

Profil keloweju i górnej jury w niecce Nidy

Zbigniew Złonkiewicz¹



The Callovian and Upper Jurassic section in the Nida Trough. *Prz. Geol.*, 57: 521–530.

Abstract. The Callovian and Upper Jurassic strata in the Nida Trough are similar to those from SW margin of Holy Cross Mountains, so the same lithostratigraphic pattern may be applied. Three facies zones are distinguished: NW, central and SE. Black deposits of the Middle Jurassic are covered by the Sandy Limestones and Marls (lower Callovian–Bukowski Subz. *Cordatium* Z.). Locally, these strata are separated by the Calcareous Sandstones (uppermost Bathonian–lower Callovian). The Marly Limestones and Marls represent Bukowski Subz. *Cordatium* Z.–*Plicatilis* Z. The Morawica Limestones represent *Plicatilis* Z.–*Bimammatum* Z. The Siedlce Limestones (facies: pelitic, pelitic-sponge, pelitic-coral) reach the *Platynota* Z. in central and NW part and the top of *Hypselocyclus* Z. in a narrow zone in SE part of Nida Trough. The Chalky Limestones (facies: pelitic, biostromal) are equivalents of the uppermost Siedlce Limestones in the centre of the Nida Trough. Beyond this narrow zone in the SE part of the Nida Trough, the Lowermost Marly Horizon (*Platynota* Z.) and deposits of shallow water carbonate platform (*Platynota* Z.–*Hypselocyclus* Z.), Lower & Upper Oolites, Banded Limestones, Oolite-Platy Member, Platy Detrital Limestones, Platy Limestones and Underlying Shales are distinguished. The uppermost part of the incomplete section (*Divisum* Z. and *Mutabilis* Z.) is represented by the Skorków Lumachelles and Upper Platy Limestones in the entire Nida Trough while the Staniewice Lumachelles occur in its SE part. The knowledge of the Middle–Upper Jurassic deposits of the Nida Trough is important for palaeogeographical reconstructions of the whole Southern Poland, as the Nida Trough links other regions where the Jurassic deposits are well recognized in numerous outcrops and borehole sections.

Keywords: Nida Trough, lithostratigraphy, Callovian, Upper Jurassic

Rozległa, wypełniona utworami górnokredowymi niecka miechowska, której podłoże stanowi zachodnią część masywu małopolskiego, została uformowana podczas ruchów laramijskich (Stupnicka, 1989; Hakenberg & Świdrowska, 1997; Świdrowska & Hakenberg, 2008). W wyniku przebudowy tektonicznej została wyodrębniona w jej NW części niecka Nidy (Pożaryski, 1974), będąca obszarem badań (ryc. 1). W literaturze geologicznej nazwy niecka Nidy i niecka miechowska są traktowane jako synonimy, co prowadzi do nieporozumień. Na SE od niecki Nidy (NN), w zapadlisku przedkarpackim (ZP), utwory kredowe są przykryte osadami neogenu, a jeszcze dalej — nasuniętymi płaszczowinami karpackimi.

Początek prac nad rozpoznaniem piętra jurajskiego w NN datuje się na lata 60. ubiegłego wieku, a związany jest z poszukiwaniami węglowodorów i wykonaniem głębokich wierceń (ryc. 1). Materiał dotyczący keloweju i górnej jury został wstępnie zsyntetyzowany i opublikowany przez Jurkiewicza i in. (1969). Ponadto znany jest wyłącznie z dokumentacji wyników, odrębnych dla poszczególnych otworów (Jurkiewicz, 1971–1999).

Utwory keloweju i górnej jury, odsłonięte w przylegających do NN obszarach monokliny śląsko-krakowskiej (MSK) i SW obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (OGŚ), są przedmiotem badań geologów od XIX w. Ich efektem są opracowania stratygraficzne (Różycki, 1953; Peszat, 1964; Kutek, 1968; Kutek i in., 1977; Matyja, 1977; Trammer, 1989; Matyszkiewicz 1997; 2001; Dembicz & Praszkiar, 2003, 2007; Matyja & Głowniak, 2003; Matyja & Wierzbowski, 2004; Matyszkiewicz i in., 2007; Ziółkowski, 2007). Wyniki prac nad stratygrafią jury, prowadzonych na obszarze ZP, zostały przedstawione w formie syntetycznej przez Morycowa i Moryca (1976). Ten etap badań wieńczy opracowanie stratygrafii keloweju i jury górnej całego obszaru centralnej Małopolski (Golonka, 1978).

Wyniki prac autora nad jurą obszaru NN były dotąd publikowane jedynie częściowo (Złonkiewicz, 1996–2009). Oprócz szczegółowego podziału litostatygraficznego utwo-

rów jurajskich obszaru NN przedstawiały one alternatywną w stosunku do koncepcji Kutka i Głazka (1972; Kutek, 1994) interpretację rozwoju paleogeograficznego i paleotektonicznego tego obszaru w jurze. Prace te zbiegły się z badaniami jury górnej i najniższej kredy, prowadzonymi przez różne zespoły od późnych lat 90. ubiegłego stulecia w ZP i w podłożu brzeżnej części Karpat (PBK) pod kątem perspektyw występowania węglowodorów. Ich wynikiem jest wykazanie w podłożu Karpat ciągłości sedymentacji od keloweju po walanżyn (Olszewska, 2001; Urbaniec & Świetlik, 2003), a ponadto nowe podziały litostatygraficzne, które jednak wraz z dynamicznym rozwojem nauki podlegają szybkiej weryfikacji i modyfikacjom.

Gutowski i in. (2007) przedstawili schemat stratygraficzny utworów jury i najniższej kredy ZP i PBK. Podali korelację regionalną, wiążąc utworzone jednostki z formacjami środkowej Polski i wydzieleniami z sąsiednich obszarów. Alternatywny, sformalizowany podział profilu z tego samego obszaru wstępnie opracowali Matyja i Barski (2007; Matyja, 2009), a proponowane przez nich jednostki zyskały datowanie paleontologiczne. Pozwoliło to autorowi prezentowanej pracy na kolejną korelację wydziałów litostatygraficznych wyróżnionych w ostatnich latach na obszarze niecki miechowskiej, a w efekcie doprowadziło do ponownego prześledzenia historii rozwoju paleogeograficznego tej części basenu epikontynentalnego (Złonkiewicz, 2008a, b). Stanowiło to zarazem kontynuację wcześniejszych prac, których wyniki przedstawiały świętokrzysko-małopolski obszar jurajskiego basenu bruzdy śródpolskiej jako rozległą rampę węglanową, utworzoną przy krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (por. Gutowski, 2006). Powierzchnia rampy była różnicowana pod wpływem ekstensji skośnej (Złonkiewicz, 2004, 2006, 2009; Gutowski & Koyi, 2007). Obszar trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich wchodził w skład rampy, w paleogeografii basenu zaznaczał się jako mało wyrazisty element o charakterze regionalnej bariery (Złonkiewicz, 2004–2009) bądź lekko nachylonego tarasu (Gutowski i in., 2006a). Do obszaru świętokrzyskiego od SW przylegała strefa maksymalnej subsydencji. Tezy tych koncepcji negują klasyczną hipotezę Kutka i Głazka (1972; Kutek, 1994) o ukośnym przebiegu

¹Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25–953 Kielce; zbigniew.zlonkiewicz@pgi.gov.pl

strefy maksymalnej subsydencji w basenie późnojurajskim przez obszar trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich.

Celem niniejszej pracy jest przedstawienie schematu litostratygraficznego keloweju i górnej jury na obszarze NN, opracowanego na podstawie profilowań sedymentologicznych autora, zachowanych rdzeni wiertniczych i analizy krzywych karotażowych, uzupełnionych opublikowanymi materiałami. Autor uważa za konieczne opracowanie formalnego podziału litostratygraficznego. Jednak ze względu na obecny stan rozpoznania — na podstawie fragmentarycznie zachowanego materiału rdzeniowego i bez oznaczeń wieku — wprowadzanie formalnego podziału byłoby przedwczesne. Powinno ono być przeprowadzone w skali regionalnej i obejmować nie tylko sam rejon NN i OGS o zbliżonym wykształceniu facjalnym, lecz także pozostałe obszary sąsiednie. Próba taka została podjęta ostatnio przez autorów części górnourajskiej *Tabeli stratygraficznej Polski* (Wagner, 2008), lecz konfrontacja wprowadzonych wydziełów z wykształceniem profilu w NN budzi zastrzeżenia.

Jednostki litostratygraficzne keloweju i górnej jury w niecce Nidy

Obserwowane zróżnicowanie litologiczne keloweju i górnej jury na terenie NN świadczy o istnieniu stref facjalnych (ryc. 1), które kontynuują się w obszarach przyległych. Podstawą podziału profili, ich korelacji i prezentowanego tu schematu litostratygraficznego (ryc. 2, 3) były nieformal-

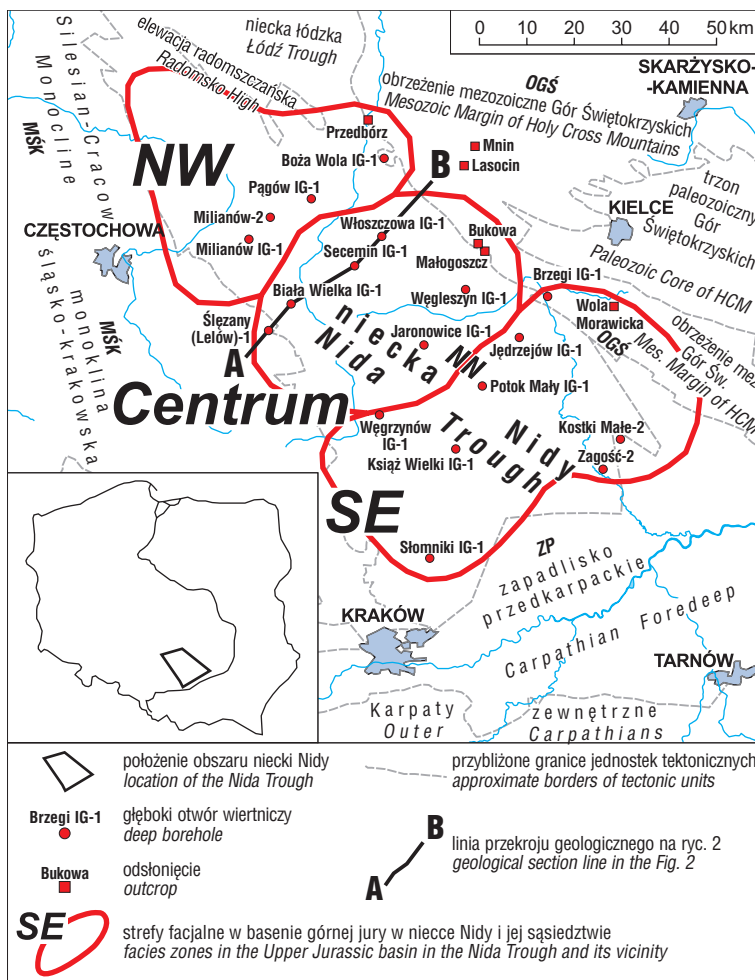
ne jednostki i regionalne horyzonty korelacyjne wyróżnione w OGS (Kutek, 1968; Matyja, 1977). Uzupełniono je danymi z ZP i PBK (Morycowa & Moryc, 1976; Gutowski i in., 2007; Matyja & Barski, 2007; Matyja, 2009) i MŚK (Różycki, 1953; Kutek i in., 1977; Matyszkiewicz, 2001; Matyja & Wierzbowski, 2004). Głównymi horyzontami korelacyjnymi, dającymi się śledzić w profilach z NN, były: spąg silikoklastyczno-węglanowych utworów keloweju, spąg osadów wapienno-marglistych górnej jury, stropy i spagi płytowych wapieni gąbkowych i najniższego poziomu marglistego, spąg ziarnitów płytkowodnej platformy węglanowej, spąg muszlowców i granica erozyjna w stropie jury. Autor skorzystał z oznaczeń fauny keloweju i górnej jury, wykonanych przez Siemiątkowską-Giżejewską i Wierzbowskiego (Jurkiewicz, 1971–1999). Pozwoliło to na sformułowanie wniosków o zasięgu wiekowym wydziełów.

Na całym obszarze NN czarne, silikoklastyczne utwory jury środkowej są przykryte kompleksem silnie zróżnicowanych osadów silikoklastyczno-węglanowych. W najniższej ich części w Bożej Woli wyodrębniają się **piaskowce wapniste** (17 m miąższości). Profil tego otworu reprezentuje większy obszar zajmowany przez fację piaskowców. Rozciąga się on na OGS, gdzie obejmuje rejon Mnina i Lasocina (Siemiątkowska-Giżejewska, 1974). Przewarstwienia piaskowców (do 1 m miąższości) stwierdzono ponadto w przyspagowej części profilu w Jaronowicach i Kostkach Małych, a nieco wyżej w Ślęzanach. Wzrost wapniowości osadu ku górze, obserwowany we wszystkich profilach piaskowców,

jest przesłanką, że powstały podczas transgresji, której rozpoczęcie w basenie środkowej Polski jest datowane na początek doby Calloviense. Dane paleontologiczne stosunkowo dokładnie precyzują wiek tej jednostki. Wiek spągu piaskowców jest określony pośrednio przez podścielające je czarne utwory ilaste. W OGS najmłodsze z nich są datowane na późny baton, ewentualnie dobę Herveyi wczesnego keloweju (Barski, 1999). Wiek stropu piaskowców wyznacza najstarsza fauna znajdująca się powyżej w wapieniach i marglach piaszczystych (Jurkiewicz, 1976a, 1993). Należy ona do dolnego keloweju lub jest nieco młodszą, jednak nie pozwala umieścić stropu piaskowców wyżej niż w poziomie Jason rozpoczynającym górną jurę. Pośrednio potwierdza to, że piaskowce wapniste powstały we wczesnym keloweju (najprawdopodobniej w dobie Calloviense), nie wyklucza również najpóźniejszego batonu. W *Tabeli stratygraficznej* odpowiada im wydzielenie o tej samej nazwie.

Powyżej piaskowców, a gdy ich brak, wprost na czarnych utworach jury środkowej, profil tworzą zróżnicowane utwory silikoklastyczno-węglanowe (zwykle około 10 m miąższości). Proponuje się dla nich nazwę **wapienie i margle piaszczyste**, nawiązującą do dominującego typu facjalnego: jasnoszarych i zielonkawych, pelitycznych wapieni glaukonitowych, w różnym stopniu zapiaszczonych. We Włoszczowie, Węgrzynowie i Słomnikach utwory te, przynajmniej w części, mają charakter warstwy bulastej.

Miejscami we wczesnym etapie sedimentacji zachodziło naprzemienne osadzanie piaskowców wapnistych i wapieni piaszczystych. We Włoszczowie czarne mułowce jury środkowej są przykryte ciemnoszarymi marglami mułowcowymi, które przechodzą stopniowo w wapienie



Ryc. 1. Obszar badań i strefy facjalne w basenie górnej jury w niecce Nidy i jej sąsiedztwie

Fig. 1. Investigated area and facies distribution of the Upper Jurassic in the Nida Trough and its vicinities

piaszczyste. W Jędrzejowie, oprócz dominujących ławic złożonych z wapieni, występują ławice wapieni smużyście i soczewkowo laminowanych czarnymi marglami ilastymi. Oznacza to, że miejscami zanik czarnej facji silikoklastycznej, typowej dla starszej jury środkowej, następował stopniowo. W tej części profilu odnotowano również: margle pstre i zielone margle glaukonitowe, wapienie organodetrytyczne, wiśniowoczerwone wapienie ze strukturami mikrobialnymi, stromatolity, brunatne margle z ooidami żelazistymi, ciemnoszare mułowce i zlepionce wapienne. W próbkach okrucowych i na krzywych karotażowych, pochodzących z pogranicza z *MŚK* i *OGŚ*, zaznacza się większa marglistość osadu w porównaniu z pozostałym obszarem *NN*. Duże zróżnicowanie litologiczne w tej części profilu jest opisywane na *MŚK* (Dembicz & Praszkiere, 2003, 2007), przy czym także i tam widać silną kondensację stratygraficzną.

W wapieniach i marglach piaszczystych w różnej ilości występują skamieniałości głowonogów, ramienionogów i kolce jeżowców. W całym profilu z Jaronowic liczne są igły zielenic, a we Włoszczowie zostały znalezione liście roślin zielonych. Fauna indeksowa znajdowana w tych osadach ogranicza się do *Belemnites cf. canaliculatus*, opisanych w Bożej Woli i Jaronowicach (Jurkiewicz, 1976a, 1993). Potwierdza to przynależność do batonu-górnego keloweju, jednak nie wyższego niż poziom Jason. Ponadto w Jaronowicach stwierdzono *Macrocephalites* sp., charakterystyczny dla dolnego keloweju. Amonity *Cardioceras* sp. znalezione w Jędrzejowie, Włoszczowie i Węgrzynie (Jurkiewicz, 1973, 1990, 1999) ku górze ograniczają maksymalny zasięg tego wydzielenia do dolnego oksfordu (podpoziom Bukowskii, poziom Cordatum). W *Tabeli stratygraficznej* w przybliżeniu odpowiada im warstwa bulasta wraz z przykrywającą ją warstwą stromatolitową oraz ich odpowiednik — oolity krakowskie.

Kompleks, dla którego proponuje się tu nazwę **margle i wapienie margliste**, występuje na całym obszarze *NN* (miąższość 10–20 m). Zbudowany jest z ciemnoszarych margli i szarych wapieni marglistych występujących w różnych proporcjach. W osiowej strefie niecki kompleks jest trójdzielny: spągowe i stropowe pakiety margliste są rozdzielone pakietem bardziej wapnistym. W Potoku Małym wśród wapieni i ciemnoszarych margli stropowych stwierdzono przeławiczenia czarnych mułowców marglistych. W ławicy wapienia występują tuberojdy i fragmenty gąbek o szerokich kielichach, typowe dla warstw jasnogórskich (Trammer, 1989). Podobne struktury gąbkowe są obecne w Kostkach Małych, gdzie całą odpowiadającą kompleksowi część profilu tworzą czarne margle i wapienie margliste z licznymi igłami gąbek i strukturami mikrobialnymi. W Jędrzejowie odnotowano nieznaczne zapiaszczenie wapienno-marglistych osadów, obecność intraklastów wapiennych i tuberojdw.

Wiek zespołu otwornic z *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis), oznaczonego w profilu z Kostek Małych przez L. Bobrek i B. Świetlik, potwierdza przynależność tych utworów do dolnego lub środkowego oksfordu. Kompleks margli i wapieni marglistych jest korelowany z najniższą częścią serii gąbkowo-globuligerinowej (Gutowski i in., 2007) oraz ogniwem wapieni gąbkowych dolnych w najniższej części formacji wapieni gąbkowych z Łękawicy (Matyja, 2009). W *OGŚ* odpowiada on wapieniom marglistym i margłom oraz wapieniom siwym, a na *MŚK* margłom grójeckim i warstwom jasnogórskim, precyzyjnie udokumentowanym paleontologicznie (Matyja, 1977; Matyja & Głowniak, 2003). Pozwala to określić wiek całego kompleksu w *NN* na przedział od wczesnego oksfordu (doba

Cordatum, podpoziom Bukowskii) po oksford środkowy (doba Plicatilis). Czarna barwa utworów gąbkowych w Kostkach Małych przypomina opisaną z profili w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej (Morycowa & Moryc, 1976), co pozwala rozszerzyć ewentualny zasięg kompleksu także na najpóźniejszy kelowej (doba Lamberti). W *Tabeli stratygraficznej* charakteryzowane tu margle i wapienie margliste odpowiadają najniższemu fragmentowi profilu formacji wapieni gąbkowych częstochowskich.

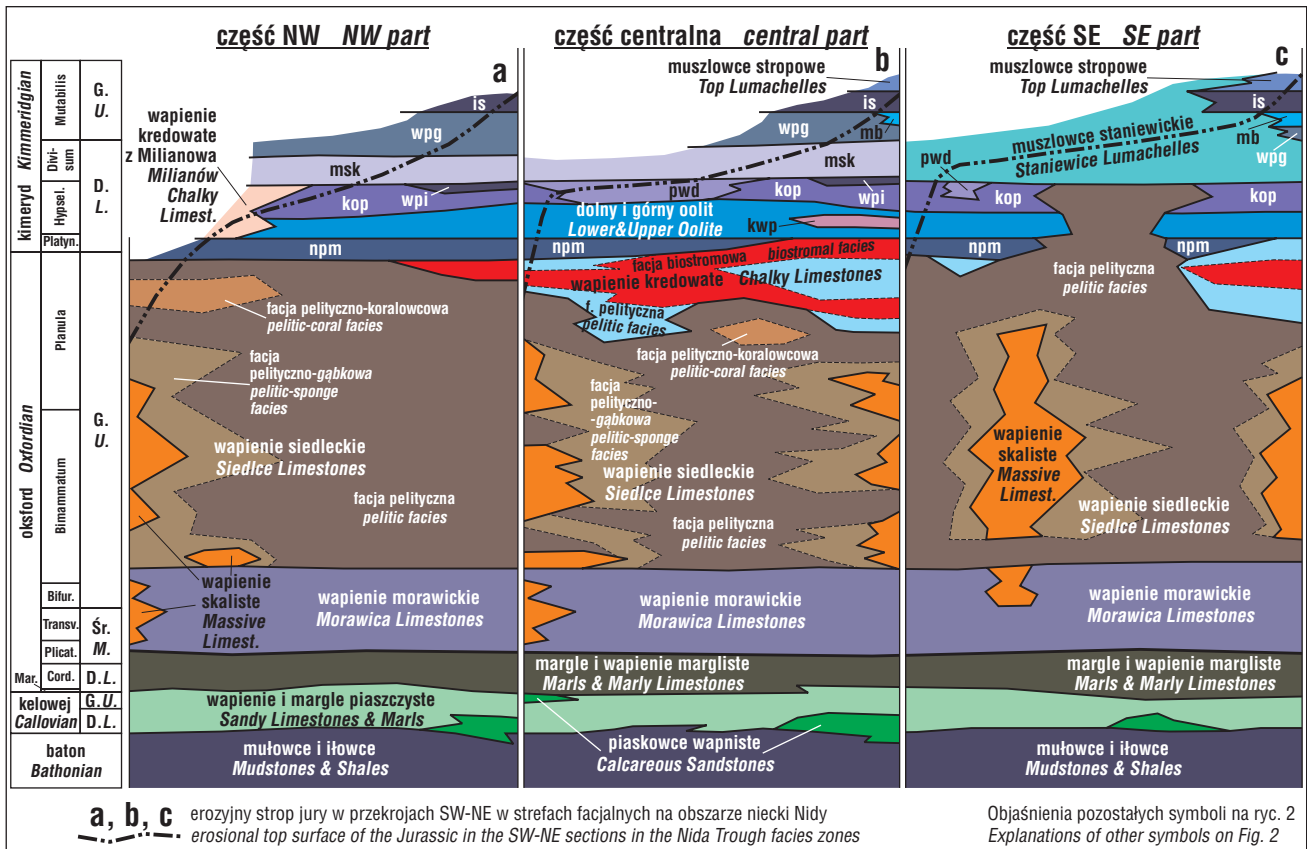
Wapienie morawickie, obecne na całym obszarze *NN*, zostały wyróżnione w *OGŚ* (Matyja, 1977). Ich miąższość wynosi 50–75 m w centrum niecki i w Kostkach Małych, ku jej NW i SE krawędziom stopniowo rośnie do ponad 100 m (nawet 200 m w Milianowie). Dominują jasnoszare, kremowoszare i beżowoszare, płytowe wapienie tuberojadowe z fragmentami gąbek. Lokalnie towarzyszą im przewarstwienia tuberojadowych wapieni marglistych. Okrucy gąbek często są pokryte strukturami mikrobialnymi, tak jak i występujący podrzędnie rozproszony detrytus drobnej fauny, typowej dla otwartego basenu szelfowego i opisywanej np. w *OGŚ* (Matyja, 1977). Obserwowane miejscami struktury sedymentacyjne (warstwowanie i frakcjonowanie biodetrytu) wskazują na okresowe oddziaływanie prądów lub falowania, a w połączeniu ze zróżnicowaniem miąższości, pośrednio, na urozmaicenie morfologii dna.

Spąg kompleksu wyznacza masowe pojawienie się szczątków gąbkowo-mikrobialnych. Strop jest związany z wyraźnym ograniczeniem, a wyżej zanikiem ich udziału. Górna granica jest jednak mniej wyrazista ze względu na przewarstwianie się wkładek detrytycznych i pozbawionych biodetrytu w profilu z pogranicza wapieni morawickich i wapieni siedleckich.

Na pograniczu z *MŚK* w całym profilu wapieni morawickich obserwuje się wkładki wapieni pelitycznych i licznější udział margli, co stanowi stopniowe przejście do warstw zawodziańskich. Istnieje też możliwość lokalnego zastąpienia w *NN* przynajmniej części profilu wapieni morawickich przez wapienie skaliste (biohermy mikrobialno-gąbkowe), np. w Żagości i na pograniczu z *MŚK*.

W rdzeniach z *NN* nie znaleziono fauny świadczącej o wieku osadów. Przez analogię do *OGŚ* (Matyja, 1977) i *MŚK* (Matyja & Głowniak, 2003) ich zasięg ocenić można na środkowy (poziom Plicatilis) i górny oksford (najniższa część poziomu Bimammatum). Kompleks wapieni morawickich, łącznie z marglami i wapieniami marglistymi, jest korelowany z serią gąbkowo-globuligerinową (Gutowski i in., 2007) oraz ogniwem wapieni gąbkowych dolnych w obrębie formacji z Łękawicy (Matyja & Barski, 2007; Matyja, 2009) i odpowiada większej części ich miąższego profilu. Zarazem wyższe partie profilu wapieni morawickich w *NN* mogą być odpowiednikiem najniższych detrytycznych wapieni gąbkowych (*sensu* Gutowski i in., 2007) z obszaru *ZP* i *PBK*. Fakt ten obrazuje diachroniczny charakter stropu wapieni morawickich. Natomiast w *Tabeli stratygraficznej* odpowiadają one nie najniższej części profilu formacji wapieni gąbkowych częstochowskich.

Płytowe **wapienie siedleckie**, które wyodrębniono w *OGŚ* (Matyja, 1977), są obecne na całym obszarze *NN*. Ich miąższość (300–625 m) rośnie ku SE oraz ku osi niecki (Włoszczowa–Potok Mały–Kostki Małe). Wykształcone są w trzech typach facjalnych. Dominują facje pelityczne — szare, kremowe, szarozółte i niebieskawe wapienie (mudstone), od silnie zlifyfikowanych po pylaste, ewentualnie ze śladową zawartością biodetrytu: trochitów liliowców (miejscami do 1% masy skalnej), ponadto kolców jeżowców, muszli ramienionogów, małżoraczek i igieł gąbek.



Ryc. 3. Korelacja jednostek litostratygicznych kelowej i górnej jury w strefach facjalnych na obszarze niecki Nidy
Fig. 3. Correlation of the Callovian and Upper Jurassic lithostratigraphic units in the Nida Trough facies zones

W profilach stwierdzono pakiety ciemnoszarych margli o lokalnym zasięgu, wykorzystywane do korelacji jako *poziomy margliste* (Kutek i in., 1977; Kutek, 1994). Najniższy z nich daje się śledzić nad spągiem wapieni siedleckich. Lokalnie występują wapień dolomityczny, dolomity oraz poziomy krzemieni. Wapień pylaste stanowią typ przejściowy do opisanych dalej wapieni kredowatych.

Fację pelityczno-gąbkową cechuje wyraźna domieszka biodetrytu (do 30%), o składzie identycznym jak w facji pelitycznej. W Jaronowicach i Potoku Małym reprezentują najniższą część wapieni siedleckich. Stwierdzono w nich wkładki wapieni z rozproszonymi tuberoidami. W Potoku Małym przykrywa je pakiet wapieni allodapicznych, prawdopodobnie fluksoturbidytowych (intramikryty, intrapelmikryty, grainstone i packstone, kalkarenity i kalcyrudyty). We Włoszczowie detryt gąbkowy pojawia się nad pakietem marglistym, leżącym w spągu wapieni siedleckich. W Zagości utwory o znacznym udziale tuberoidów (packstone i grainstone) przewarstwiają wapień pelityczny i margliste ponad kompleksem osadów, ściśle związanym z lokalną budowlą mikrobialno-gąbkową.

Fację pelityczno-koralowcową reprezentują wapień z liczniejszym biodetrytem (wackstone), wzbogaconym o koralowce kolonijne typu *Microsolena*, osobnicze koralowce gałązkowe, fragmenty gąbek, Hydrozoa oraz ooidy. Tworzą one wkładki w przystropowych partiach wapieni siedleckich w Milianowie, Węgleszynie (Jurkiewicz, 1974a, b), Włoszczowie (Złonkiewicz, 2006a) i Śleszanach. W wyższych częściach profili z Węgleszyna i Włoszczowy koralowce pojawiają się ponownie w utworach facji biostromowej należących do wapieni kredowatych.

Z porównania profili z Milianowa i Białej Wielkiej wynika, że facja pelityczno-koralowcowa wapieni siedleckich odpowiada wiekowo facji biostromowej wapieni kre-

dowatych. W profilach obu wierzeń wyraźnie zaznaczają się utwory najniższego poziomu marglistego oraz starszych pakietów margli, co ułatwia ich korelację. Niemal dokładnie taki sam odcinek profilu, liczony od spągu wapieni piaszczystych kelowej, dzieli w Milianowie pakiet wapieni płytowych z koralowcami (interwał 396,7–423,2 m ponad spągiem wapieni piaszczystych), należący do facji pelityczno-koralowcowej w obrębie wapieni siedleckich, co w Białej Wielkiej wkładkę utworów facji biostromowej w kompleksie wapieni kredowatych (interwał 398,3–423,3 m).

Pod względem litologii osady facji pelityczno-koralowcowej przypominają utwory serii koralowcowo-onkolitowej wyróżnione w ZP i PBK (Gutowski i in., 2007).

Spąg wapieni siedleckich w NN, datowany na podstawie korelacji z sąsiednimi obszarami (Matyja, 1977; Matyja & Barski, 2007), przypada na późny oksford (doba Bimammatum), choć istotne ograniczenie dostawy detrytu gąbkowo-mikrobialnego także na obszarze niecki zapewne nie nastąpiło jednocześnie. Strop tej jednostki jest wyraźnie diachroniczny. Wykształcenie profili wskazuje, że w NW części NN powstawały one do rozpoczęcia sedymentacji najniższego poziomu marglistego, czyli ich tworzenie zakończyło się na granicy oksfordu i kimerydu (granica doby Planula i Platynota). W centrum NN, podobnie jak w OGS, najwyższej części wapieni siedleckich odpowiadają wapień kredowate. Oznacza to, że sedymentacja wapieni siedleckich w centrum NN ustała nieco wcześniej, bo przed końcem oksfordu (w dobie Planula). Natomiast w profilach z SE części NN, rozpoczynającej się w Potoku Małym, wapień siedleckie zastępują także zespół płytkowodnych osadów platformy węglanowej. Wydłuża to czas ich tworzenia w tej strefie co najmniej do wczesnego kimerydu (pogranicze doby Hypselocyclum i Divisum) (Złonkiewicz, 2006a–c, 2008a, b).

Odpowiednikami facjalnymi wapieni siedleckich na obszarze *MŚK* są wapienie płytowe górnego oksfordu (Matyszkiewicz, 2001; Matyszkiewicz & Krajewski, 2007), powstające między budowlami mikrobiałno-gąbkowymi, tak jak część wapieni siedleckich z *OGŚ* (Peszat, 1991). W obszarze *ZP* wapieniom siedleckim odpowiadają utwory serii marglisto-wapiennej (Gutowski i in., 2007), należące do górnego oksfordu i kimerydu, a zarazem utwory formacji wapieni marglistych z Niwek (Matyja & Barski, 2007; Matyja, 2009), której wiek ku SE staje się coraz młodszy, a w obszarze *PBK* sięga do górnego tytonu. Utwory facji pelityczno-gąbkowej można równocześnie traktować jako obogie w detryt, dystalne względem obszaru bioherm mikrobiałno-gąbkowych, odpowiedniki facjalne detrytycznych wapieni gąbkowych (*sensu* Gutowski i in., 2007). Natomiast utwory facji pelityczno-koralowcowej stanowią najstarsze odpowiedniki dolnego ogniwa serii koralowcowo-onkolitowej z obszaru *ZP* i *PBK* (Gutowski i in., 2007). Nasilenie sedymentacji tej serii przypadło na młodsze etapy rozwoju zbiornika. W *Tabeli stratygraficznej* wapieniom siedleckim odpowiada formacja pilecka.

Wapienie skaliste, tworzące budowle mikrobiałno-gąbkowe, są opisywane w profilach odsłonięć i wierceń z obszaru *OGŚ*, *MŚK*, *PBK* i *ZP* (Peszat, 1964, 1991; Matyja, 1977; Kutek i in., 1977; Matyszkiewicz, 1997; Krajewski & Matyszkiewicz, 2004; Gliniak i in., 2005; Gutowski i in., 2007; Matyja & Barski, 2007; Ziółkowski, 2007; Matyja, 2009). Jednakże na obszarze *NN* najprawdopodobniej występują rzadko, a ich obecność jest trudna do potwierdzenia wobec braku badań sejsmicznych. W Zagości lub jej sąsiedztwie można spodziewać się istnienia budowli tego typu. Profil związanych z nią osadów liczy 120 m, a przykrywają je mięszsze utwory facji pelityczno-gąbkowej należącej do wapieni siedleckich. Prawdopodobnie wapienie skaliste są też obecne w Białej Wielkiej, Milianowie, Węgleszynie, Jaronowicach i Potoku Małym, gdzie w niższych częściach tych skał wapienie masywne tworzą wkładki o miąższości od kilku do 35 m.

Początek tworzenia wapieni skalistych na obszarze *MŚK* jest datowany na środkowy oksford (doba *Plicatilis*), a na późny oksford przypada ich pełny rozwój (doba *Bifurcatus* i *Bimammatum*) oraz zanik (doba *Planula*) (Różycki, 1953; Matyja & Wierzbowski, 2004; Matyszkiewicz & Krajewski, 2007). Na podstawie korelacji z przylegającymi obszarami *MŚK*, *OGŚ*, *ZP* i *PBK* wapienie skaliste z *NN* można zaliczyć do górnego oksfordu. W *Tabeli stratygraficznej* ich odpowiedniki weszły w skład formacji wapieni gąbkowych częstochowskich.

Wapienie kredowate występują w centralnej części *NN* i należą do jednego obszaru facjalnego z *OGŚ*, gdzie wydzielono je jako jednostkę litostratygraficzną (Kutek, 1968; Gutowski i in., 2007). Osiągają miąższość 110–150 m w Białej Wielkiej, Węgrzynowie, Włoszczowie i Brzegach, a w Seceminie i Jędrzejowie mają po około 50 m. Wśród białych, kruchych, porowatych i pozbawionych fauny wapieni facji pelitycznej występują wkładki detrytycznych utworów facji biostromowej (kalkarenity i kalcyrudyty), z fragmentami koralowców kolonijnych i osobniczych, krasnorostami *Solenopora*, muszlami ostryg i ślimaków, liliowcami, ponadto onkoidami i ooidami.

Stropowy pakiet utworów facji biostromowej z obszaru *NN* stanowi kontynuację opisanych w *OGŚ* utworów znad wapieni kredowatych (Kutek, 1968) oraz poziomu krasnorostowego w dolnej części serii glonowo-oolitowej (Golanka, 1978). Lokalnie w obszarze częstochowsko-wieluńskim facja kredowata pojawia się w tej samej pozycji profilu,

tnz. poniżej środkowego zespołu marglistego z *MŚK*, który w *OGŚ* odpowiada najniższemu poziomowi marglistemu (Kutek i in., 1977; Kutek, 1994). Poza obszarem centralnym *NN* wapienie kredowate obocznie przechodzą w wapienie siedleckie, wykształcone w facji pelitycznej i pelityczno-koralowcowej, a dalej ku SE w utwory serii koralowcowo-onkolitowej (Gutowski i in., 2007), czyli formacji koralowcowej ze Swarzowa (Matyja & Barski, 2007; Matyja, 2009). Opisane tu wapienie kredowate w *Tabeli stratygraficznej* odpowiadają kompleksowi wapieni kredowatych wydzielonemu w SW *OGŚ*. Na obszarze *NN* zaś w ogóle ich nie wyróżniono, zaliczając ten odcinek profilu do formacji pileckiej, ewentualnie częściowo także do formacji z Prusicka.

Wiek wapieni kredowatych w najbliższym *NN* obszarowi *OGŚ* (najpóźniejszy oksford lub najwcześniejszy kimeryd) został określony jedynie w przybliżeniu (Kutek, 1968, 1994; Gutowski i in., 2006b), podobnie jak w *Tabeli stratygraficznej*. Analiza profili z *NN* w odniesieniu do schematu stratygrafii sekwencji, utworzonego dla basenu epikontynentalnego SE Polski i zachodniej Ukrainy (Gutowski, 2006), a zwłaszcza określenie pozycji najniższego poziomu marglistego, wskazuje na zakończenie sedymentacji wapieni kredowatych na obszarze *NN* w późnym oksfordzie (późna doba *Planula*).

Obecność **najniższego poziomu marglistego** odnotowano na większości obszaru *NN*. Stanowi on na tym terenie odpowiednik jednostek wydzielonych w *OGŚ* (Kutek, 1968, 1994; Gutowski i in., 2006b), tj. jednostki o tej samej nazwie, łącznie z podścielającym wapieniem pelitycznym, występującym lokalnie. W centrum *NN* i w Brzegach utwory te sięgają około 10 m miąższości, a na pograniczu z *MŚK* ponad 20 m. Profil tworzą szaroniebieskie i szarozielone wapienie margliste i margle, masywne, lokalnie z przewarstwieniami ilów. Sporadycznie są w nich muszle ramienionogów i małży, kolce jeżowców, w Brzegach ponadto ooidy. We Włoszczowie w niższej części profilu stwierdzono ławicę brązowego mułowca marglistego z ooidami, laminowanego soczewkowo i z warstwowaniem kopułowym. Te struktury sedymentacyjne oraz pozycja całego poziomu marglistego między wapiennymi utworami środowisk bardziej płytkowodnych wskazują, że najniższy poziom marglisty reprezentuje profil niemal pełnej sekwencji trzeciego rzędu. W Węgleszynie być może właśnie najniższemu poziomowi marglistemu odpowiada cienka wkładka osadów biodytrytycznych o strukturze gruzłowej, leżąca nad stropem utworów facji biostromowej (wapieni kredowatych). W Bukowej koło Małogoszcza utwory najniższego poziomu marglistego są zaburzone osuwiskiem podmorskim (Gutowski i in., 2006b). W pasie biegnącym przez Węgrzynów, Jaronowice, Bożą Wolę i dalej w *OGŚ* po rejon Przedborza margle tego poziomu w ogóle nie występują, co mogło zostać spowodowane wczesną erozją epigenetyczną w dynamicznych warunkach na płyciznach platformy węglanowej. W SE części *NN*, w Potoku Małym, Kostkach i Zagości, ich odpowiednikami są utwory pelityczno-margliste, należące do najwyższej części wapieni siedleckich.

Wiek najniższego poziomu marglistego, zgodnie z interpretacją Kutka (1994), można ocenić na najmłodszą część doby *Planula* i niemal całą dobę *Platynota*. Takim osadom z *OGŚ* odpowiada środkowy zespół marglisty w obszarze częstochowsko-wieluńskim *MŚK*, zaliczony tam do poziomu *Platynota* (Kutek i in., 1977; Kutek, 1994). Taki sam wiek wynika również z proponowanej tu interpretacji najniższego poziomu marglistego jako jednej z sekwencji trzeciego rzędu w schemacie stratygraficznym tej części basenu epikontynentalnego (Gutowski, 2006), jeśli dato-

wanie tej sekwencji jest prawidłowe. W *Tabeli stratygraficznej* odpowiednik tych utworów znalazł się w formacji wapieni pileckich lub formacji z Prusicka.

Dolny i górny oolit na obszarze *NN* (łącznie miąższość 11–73 m) stanowią kontynuację jednostek wyróżnionych w *OGŚ* (Kutek, 1968). W centrum *NN* i wzdłuż krawędzi *OGŚ* charakteryzuje je obecność kalkarenitów (grainstone) o dominującym udziale ooidów. Na większości obszaru *NN* kompleks ten jest nierozdzielny. Jedynie we Włoszczowie stwierdzono ekwiwalent **wapieni pasiastych**, rozdzielających ogniwa oolitów tak jak w *OGŚ*. W *NN* nie udało się wyróżnić horyzontu onkolitowego z *OGŚ* (Kutek, 1968; Matyja i in., 2006) przykrywającego oolity. Ku krawędziom *NN*, a w *OGŚ* ku SE oraz NW, obocznie maleje udział, a zarazem wzrasta zróżnicowanie materiału detrytycznego (bioklasty, onkoidy i grudki pelletowe). Rośnie też udział domieszki marglistej. Obserwuje się strefy facjalne odzwierciedlające zróżnicowanie płytkowodnej rampy węglanowej o różnych miąższościach osadów (Złonkiewicz, 2006c). Maksymalną miąższość mają utwory detrytyczno-pelityczno-margliste. Rozdzielają one strefy o mniejszych miąższościach utworów: proksymalną (sedymantacji czystych ziarnitów) oraz dystalną (gromadzenia osadów bardziej marglisto-pelitycznych, uboższych w detryt).

Wiek utworów oolitowych może być określany jedynie pośrednio, poprzez korelacje z *OGŚ*. Chociaż w *OGŚ* brak jest jednoznacznych wskazań dotyczących niższej części profilu (doba Platynota lub Hypselocyclum), to jednak precyzyjnie jest datowana górna część górnego oolitu (doba Hypselocyclum) (Kutek, 1968; Matyja i in., 2006).

Kostki Małe i rejon Działoszyc wyznaczają maksymalny zasięg ziarnitów. W Potoku Małym stwierdza się ich zupełny brak, prawdopodobnie nie występują też w Zagości. Dolnemu i górnemu oolitowi w tych profilach pod względem wiekowym odpowiada część wyższych partii wapieni siedleckich. Podobnie w *ZP* i *PBK* odpowiedniki górnego i dolnego oolitu zawierają się wewnątrz serii marglisto-wapiennej (Gutowski i in., 2007) i formacji wapieni marglistych z Niwek (Matyja & Barski, 2007; Matyja, 2009). W Milianowie zaś kompleksowi oolitów odpowiada wiekowo niższa część profilu wapieni kredowatych z Milianowa. W *Tabeli stratygraficznej* ich odpowiedniki wchodziły w skład kompleksu wapieni oolitowo-płytowych z *OGŚ*, a w *NN* należą do formacji z Prusicka.

Białe, porowate **wapienie kredowate z Milianowa**, zawierające ooidy i koralowce, wydzielono jedynie w profilu tego otworu, gdzie niepełne miąższości sięgają 74 m. Leżą one pod granicą erozyjną wyznaczającą obecny strop jury, a ponad najniższym poziomem marglistym, tożsamym ze środkowym zespołem marglistym z *MŚK* (Kutek i in., 1977; Kutek, 1994). Wykształceniem litologicznym i pozycją w profilu odpowiadają np. wapieniom kredowatym z Kul, opisanym w rejonie Pajęczna w NW części *MŚK* (Kutek i in., 1977). Zarazem pod względem wiekowym stanowią odpowiednik dolnego i górnego oolitu z *OGŚ* i *NN*, ewentualnie także części kompleksu oolitowo-płytowego. Należą więc do dolnego kimerydu (poziom Hypselocyclum). W *Tabeli stratygraficznej* ich odpowiedniki również wchodziły w skład kompleksu wapieni oolitowo-płytowych, wydzielonego w *OGŚ*, a w *NN* w skład formacji z Prusicka.

Wcześniej opisanie wapienie kredowate, korelowane z wapieniami kredowatymi z *OGŚ* (*sensu* Kutek, 1968), występujące w części pozostałych profili w centralnym obszarze *NN* oraz części obszaru częstochowsko-wieluńskiego (*sensu* Kutek i in., 1977), leżą poniżej wspomnianego marglistego poziomu korelacyjnego. Tym samym repre-

zentują one etap rozwoju basenu wcześniejszy niż wapienie kredowate z Milianowa.

W części badanego obszaru (Biała Wielka, Brzegi, Jędrzejów, Pagów, Węgleszyn, Węgrzynów i Włoszczowa) obecny jest **kompleks oolitowo-płytowy**, stanowiący kontynuację jednostki wyróżnionej w *OGŚ* (Kutek, 1968; Matyja i in., 2006). Charakteryzuje go silne zróżnicowanie miąższości (10–111 m), co może oznaczać lateralne ząębienie się tej jednostki z wyższą częścią górnego i dolnego oolitu. Dominują utwory pelityczno-margliste (mudstone i wackstone), często pylaste, miejscami laminowane udziałem domieszki ilastej. Cały profil w Brzegach, oraz środkowa część profilu w Jędrzejowie, Węgleszynie i Włoszczowie, jest wykształcony w formie pakietu pelityczno-detrytycznego (mudstone i wackstone). Zawiera on różną ilość muszli małży (m.in. rodzaje: *Actinostreon*, *Exogyra* i *Ostrea*), ramienionogów, kolców jeżowców, trochitów liliowców, a bioklastom towarzyszy domieszka ooidów, onkoidów, intraklastów i grudek pelletowych.

W centralnej części *NN* kompleks oolitowo-płytowy przechodzi obocznie w podobnie wykształcony **płytowy wapień detrytyczny**. Znane są jego niepełne miąższości, sięgające 74 m. Jest on lokalną odmianą facjalną o większym udziale detrytu (wackstone, packstone i grainstone). W Jaronowicach w większej części profilu osady są laminowane poziomo, smużyście i przekątnie. W tym otworze w najwyższej części (niepełna 20 m) występują jasnoszare wapienie pylaste, z licznymi muszlami małży, ponadto ze szczątkami koralowców osobniczych i kolonijnych (m.in. *Microsolena*), nagromadzeniami muszli ślimaków (*Natica* sp.) oraz strukturami stromatolitowymi. W Seceminie erozyjny strop jury przebiega wewnątrz ławicy onkolitu, z której zachowało się 15 cm. Oprócz fauny, identycznej z opisaną z kompleksu oolitowo-płytowego, w Węgrzynowie stwierdzono szczątki gąbek, a w Białej Wielkiej i Jaronowicach koralowce kolonijne i osobnicze, a także odnoża raków (Jurkiewicz, 1973, 1976b, 1991a).

W profilach z Białej Wielkiej i Węgrzynowa płytowe wapienie detrytyczne leżą ponad kompleksem oolitowo-płytowym. W Jaronowicach i Seceminie płytowy wapień detrytyczny zastępuje lateralnie cały kompleks oolitowo-płytowy. Prawdopodobnie w Jędrzejowie płytowemu wapieniowi detrytycznemu odpowiada wspomniany pakiet pelityczno-detrytyczny w profilu kompleksu oolitowo-płytowego.

Wapienie płytowe i ily podścielające, o miąższości 78 m, stwierdzono w Bożej Woli na pograniczu *NN* i *OGŚ*, gdzie są kontynuacją kompleksu wyróżnionego w *OGŚ* (Kutek, 1968; Matyja i in., 2006). Niższą część profilu tworzą szare, żółte i brunatne bezwapniste ily, laminowane szarym mułkiem, wyżej zapiaszczone, z kongrecjami syderytów, a podrzędnie z laminami wapieni marglistych. Ku górze coraz liczniej występują wapienie pelityczne z drobnymi oolitami i trochitami liliowców, które ostatecznie reprezentują przystropową część profilu.

Przez analogię do *OGŚ* (Kutek, 1968; Matyja i in., 2006) wiek kompleksu oolitowo-płytowego, płytowego wapienia detrytycznego, wapieni płytowych oraz iłów podścielających można określić na wczesny kimeryd (późna doba Hypselocyclum). Swym zasięgiem obejmują cały obszar *NN*, z wyjątkiem Milianowa i strefy Potok Mały–Kostki Małe–Zagość. Prawdopodobnie odpowiadają im wyższe partie wapieni kredowatych z Milianowa, a dalej ku NW płytowe utwory górnego zespołu marglistego wyróżnione na *MŚK* (*sensu* Kutek i in., 1977). Jednocześnie z nimi w krawędziowej, SE strefie *NN* powstawały pelityczno-margliste utwory najwyższych wapieni siedleckich, a w *ZP*

i *PBK* seria marglisto-wapienna (*sensu* Gutowski i in., 2007) oraz część formacji wapieni marglistych z Niwek (*sensu* Matyja & Barski, 2007; Matyja, 2009). W *Tabeli stratygraficznej* odpowiedniki opisanych tu trzech jednostek znajdują się w kompleksie wapieni oolitowo-platek, wydzielonym w *OGŚ*, a w *NN* wchodzi w skład formacji z Prusicka.

Rozkład i następstwo facjalne obrazują postępujące spłykanie zbiornika, a w efekcie przesunięcie i powiększenie ku S i SW zasięgu dynamicznego środowiska strefy barier (osadów detrytycznych), za którą ponownie powstawały osady lagunowe (marglisto-ilaste i pelityczno-margliste). W głębszych strefach rampy węglanowej nadal powstawały utwory kredowate, a poza nią utwory pelityczno-margliste (Złonkiewicz, 2006–2008).

Muszlownce skorkowskie wydzielone w *OGŚ* (Kutek, 1968; Matyja i in., 2006) wyróżniono w NW części *NN* oraz we Włoszczowie w centralnej części niecki. Ich całkowita miąższość w Pagowie wynosi 50 m. Są to bardzo urozmaicone, detrytyczne wapienie i wapienie margliste, jasno- i ciemnoszare, szarowiśniowe, z wkładkami margli, czarnych ilów marglistych, oomikrytów, pelmikrytów i intramikrytów, onkolitów, muszlowców, zawierające muszle charakterystycznych małży (rodzaje: *Actinostreon*, *Exogyra* i *Ostrea*) i ramienionogów, trochity liliowców oraz kolce jeżowców. Utwory często są zbioturbowane. W *OGŚ* muszlowce są datowane na wczesny kimeryd — najmłodszą część doby Hypselocyclum i dobę Divisum (Kutek, 1968).

W *Tabeli stratygraficznej* muszlowce znalazły się w kompleksie marglisto-muszlowcowym. W *ZP* i *PBK* odpowiada im najniższa część serii muszlowcowo-oolitowej dolnej (*sensu* Gutowski i in., 2007), czyli część formacji wapieni marglistych z Niwek (*sensu* Matyja & Barski, 2007; Matyja, 2009).

W Pagowie muszlowce skorkowskie są przykryte **wapieniami płytowym górnymi** (miąższość 34 m), takimi jak wydzielone w *OGŚ* (Kutek, 1968; Matyja i in., 2006). W niższej części reprezentują je ciemne margle i wapienie margliste. Wyżej są zastąpione przez urozmaicone utwory detrytyczne z onkoidami, ooidami oraz biodetrytem kolców jeżowców, trochitów liliowców i małży. Zidentyfikowano w nich fragment amonita *Rasenoidea* sp. (Jurkiewicz, 1976a). Towarzyszą im, ku górze profilu coraz liczniejsze, szaroniebieskie i szarozielone, pelityczne wapienie margliste i margle, masywne oraz laminowane smużyście i soczewkowo. Znalezione w nich liść *Ginkgophyta*. Identyczne osady w *OGŚ* są datowane na dobę Divisum wczesnego kimerydu, choć jest możliwe, że powstawały jeszcze na początku późnego kimerydu, we wczesnej dobie Mutabilis (Kutek, 1968; Matyja i in., 2006).

W *Tabeli stratygraficznej* wapienie płytowe stanowią część kompleksu marglisto-muszlowcowego. W *ZP* i *PBK* ich odpowiedniki wchodzi w skład serii muszlowcowo-oolitowej dolnej (*sensu* Gutowski i in., 2007), czyli zarazem formacji wapieni marglistych z Niwek (*sensu* Matyja & Barski, 2007; Matyja, 2009).

W otworach z SE części *NN* (Jędrzejów, Książ Wielki, Potok Mały, Kostki Małe i Zagość) zostały wydzielone **muszlowce staniewickie**, podobne do opisanych w *OGŚ* (Kutek, 1968). Ich niepełne profile wznoszą się ku SE, przekraczając miąższości 150 m. Reprezentują je w niższej części szaroniebieskie margle pelityczne z wkładkami detrytycznych wapieni marglistych, z muszlami małży (rodzaje: *Actinostreon*, *Exogyra*, *Ostrea* i *Gervillia*) i ramienionogów, szczątkami raków i kolców jeżowców. Udział biodetrytu wyraźnie wzrasta ku NW. Powyżej w profilach

stwierdzono zapiaszczenie osadów, będące lokalnym horyzontem korelacyjnym. W Książu są to zapiaszczone wapienie jasnoszare i żółte z ooidami, w Potoku zapiaszczone wapienie szaroniebieskie i kremowe, pylaste, poziomo laminowane udziałem ilu. Analiza rozwoju paleogeograficznego wskazuje jednak, że jest to horyzont starszy od korelacyjnego poziomu zapiaszczenia, odnotowanego w profilach z obszaru *ZP* (Morycowa & Moryc, 1976; Gutowski i in., 2007). W Zagości wyższe fragmenty profilu tworzą wapienie pelityczne szare i kremowoszare, z wkładkami drobnodetrytycznych i marglistych, w typie facji pelitycznej, wapieni siedleckich. Natomiast w centrum *NN*, gdzie należałoby się spodziewać kontaktu muszlowców staniewickich z muszlowcami skorkowskimi, ta część profilu najprawdopodobniej znalazła się w zasięgu luki erozyjnej.

W *OGŚ* muszlowce staniewickie powstawały od późnej doby Hypselocyclum wczesnego kimerydu, po początek doby Mutabilis późnego kimerydu (Kutek, 1968). Można przyjąć, że bardzo podobny jest zasięg wiekowy tej jednostki na obszarze *NN*. Na podstawie obserwacji rozwoju basenu można jednak wnioskować, że jej strop przebiega diachronicznie, ku SE sięgając coraz wyżej.

W *Tabeli stratygraficznej* muszlowce odpowiadają kompleksowi marglisto-muszlowcowemu. W *ZP* i *PBK* są odpowiednikiem niższej części serii muszlowcowo-oolitowej dolnej (*sensu* Gutowski i in., 2007), czyli części formacji wapieni marglistych z Niwek (*sensu* Matyja & Barski, 2007; Matyja, 2009).

W otworach z obszaru *NN* nie wyróżniono **ilów stropowych, muszlowców brzeskich** ani **muszlowców stropowych**, w *OGŚ* datowanych na dobę Mutabilis późnego kimerydu (Kutek, 1968; Matyja i in., 2006). Ewentualnie ich obecności można się spodziewać na pograniczu tych obszarów. Według *Tabeli stratygraficznej* wchodziłyby one w skład formacji pałuckiej. W *ZP* i *PBK* odpowiadałyby im część serii muszlowcowo-oolitowej dolnej (*sensu* Gutowski i in., 2007), czyli część formacji wapieni marglistych z Niwek (*sensu* Matyja & Barski, 2007; Matyja, 2009).

Schemat litostratygraficzny górnej jury niecki Nidy na tle podziałów środkowej i południowej Polski

Odpowiedniki prezentowanych wydzielen w odniesieniu do lokalnych podziałów litostratygraficznych utworzonych w *OGŚ* i *MSK* oraz najnowszych schematów z *ZP* i *PBK* (Gutowski i in., 2007; Matyja & Barski, 2007; Matyja, 2009), a ponadto odpowiedników wydzielen z *Tabeli stratygraficznej* dla Polski pozakarpaciej zostały przedstawione przy opisie poszczególnych jednostek. Dla jednostek utworzonych w *NN* zostaną tu przedstawione odpowiedniki wydzielen w starszych podziałach keloweju i górnej jury, korelowanych na całym obszarze basenu epikontynentalnego bruzdy śródpolskiej.

Piaszkowce wapieniste oraz **wapienie i margle piaszczyste** z obszaru *NN* mają w literaturze dotyczącej tej części profilu w środkowej i południowej Polsce liczne lokalne odpowiedniki litostratygraficzne o zróżnicowanym nazewnictwie (por. Marek & Pajchłowa, 1997).

W profilu górnej jury z obszaru centralnej Małopolski (Golonka, 1978) wyróżnione na obszarze *NN* **wapienie margliste i margle** wraz z **wapieniami morawickimi** odpowiadają wapiennej serii planktonicznej (serii z Borzęt). **Wapienie skaliste** zostały zaliczone do wapiennej serii gąbkowej (serii z Chęcina). W pozostałych cytowanych podziałach górnej jury utwory reprezentujące te trzy jed-

nostki z *NN* zostały potraktowane łącznie. Odpowiadają im: seria wapieni gąbkowych (A) w podziale utworzonym dla rejonu Dąbrowy Tarnowskiej (Morycowa & Moryc, 1976), gąbkowa seria krańcowa w obszarze Lubelszczyzny (Niemczycka, 1976) i formacja (I) gąbkowo-wapienna w podziale dla środkowej Polski (Dembowska, 1979). **Wapienie siedleckie** odpowiadają: serii wapienno-marglistej (B) w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej (Morycowa & Moryc, 1976), serii wapienno-marglistej (serii z Niwek) w podziale dla centralnej Małopolski (Golonka, 1978) oraz formacji (II) wapienno-marglistej wyróżnionej przez Dembowską (1979) w środkowej Polsce. **Wapienie kredowate** oraz **wapienie kredowate z Milianowa** stanowią różnowiekowe wkładki odpowiadające: serii wapieni koralowcowo-glonowych (C) w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej (Morycowa & Moryc, 1976), niższej części serii glonowo-onkolitowej z Sobkowa (Golonka, 1978) w podziale dla centralnej Małopolski i formacji (III) koralowcowej (Dembowska, 1979) w profilu ze środkowej Polski. **Najniższy poziom marglisty** stanowi przewarstwienie, związane z okresowym powrotem formacji (II) wapienno-marglistej i jej odpowiedników. Utwory płytkowodnej platformy węglanowej, czyli **dolny i górny oolit z wapieniem pasiastym**, ponadto **kompleks oolitowo-płytkowy i płytkowy wapień detrytyczny** wraz z **wapieniami płytkowymi i iłami podścielającymi**, odpowiadają wyższej części serii glonowo-onkolitowej z Sobkowa (Golonka, 1978) w podziale dla centralnej Małopolski, a w profilu środkowej Polski — formacji (IV) oolitowej (Dembowska, 1979). **Muszlowce skorckowskie i staniewickie** oraz **górny wapień płytkowy**, łącznie z iłami stropowymi, muszlowcami brzeskimi i stropowymi z *OGŚ* (Kutek, 1968), odpowiadają: serii wapienno-dolomitycznej, muszlowcowej (D) w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej (Morycowa & Moryc, 1976), na obszarze radomsko-lubelskim formacji głowaczowskiej (Niemczycka, 1976), zarazem formacji (V) wapienno-marglisto-muszlowcowej (Dembowska, 1979) oraz wapienno-marglistej serii muszlowcowej (serii muszlowców skorckowskich) w podziale dla centralnej Małopolski (Golonka, 1978).

Schemat stratygraficzny, przedstawiony w *Tabeli stratygraficznej* dla *NN*, budzi rozmaite zastrzeżenia — według tego opracowania kelowej na obszarze *NN* jest reprezentowany przez warstwę bulastą i warstwę stromatolitową. Nazwa warstwy bulastej jest rozpowszechniona w literaturze, lecz w *NN* procesy diagenetyczne tylko wyjątkowo nadały utworom kelowej strukturę bulastą. Natomiast warstwa stromatolitowa występuje na jej obszarze sporadycznie. W podziale oksfordu i dolnego kimerydu, zastosowanym w *Tabeli stratygraficznej*, pominięto podobieństwo wykształcenia profili z obszarów *NN* i *OGŚ* oraz zbliżoną historię ich rozwoju paleogeograficznego w późnej jurze. Zrezygnowano z przyjęcia dla obszaru *NN* jednostek nieformalnych, lecz znanych i stosowanych w literaturze, wydzielonych w *OGŚ* (Kutek, 1968; Matyja, 1977). Dla profilu oksfordu w *OGŚ* i *NN* oraz kimerydu w *NN* wprowadzono natomiast mało znane jednostki nieformalne, którym mimo to nadano nazwę formacji. Zostały one przeniesione z obszaru wieluńsko-częstochowskiego, kontaktującego z peryferycznym, mało typowym obszarem *NN*. Dotychczas opublikowano jedynie fragmentaryczne informacje na temat tych jednostek w obszarze wieluńsko-częstochowskim (Kutek i in., 1977; Matyja & Wierzbowski, 2004). Tymczasem już po bieżąca analiza publikowanych materiałów z *OGŚ* (Matyja, 1977) oraz profili wiertniczych z *NN* (Jurkiewicz, 1971–1999) wskazuje, że jednostki te są mało reprezentatywne dla wykształcenia górnej jury w przeważającej części obu tych obszarów.

tywne dla wykształcenia górnej jury w przeważającej części obu tych obszarów.

Konsekwencją podanych faktów jest, że wprowadzone w *Tabeli stratygraficznej* wydzielenia nie spełniają kryteriów ustalonych dla jednostek korelacji regionalnej. Są też argumentem za dalszymi pracami nad sformalizowaniem podziału litostratygraficznego utworów powstałych w tej części zbiornika późnojurajskiego. Zdaniem autora niniejszego artykułu, podstawę podziału profilu w *NN* i *OGŚ* powinny stanowić klasyczne schematy litostratygraficzne utworzone dla środkowej Polski i Lubelszczyzny (Niemczycka, 1976; Dembowska, 1979), odwołujące się do następstwa facjalnego i paleogeograficznego rozwoju basenu (por. Gutowski i in., 2007).

Podsumowanie

Wykształcenie kelowej i górnej jury na obszarze niecki Nidy wykazuje duże podobieństwo do obserwowanego w SW obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich. Pozwala to na przeniesienie, niemal w pełni, z obszaru świętokrzyskiego na teren niecki nieformalnych podziałów litostratygraficznych opracowanych przez Kutka (1968) i Matyję (1977). Zostało wyróżnionych też kilka jednostek lokalnych. Urozmaicenie profili z obszaru *NN*, z różną wyrazistością odnotowane w kolejnych wydzieleniach, wskazuje na istnienie trzech stref facjalnych: NW, centralnej i SE.

Korelacje profili ukazują część centralną *NN* jako obszar przejściowy, w którym graniczyły ze sobą strefy facjalne o szerokim zasięgu. W kelowej i górnej jurze z różną wyrazistością zaznaczały się one w paleogeografii epikontynentalnego zbiornika na obszarze centralnej Małopolski (por. Złonkiewicz, 2008a, b). Dlatego obszar *NN* jest szczególnie przydatny do korelacji regionalnych.

Prezentowane wyniki badań zostały zawarte w pracy doktorskiej autora, a częściowo powstały podczas realizacji grantu finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego (nr grantu 4T12B 038 028).

Literatura

- BARSKI M. 1999 — Stratygrafia jurajskich czarnych iłów z odsłoneń w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich na podstawie cyst Dinoflagellata. *Prz. Geol.*, 47: 718–722.
- DEMBICZ K. & PRASZKIER T. 2003 — Zróżnicowanie litofacjalne osadów kelowej w rejonie Zawiercia. *Tomy Jurajskie*, 1: 49–52.
- DEMBICZ K. & PRASZKIER T. 2007 — Kelowej południowo-wschodniej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Tomy Jurajskie*, 4: 71–76.
- DEMBOWSKA I. 1979 — Systematyzowanie litostratygrafii jury górnej w Polsce północnej i środkowej. *Kwart. Geol.*, 23: 617–628.
- GLINIAK P., GUTOWSKI J. & URBANIEC A. 2005 — Budowę organiczne w utworach górnej jury przedgórze Karpat — aktualny stan rozpoznania na podstawie interpretacji materiałów sejsmicznych i wiertniczych w kontekście poszukiwań złóż węglowodorów. *Tomy Jurajskie*, 3: 29–44.
- GOLONKA J. 1978 — Mikrofacje górnej jury przedgórze Karpat. *Biul. Inst. Geol.*, 310: 5–30.
- GUTOWSKI J. 2006 — Introduction. [In:] Wierzbowski A. (ed.) *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians*. Upper Jurassic shallow-water carbonate platform and open shelf facies. Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System. Poland, Kraków, September 6–18, 2006: 169–173.
- GUTOWSKI J. & KOYI H.A. 2007 — Influence of oblique basement strike-slip faults on the Mesozoic evolution of the south-eastern segment of the Mid-Polish Trough. *Basin Res.*, 19: 67–86.
- GUTOWSKI J., POPADYUK I.V., URBANIEC A., ZŁONKIEWICZ Z., GLINIAK P., KRZYWIEC P., MAKSYM A. & WYBRANIEC S. 2006a — Architecture, evolution and hydrocarbon potential of the Late Jurassic–Early Cretaceous carbonate platform in SE Poland and W Ukraine. [In:] Abstracts of Talks and Posters presented during the 7th International Congress on the Jurassic System. September 6–18, 2006, Kraków, Poland. Session 1: Geodynamics and evolution of different areas. *Vol. Jurass.*, 4: 46–48.

- GUTOWSKI J., URBANIEC A., ZŁONKIEWICZ Z., BOBREK L., ŚWIETLIK B. & GLINIĄK P. 2007 — Stratygrafia górnej jury i dolnej kredy środkowej części przedpola polskich Karpat. Biul. Państw. Instyt. Geol., 426: 1–26.
- GUTOWSKI J., WIERZBOWSKI A. & ZŁONKIEWICZ Z. 2006b — Stop B2.7 — Bukowa, large limestone quarry (Uppermost Oxfordian–lowermost Kimmeridgian). [In:] Wierzbowski A. (ed.) Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians. Upper Jurassic shallow-water carbonate platform and open shelf facies. Filed trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System. Poland, Kraków, September 6–18, 2006: 188–190.
- HAKENBERG M. & ŚWIDROWSKA J. 1997 — Propagation of the south-eastern segment of the Polish Trough connected with bounding fault zones (from Permian to Late Jurassic). C. R. Acad. Sci., Paris, 324, II: 793–803.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1971 — Badanie struktur mezo-paleozoicznych na obszarze niecki Nidy. Wiercenie Brzezi IG-1. CAG PIG, Warszawa.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1973 — Wegrzynów IG-1. Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol., 7.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1974a — Milianów IG-1. Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol., 21.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1974b — Węgleszyn IG-1. Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol., 19.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1976a — Pagów IG-1. Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol., 33.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1976b — Jaronowice IG-1. Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol., 34.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1980 — Potok Mały IG-1. Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol., 51.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1990 — Włoszczowa IG-1. Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol., 70.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1991a — Biała Wielka IG-1. Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol., 74.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1991b — Książ Wielki IG-1. Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol., 71.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1993 — Boża Wola IG-1. Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol., 76.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1994 — Secemin IG-1. Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol., 77.
- JURKIEWICZ H. (red.) 1999 — Jędrzejów IG-1. Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol., 92.
- JURKIEWICZ H., KOWALCZEWSKI Z. & WIERZBOWSKI A. 1969 — Przekrój geologiczny przez osady permsko-mezozoiczne Niecki Nidziańskiej. Kwart. Geol., 13: 604–618.
- KRAJEWSKI M. & MATYSZKIEWICZ J. 2004 — Rozwój i architektura facjalna górnourajskich kompleksów budowlu węglanowych w SW części wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. [W:] Partyka J. (red.) Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. T. 1, Przyroda. OPN, Ojców: 27–34.
- KUTEK J. 1968 — Kimeryd i najniższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Cz. I, Stratygrafia. Acta Geol. Pol., 18: 493–586.
- KUTEK J. 1994 — Jurassic tectonic events in south — eastern cratonic Poland. Acta Geol. Pol., 444: 167–221.
- KUTEK J. & GŁAZEK J. 1972 — The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. Acta Geol. Pol., 22: 603–653.
- KUTEK J., WIERZBOWSKI A., BEDNAREK J., MATYJA B.A. & ZAPAŚNIK T. 1977 — Z problematyki stratygraficznej osadów górnourajskich Jury Polskiej. Prz. Geol., 8-9: 438–445.
- MAREK S. & PAJCHŁOWA M. (red.) 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Pr. Państw. Inst. Geol., 153.
- MATYJA B.A. 1977 — The Oxfordian in the south-western margin of the Holy Cross Mts. Acta Geol. Pol., 27: 41–64.
- MATYJA B.A. 2009 — Development of the Mid-Polish Trough versus Late Jurassic evolution in the Carpathian Foredeep area. Geol. Quart., 53: 49–62.
- MATYJA B.A. & BARSKI M. 2007 — Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego. Tomy Jurajskie, 4: 39–50.
- MATYJA B.A. & GŁOWNIAK E. 2003 — Następstwo amonitów dolnego i środkowego oksfordu w profilu kamieniołomu w Ogrodzieńcu i ich znaczenie biostratygraficzne. Tomy Jurajskie, 1: 53–58.
- MATYJA B.A. & WIERZBOWSKI A. 2004 — Stratygrafia i zróżnicowanie facjalne utworów górnej jury Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej. [W:] Partyka J. (red.) Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. T. 1, Przyroda. OPN, Ojców: 13–18.
- MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., RADWAŃSKA U. & RADWAŃSKI A. 2006 — Stop B2.8 — Małogoszcz, large quarry of cement works (Lower and lowermost Upper Kimmeridgian). [In:] Wierzbowski A. (ed.) Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians. Upper Jurassic shallow-water carbonate platform and open shelf facies. Filed trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System. Poland, Kraków, September 6–18, 2006: 190–198.
- MATYSZKIEWICZ J. 1997 — Microfacies, sedimentation and some aspects of diagenesis of Upper Jurassic sediments from the elevated part of the Northern peri-Tethyan Shelf: a comparative study on the Lochen area (Schwäbische Alb) and the Cracow area (Cracow-Wieluń Upland, Polen). Berl. Geowiss. Abh. (E) 21: 1–111.
- MATYSZKIEWICZ J. 2001 — Rola obszaru krakowskiego w sedymentacji osadów górnej jury Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Prz. Geol., 49: 724–727.
- MATYSZKIEWICZ J. & KRAJEWSKI M. 2007 — Litologia i zróżnicowanie facjalne wapieni górnourajskich okolic dolin Szklarki i Będkowskiej. Tomy Jurajskie, 4: 87–93.
- MATYSZKIEWICZ J., KRAJEWSKI M., GOŁĘBIEWSKA B., JĘDRYS J., KOCHMAN A. & RZĘPA G. 2007 — Rozwój i ewolucja oksfordzkich budowlu węglanowych w Zalasie. Tomy Jurajskie, 4: 77–86.
- MORYCOWA E. & MORYC W. 1976 — Rozwój utworów jurajskich na Przedgórzu Karpat w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej–Szczucina. Roczn. Pol. Tow. Geol., 46: 231–288.
- NIEMCZYCKA T. 1976 — Litostratygrafia osadów jury górnej na obszarze lubelskim. Acta Geol. Pol., 26, 4: 569–601.
- OLSZEWSKA B. 2001 — Stratygrafia malmu i neokomu podłoża Karpat fliszowych i zapadliska w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. Prz. Geol., 49: 451.
- PESZAT C. 1964 — Litologia jurajskich skał węglanowych między Tokarnią a Chmielnikiem. Acta Geol. Pol., 14: 1–75.
- PESZAT C. 1991 — Mikrostruktury i geneza mikrytowych wapieni oksfordu SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Arch. Miner., 57: 155–181.
- POŻARYSKI W. 1974 — Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. Jednostki tektoniczne w epoce alpejskiej. [W:] Budowa geologiczna Polski. T. IV, Tektonika. Cz. 1, Niż Polski. Wyd. Geol., Warszawa: 28–34.
- RÓŻYCKI S. Z. 1953 — Górny dogger i dolny malm jury Krakowsko-Częstochowskiej. Pr. Inst. Geol., 17: 1–412.
- SIEMIĄTKOWSKA-GIŻEJEWSKA M. 1974 — Stratigraphy and paleontology of the Callovian in the southern and western margins of the Holy Cross Mts. Acta Geol. Pol., 24: 365–406.
- STUPNICKA E. 1989 — Geologia regionalna Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- ŚWIDROWSKA J. & HAKENBERG M. 2008 — Evolution of the Mesozoic basins on the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania). Stud. Geol. Pol., 130: 3–130.
- TRAMMER J. 1989 — Middle to Upper Oxfordian sponges of the Polish Jur. Acta Geol. Pol., 39: 49–92.
- URBANIEC A. & ŚWIETLIK B. 2003 — Weryfikacja stratygrafii utworów wyższej górnej jury i niższej dolnej kredy w środkowej części przedgórza Karpat w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. Tomy Jurajskie, 1: 105–110.
- WAGNER Z. (red.) 2008 — Tabela stratygraficzna Polski. Polska pozakarpaska. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- ZIÓŁKOWSKI P. 2007 — Stratygrafia i zróżnicowanie facjalne górnej jury wschodniej części Wyżyny Krakowskiej. Tomy Jurajskie, 4: 25–38.
- ZŁONKIEWICZ Z. 1996 — Litostratygrafia jury środkowej i górnej w Niecce Nidy (na podstawie danych z głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego). Zagadnienia geologii Niecki Nidziańskiej. Pr. Inst. Geogr. WSP Kielce, 1: 93–110.
- ZŁONKIEWICZ Z. 2004 — Rozwój paleotektoniczny niecki miechowskiej na tle basenu jurajskiego bruzdy śródpolskiej. Tomy Jurajskie, 2: 162–163.
- ZŁONKIEWICZ Z. 2006a — Rozwój sedymentacji jurajskiej w niecce Nidy. CAG PIG, Warszawa.
- ZŁONKIEWICZ Z. 2006b — Ewolucja basenu niecki miechowskiej w jurze jako rezultat regionalnych przemian tektonicznych. Prz. Geol., 54: 534–540.
- ZŁONKIEWICZ Z. 2006c — Palaeogeography of the NW and central part of the Miechów Depression during the Jurassic as a result of the palaeotectonic development. [In:] Abstracts of Talks and Posters presented during the 7th International Congress on the Jurassic System. September 6–18, 2006, Kraków, Poland. Session 1: Geodynamics and evolution of different areas. Vol. Jurass., 4: 72.
- ZŁONKIEWICZ Z. 2007 — Litostratygrafia keloweju i jury górnej w niecce Nidy. [W:] Abstrakty referatów z konferencji „Jurassica VI”. Ojców, 20–22 września 2007. Tomy Jurajskie, 4: 138–139.
- ZŁONKIEWICZ Z. 2008a — Paleogeografia basenu epikontynentalnego na obszarze niecki Nidy w keloweju i późnej jurze. [W:] Ropa i gaz a skały węglanowe południowej Polski. Konferencja naukowo-techniczna, Czarna, 16–18.04.2008. Wyd. Geol. UW, SITP NiG Oddz. w Sanoku: 47.
- ZŁONKIEWICZ Z. 2008b — Rozwój paleotektoniczny bruzdy śródpolskiej w świetle paleogeograficznych przemian basenu jurajskiego na obszarze niecki Nidy. [W:] Pierwszy Polski Kongres Geologiczny. Kraków 26–28 czerwca 2008: abstrakty. PTG, Kraków: 138.
- ZŁONKIEWICZ Z. 2009 — Co z tą bruzdą? – czyli basen jurajski widziany z niecki Nidy. [W:] Ogólnopolska konferencja naukowa. V Świętokrzyskie Spotkania Geologiczno-Geomorfologiczne. Znane fakty – nowe interpretacje. Młochocice Kapitulne, 20–22 maja 2009. Instytut Geografii UJK, Kielce: 84–89.

Praca wpłynęła do redakcji 12.11.2007 r.
Po recenzji akceptowano do druku 5.03.2009 r.