rafy serpulowo-mikrobialitowe Roztocza są produktem interakcji różnych czynników regionalnych i lokalnych (Jasionowski, 2006). Izolacja całego basenu Paratetydy na granicy badenu i sarmatu spowodowała obniże-

nie zasolenia wody i doprowadziła do kryzysu biotycznego. W brakicznych wodach rozwijały się tylko nieliczne oportunistyczne taksony organizmów. Powstanie raf serpulowo-mikrobialitowych było związane z prawdopodobnie lokalnym, ograniczonym do płytkich, przybrzeżnych partii basenu, przesyconiem wody w stosunku do CaCO₃, spowodowane intensywną ewaporacją (wysokie wartości δ¹⁸O sięgają nawet +2,4‰; Jasionowski, 2006). Dzięki takim warunkom środowiska rozwijała się niezwykła asocjacja serpulidów oraz ulegających kalcyfikacji mat mikrobialnych, które wytworzyły budowlę węglanową o dużych rozmiarach.

Badania podsumowane w niniejszej pracy były w dużej mierze finansowane przez Komitet Badań Naukowych (projekty: 9 068 91 01; 6 P04D 0009 11; 6 P04D 009 11; 3 P04D 061 22) oraz Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego (projekty: N 307 113635, UKRAINA/193/2006).

LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S.W., GARLICKI A., RUTKOWSKI J., 1982 — Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Kwart. Geol.*, **26**, 2: 470–471.
- ANDREYEVA-GRIGOROVICH A.S., KULCHYTSKY Y.O., GRUZMAN A.D., LOZYNYAK P.Y., PETRASHKEVICH M.I., PORTNYAGINA L.O., IVANINA A.V., SMIRNOV S.E., TROFIMOVICH N.A., SAVITSKAYA N.A., SHVAREVA N.J., 1997 — Regional stratigraphic scheme of Neogene formations of the Central Paratethys in the Ukraine. *Geol. Carpath.*, **48**: 123–136.
- ANDREYEVA-GRIGOROVICH A.S., OSZCZYPKON., SAVITSKAYA N.A., ŚLĄCZKA A., TROFIMOVICH N.A., 2003 — Correlation of Late Badenian salts of the Wieliczka, Bochnia and Kalush areas (Polish and Ukrainian Carpathian Foredeep). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **73**: 67–89.
- ATTIA O.E., LOWENSTEIN T.K., WALI A.M.A., 1995 — Middle Miocene gypsum, Gulf of Suez: marine or nonmarine? *J. Sed. Petrol.*, **A65**: 614–626.
- BAŁEŁ M., 1991 — Dissolution of halite within the Middle Miocene (Badenian) laminated gypsum of southern Poland. *Acta Geol. Pol.*, **41**: 165–182.
- BAŁEŁ M., 2005a — Event stratigraphy of the Badenian selenite evaporites (Middle Miocene) of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geol. Pol.*, **55**: 9–29.
- BAŁEŁ M., 2005b — Selenite-gypsum microbialite facies and sedimentary evolution of the Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geol. Pol.*, **55**: 187–210.
- BAŁEŁ M., 2007 — Depositional environments of a salina-type evaporite basin recorded in the Badenian gypsum facies in the northern Carpathian Foredeep. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **285**: 107–142.
- BAŁEŁ M., BOGUĆKI A., 2007 — The Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a model of a meromictic selenite basin. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **285**: 219–246.

- BOGUCKI A., GERASIMOW L., WOŁOSZYN P., WYSOCKA A., 1998a — Budowa geologiczna Roztocza Ukraińskiego. Przew. LXIX Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 245–256. UMCS, Lublin.
- BOGUCKI A., GERASIMOW L., WOŁOSZYN P., WYSOCKA A., 1998b — Roztocze Rawsko-Lwowskie. Problemy litologiczno-stratygraficzne masyfów, warunki sedimentacji i przestrzenna zmienność cech litologicznych osadów miocenu. Przewodnik Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 257–265. UMCS, Lublin.
- BUKOWSKI K., 2011 — Badeńska sedimentacja salinarna na obszarze między Rybnikiem a Dębicą w świetle badań geochemicznych, izotopowych i radiometrycznych. *Rozprawy Monograficzne*, **236**.
- CENDÓN D.I., PERYT T.M., AYORA C., PUEYO J.J., TABERNER C., 2004 — The importance of recycling processes in the Middle Miocene Badenian evaporite basin (Carpathian Foredeep): palaeoenvironmental implications. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **212**: 141–158.
- de LEEUW A., BUKOWSKI K., KRIJGSMAN W., KUIPER K.F., 2010 — Age of the Badenian salinity crisis; impact of Miocene climate variability on the circum-Mediterranean region. *Geology*, **38**: 715–718.
- GARECKA M., OLSZEWSKA B., 2011 — Correlation of the Middle Miocene deposits in SE Poland and western Ukraine based on foraminifera and calcareous nannoplankton. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **81**: 309–330.
- GARLICKI A., 1979 — Sedimentacja soli mioceńskich w Polsce. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Krak.*, **119**.
- GARLICKI A., 1994 — Porównanie osadów solnych Górnego Śląska i okolic Wieliczki. *Prz. Geol.*, **42**, 9: 752–753.
- GAŚIEWICZ A., JASIONOWSKI M., POBEREZHSKY A., 2012 — Wpływ eksploatacji siarki na cechy geochemiczne środowiska powierzchniowego złóż siarki z pogranicza polsko-ukraińskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **449**: 5–40.
- GEDL P., PERYT D., 2011 — Dinoflagellate cyst, palynofacies and foraminiferal records of environmental changes related to the Late Badenian (Middle Miocene) transgression at Kudryntsi (western Ukraine). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **81**: 331–349.
- GERASIMOV L.S., MAKAROVA I.V., CHALYI S.V., PLOTNIKOV A.S., GERASIMOVA I.I., POLKUNOVA G.V., YEV-TUSHKO T.L., 2005 — State Geological Map of Ukraine (in Ukrainian). 1:200,000. Kyiv, Carpathian Series, Sheets M-34-XXIII (Przemyśl), M-34-XXIV (Drohobych).
- GOLONKA J., PICHA F.J. (red.), 2006 — The Carpathians and their foreland: geology and hydrocarbon resources. *AAPG Mem.*, **84**.
- GÓRKA M., STUDENCKA B., JASIONOWSKI M., HARA U., WYSOCKA A., POBEREZHSKY A., 2012 — The Miodobory hills (Ukraine): Middle Miocene reef systems in the Paratethys, their biological diversity and lithofacies. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **449**: 147–174.
- JANKOWSKI L., KOPCIOWSKI R., RYŁKO W., DANYSH V., TSARNENKO P.N., HNYLKO O., 2012 — Lithostratigraphic correlation of the Outer Carpathian borderlands of Poland, Ukraine, Slovakia and Romania. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **449**: 87–98.
- JAROSZEWSKI W., 1977 — Sedymenacyjne przejawy mioceńskiej ruchliwości tektonicznej na Roztoczu Środkowym. *Prz. Geol.*, **25**, 8/9: 418–427.
- JASIONOWSKI M., 1996 — Budowle serpulowo-mikrobialitowe sarmatu na Roztoczu: niezwykle joint-venture. *Prz. Geol.*, **44**, 10: 1044–1048.
- JASIONOWSKI M., 1997 — Zarys litostratygrafii osadów mioceńskich wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **373**: 43–60.
- JASIONOWSKI M., 2006 — Facje i geochemia dolnosarmackich raf z północnych obrzeży Paratetydy na Roztoczu (Polska) i Miodoborach (Ukraina): implikacje paleośrodowiskowe. *Prz. Geol.*, **54**, 5: 445–454.
- JASIONOWSKI M., PERYT T.M., 2010 — Isotopic composition of dolomite associated with Middle Miocene Badenian anhydrites in the Carpathian Foredeep Basin of SE Poland. *Geol. Quart.*, **54**, 4: 533–548.
- JASIONOWSKI M., PERYT T.M., CZAPOWSKI G., 2004 — Miocen. *W: Budowa geologiczna Polski, t. I Stratygrafia, cz. 3a Kenozoik, paleogen, neogen* (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 213–249. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- JASIONOWSKI M., POBEREZHSKY A.V., STUDENCKA B., PERYT D., HARA U., 2003 — Serpulid-microbialite Lower Sarmatian reefs of the Miodobory region (Volhyn-Podolian margin of the East-European Platform). *Geologia i Geokhimiya Horyuchykh Kopalyn*, **2**: 85–91. [in Ukrainian with English summary].
- JASIONOWSKI M., WYSOCKA A., 1997 — Middle Miocene algae and microbialites of Roztocze (South-Eastern Poland). 3rd IFAA Regional Symposium and IGCP 380 International Meeting. Guidebook: 23–29. Kraków.
- KASPRZYK A., 1993 — Lithofacies and sedimentation of the Badenian (Middle Miocene) gypsum in the northern part of the Carpathian Foredeep, southern Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **63**: 33–84.
- KASPRZYK A., 1995 — Correlation of sulphate deposits of the Carpathian Foredeep at the boundary of Poland and Ukraine. *Geol. Quart.*, **39**, 1: 95–108.
- KASPRZYK A., ORTI F., 1998 — Paleogeographic and burial controls on anhydrite genesis: the Badenian basin in the Carpathian Foredeep (southern Poland, western Ukraine). *Sedimentology*, **45**: 889–907.
- KOLTUN V.I., 1965 — About the genesis of sulphur-bearing limestones of Pridnestrovye in relation to study of their textural features (in Russian). *Mineralogicheskii sbornik*, **19**, 1: 93–94.
- KOTARBA M.J. (red.), 2005 — Polish and Ukrainian geological studies (2004–2005) at Starunia – the area of discoveries of woolly Rhinoceroses. Państw. Inst. Geol., Warszawa, Kraków.
- KOTARBA M.J., PERYT T.M. (red.), 2011 — Geology, hydrocarbon potential and petroleum prospectives of the Miocene strata in the Polish and Ukrainian Carpathian Foredeep and its Palaeozoic–Mesozoic basement. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **81**, 3.
- KUBICAB., 1992 — Rozwój litofacjalny osadów chemicznych badeńskich w północnej części zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **133**.
- ŁAPTAŚ A., 1992 — Giant-scale cross-bedded Miocene biocalcarenes in the northern margin of the Carpathian Foredeep. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **62**: 149–167.
- ŁOMNICKI A.M. 1897 — Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu X, Część 1. Geologia Lwowa i okolicy. Komisya Fizyograficzna Akademii Umiejętności; Kraków.

- LUCZKOWSKA-SCHILLER E., 1987 — Dyskusja nad granicą biostratygraficzną baden/sarmat na obszarze świętokrzyskim i Roztocza. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN*, **29**, 1/2: 304–306.
- MUSIAŁ T., 1987 — Miocen Roztocza (Polska południowo-wschodnia). *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **31**.
- NEY R., 1968 — Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu ropy i gazu. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, **45**.
- OSZCZYPKO N., OSZCZYPKO-CLOWES N., 2012 — Stages of development in the Polish Carpathian Foredeep basin. *Central Europ. J. Geosci.*, **4**: 138–162.
- PERYT D., 1987 — Middle Miocene calcareous nannoplankton stratigraphy of the Roztocze region (SE Poland). *Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci.*, **35**: 391–403.
- PERYT D., 1997 — Calcareous nannoplankton stratigraphy of the Middle Miocene in the Gliwice area (Upper Silesia, Poland). *Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci.*, **45**: 119–131.
- PERYT D., 1999 — Calcareous nannoplankton assemblages of the Badenian evaporites in the Carpathian Foredeep. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **387**: 158–161.
- PERYT D., JASIONOWSKI M., 2012 — Sarmatian foraminiferal assemblages of cavern fillings in the Badenian reefs of Medobory (Polupanivka, western Ukraine). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **449**: 175–184.
- PERYT D., PERYT T.M., 2009 — Environmental changes in the declining Middle Miocene Badenian evaporite basin of the Ukrainian Carpathian Foredeep (Kudryntsi section). *Geol. Carpath.*, **60**: 505–517.
- PERYT T.M., 1996 — Sedimentology of Badenian (Middle Miocene) gypsum in eastern Galicia, Podolia and Bukovina (West Ukraine). *Sedimentology*, **43**: 571–588.
- PERYT T.M., 2000 — Resedimentation of basin centre sulphate deposits: Middle Miocene Badenian of Carpathian Foredeep, southern Poland. *Sediment. Geol.*, **134**: 331–342.
- PERYT T.M., 2001 — Gypsum facies transitions in basin-marginal evaporites: Middle Miocene (Badenian) of West Ukraine. *Sedimentology*, **48**: 1103–1119.
- PERYT T.M., 2006a — The beginning, development and termination of the Middle Miocene Badenian salinity crisis in Central Paratethys. *Sediment. Geol.*, **188–189**: 379–396.
- PERYT T.M., 2006b — Odslonięcie Góra Ratyńska. *W: Przebieg i zmienność sedimentacji w basenach przedgórskich. Materiały konferencyjne* (red. A. Wysocka, M. Jasionowski): 49–52. Grodzisk Mazowiecki.
- PERYT T.M., DURAKIEWICZ T., PERYT D., POBEREZHSKY A., 2012 — Carbon and oxygen isotopic composition of the Middle Miocene Badenian gypsum-associated limestones of West Ukraine. *Geologica Acta*, DOI: 10.1344/105.000001753.
- PERYT T.M., HAŁAS S., KAROLI S., PERYT D. 1997a — Zapis izotopowy zmian środowiskowych podczas depozycji gipsów badeńskich w Koberżycach koło Opawy. *Prz. Geol.*, **45**, 8: 807–810.
- PERYT T.M., HRYNIV S.P., ANCKIEWICZ R., 2010 — Strontium isotope composition of Badenian (Middle Miocene) Ca-sulphate deposits in West Ukraine: a preliminary study. *Geol. Quart.*, **54**, 3: 465–476.
- PERYT T.M., KAROLIS., PERYT D., PETRICHENKO O.I., GEDL P., NARKIEWICZ W., DURKOVIČOVA J., DOBIESZYŃSKA Z., 1997b — Westernmost occurrence of the Middle Miocene Badenian gypsum in central Paratethys (Koberžice, Moravia, Czech Republic). *Slovak Geol. Mag.*, **3**: 105–120.
- PERYT T.M., PERYT D., 1994 — Badenian (Middle Miocene) Ratyn Limestone in western Ukraine and northern Moldavia: microfacies, calcareous nannoplankton and isotope geochemistry. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sci.*, **42**: 127–136.
- PERYT T.M., PERYT D., JASIONOWSKI M., POBEREZHSKY A.V., DURAKIEWICZ T., 2004a — Post-evaporitic restricted deposition in the Middle Miocene Chokrakian-Karaganian of East Crimea (Ukraine). *Sediment. Geol.*, **170**: 21–36.
- PERYT T.M., PERYT D., SZARAN J., HAŁAS S., JASIONOWSKI M., 1988 — O poziomie anhydrytowym badenu w otworze wiertniczym Ryszkowa Wola 7 k. Jarosławia (SE Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **379**: 61–78.
- PERYT T.M., POBEREZHSKY A.V., JASIONOWSKI M., PERYT D., PETRYCHENKO O.Y., LYZUN S.O., TURCHINOV I.I., 2004b — Korelatsiya badeńskich sulfatnykh vkladiv Naddnistrov'ya. *Geologia i Geokhimiya Horyuchykh Kopalyn*, **1**: 56–69.
- PERYT T.M., POBEREŹSKI A.W., JASIONOWSKI M., PETRYCZENKO O.I., PERYT D., RYKA W., 1994 — Facje gipsów badeńskich Podidzia i Naddniestrza. *Prz. Geol.*, **42**, 9: 771–776.
- PERYT T.M., SZARAN J., JASIONOWSKI M., HAŁAS S., PERYT D., POBEREZHSKY A., KAROLI S., WÓJTOWICZ A., 2002 — S and O isotope composition of the Badenian (Middle Miocene) sulphates in the Carpathian Foredeep. *Geol. Carpath.*, **53**: 391–398.
- PETRICHENKO O.I., PERYT T.M., POBEREGSKY A.V., 1997 — Peculiarities of gypsum sedimentation in the Middle Miocene Badenian evaporite basin of Carpathian Foredeep. *Slovak Geol. Mag.*, **3**: 91–104.
- PETRYCZENKO O.I., PANOW G.M., PERYT T.M., SREBRODOLSKI B.I., POBEREŹSKI A.W., KOWALEWICZ W.M., 1994 — Zarys geologii mioceńskich formacji ewaporatowych ukraińskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, **42**, 9: 734–747.
- PISERA A., 1985 — Paleoecology and lithogenesis of the Middle Miocene (Badenian) algal-vermetid reefs from the Roztocze Hills, south-eastern Poland. *Acta Geol. Pol.*, **35**: 89–155.
- POBEREZHSKY A.V., 2000 — Fyzyko-khimichni parametry umov sedymentatsii gipsu v badenskomu ewaporytovomu baseyni Peredkarpatskogo proghynu. *Geologia i Geokhimiya Horyuchykh Kopalyn*, **4**: 38–55.
- RADWANEK-BAK B., LASKOWICZ I., BAK B., KOPCIOWSKI R., 2012 — Mapy geośrodowiskowe obszarów przygranicznych jako narzędzie zrównoważonego rozwoju regionu i ochrony dziedzictwa geologicznego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **449**: 41–54.
- RADWAŃSKI A., GÓRKA M., WYSOCKA A., 2012a — Middle Miocene (Badenian) starfish and some echinoids of the Ukraine, their biogeographic and stratigraphic significance. *Acta Geol. Pol.*, **62** (w druku).
- RADWAŃSKI A., WYSOCKA A., 2001 — Mass aggregation of Middle Miocene spine-coated echinoids *Echinocardium* and their integrated eco-taphonomy. *Acta Geol. Pol.*, **51**, 4: 295–316.
- RADWAŃSKI A., WYSOCKA A., GÓRKA M., 2012b — Miocene burrows of the Ghost Crab *Ocypode* and their environmental significance in the Mykolaiv Sands (Fore-Carpathian Basin, Ukraine). *Acta Geol. Pol.*, **62** (w druku).
- RONIEWICZ P., WYSOCKA A., 1997 — Przykłady cykliczności sedimentacji w utworach miocenu Roztocza. *Prz. Geol.*, **45**, 8: 799–802.

- RONIEWICZ P., WYSOCKA A., 1999 — Charakterystyka sedymentologiczna utworów środkowioceńskich północno-wschodniej brzeżnej strefy zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**: 83–97.
- RONIEWICZ P., WYSOCKA A., 2001 — Uwagi o miocenijskiej sedymentacji pomiędzy Szydłowem a Smerdyną, południowo-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **49**, 7: 639–642.
- RUTKOWSKI J., 1965 — O przekątnym warstwowaniu utworów sarmatu w rejonie Staszowa. *Spr. z Pos. PAN*: 525–528.
- RUTKOWSKI J., 1976 — Detrytyczne osady sarmatu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Geol. PAN*, **100**.
- STUDENCKA B., JASIONOWSKI M., 2011 — Bivalves from the Middle Miocene reefs of Poland and Ukraine: A new approach to Badenian/Sarmatian boundary in the Paratethys. *Acta Geol. Pol.*, **61**: 79–114.
- SZCZUCHURA J., 1982 — Middle Miocene foraminiferal biochronology and ecology of SE Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, **27**, 1/4: 3–45.
- VASHCHENKO V.O., TURCHYNova S.M., TURCHYNOV I.I., POLIKHA G.G., 2007 — State Geological Map of Ukraine (in Ukrainian). 1:200,000. Kyiv, Carpathian Series, Sheet M-35-XXV (Ivano-Frankivs'k).
- VENGLINSKIY I.V., GORETSKIY V.A., 1979 — Stratotypes of Miocene deposits of the Volhyn-Podolia Plate, Carpathian Foredeep and Transcarpathian Deep. *Naukova Dumka*, Kiev. [in Russian].
- WYSOCKA A., 2002 — Clastic Badenian deposits and sedimentary environments of the Roztocze Hills across the Polish-Ukrainian border. *Acta Geol. Pol.*, **52**: 535–563.
- WYSOCKA A., 2006 — Klastyczne utwory badeńskie Roztocza – przebieg sedymentacji w północnej marginalnej strefie basenu zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, **54**, 5: 430–437.
- WYSOCKA A., JASIONOWSKI M. (red.), 2006 — Przebieg i zmienność sedymentacji w basenach przedgórzskich. Materiały konferencyjne. Grodzisk Mazowiecki.
- WYSOCKA A., JASIONOWSKI M., PERYT T.M., 2007 — Miocen Roztocza. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **422**: 79–96.

SUMMARY

The paper discusses the lithological characteristics of Middle Miocene strata of the Roztocze region (SE Poland and western Ukraine – Figs. 1, 2). The Lower Badenian sequence begins with transgressive quartz sands and sandstones that show the greatest thickness in western Ukraine (Fig. 3). Gradually those siliciclastic deposits are passing laterally, in the upper part of the Lower Badenian, into marls and coral-line algal limestones. Sedimentary structures of those deposits indicate that they originated in shallow-water, high-energy marine environment. The chemistry of waters at that time was subject to fluctuations. The Lower Badenian carbonate and siliciclastic deposits are followed by gypsum in the peripheral part of the basin where a wide marginal gypsum platform is develop. Gypsum deposits do not occur in the Polish part of Roztocze; the sulphate deposits are known from the subsurface. In western Ukraine gypsum shows characteristic facies (Fig. 4A, B) and their sequences known from the other marginal parts of the Fore-Carpathian Basin. Geochemical studies indicated that during gypsum deposition considerable fluctuations of chemical compositions of brines occurred. In

the shallower parts of the basin gypsum (or older deposits, as in the Polish Roztocze region located close to the boundary with Ukraine) the Ratyn Limestone occurs (Figs. 4C, 5, 6). It often shows peloidal texture (Fig. 4A) and breccia-like appearance (Fig. 6). The marine provenance of at least a part of the Ratyn Limestone is indicated by marine fauna (Fig. 5). The Ratyn Limestone was related genetically to widespread transgression. Above Ratyn Limestone or gypsum, various carbonate and siliciclastic deposits of the Upper Badenian occur (Figs. 7, 8). The Roztocze region during the Late Badenian was a transit zone for bioclastic and terrigenous material, and the grainy material was transported owing to waves and wave-generated currents as well as mass movements. The Sarmatian carbonates occur only in the Polish part of Roztocze; in the Ukraine they appear more to the east, in the Medobory Hills. The Sarmatian limestones show specific facies (Fig. 8) and poor taxonomic composition of fossil assemblages that indicate abnormal environmental conditions – decreased water salinity and its oversaturation in respect to calcium carbonate.