



## Paleogleby w zapisie sedymentacyjnym formacji z Siopeł w Górach Świętokrzyskich (perm górny–trias dolny)

Wiesław Trela<sup>1</sup>, Anna Fijałkowska-Mader<sup>1</sup>



W. Trela



A. Fijałkowska-Mader

**Paleosols in the sedimentary record of the Siodła Formation in the Holy Cross Mountains (Upper Permian–Lower Triassic).** *Prz. Geol.*, 65: 227–233.

*Abstract.* The uppermost Permian in the NW Holy Cross Mountains is represented by red mudstones with sandstone and conglomerate interbeds, forming the PZt cyclothem (dated by miospores of the Lueckisporites virkkiae Bc Zone), which grade upwards into the Siodła Formation. This succession is overlain by sandstones and mudstones of the Jaworzna Formation yielding the lowermost Triassic spore-pollen assemblage of the Lundbladispora obsoleta–Protohaploxylinus pantii Zone. Mudstones of the Siodła Formation reveal mottling structure with numerous root traces, rhizobreciation, as well as nodular and bedded calcretes. The root structures are represented by calcite tubules and root moulds, the latter filled with dark red calcareous mudstones. The presence of root traces in the Siodła Formation clearly indicates

an increase of substrate moisture in contrast to the underlying PZt cyclothem. The mottled red mudstones were deposited in the playa-lacustrine depositional system and lost their primary structure due to rooting and other pedogenic processes. Carbonate nodules and thin indurated calcretes are related to periods of lower sediment accumulation rate or even non-deposition periods favouring development of continental carbonates. A relatively rapid switch to the alluvial depositional system represented by the Jaworzna Formation appears to be coeval to the increased sediment flux in terrestrial setting, postulated by Newell et al. (2010) at the Permo-Triassic boundary, driven by a devegetation event of upland catchments.

**Keywords:** paleosols, rhizoliths, calcretes, red mudstones, Permian, Triassic

Paleogleby są od dawna przedmiotem zainteresowania geologów ze względu na ich znaczenie w rekonstrukcji ewolucji basenów sedymentacyjnych. Stanowią ważny element korelacji sukcesji osadowych w skali regionalnej, a nawet ponadregionalnej, zwłaszcza przy braku narzędzi biostratygraficznych. Ponadto obecność w zapisie kopalnym poziomów glebowych umożliwia śledzenie zmian tempa sedymentacji i subsydencji oraz fluktuacji klimatu i poziomu wód gruntowych (Esteban & Klappa, 1983; Peryt, 1984; Wright & Tucker, 1991; Mack i in., 1993; Wright, 1994; Retallack, 2001; Alonso-Zarza, 2003; Alonso-Zarza & Wright, 2010).

Paleogleby są licznie udokumentowane w czerwonych klastycznych utworach lądowych zarówno kopalnych, jak i współczesnych (Retallack, 2001; Armenteros & Huerta, 2006; Newell i in., 2010, 2012). Występują powszechnie w profilach cechsztynu i pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich, jednak ich dokumentacja w literaturze geologicznej jest uboga (Kuleta & Zbroja, 2006). Poza tym niejasna jest pozycja stratygraficzna poziomów glebowych znajdujących się w sąsiedztwie granicy permu z triasem (P/T). Jednym z elementów jej identyfikacji w utworach lądowych regionu świętokrzyskiego, obok danych bio- i magnetostratygraficznych, są cechy sedymentologiczne sukcesji osadowych (zob. Pieńkowski, 1989). Liczne opracowania dotyczące tego interwału koncentrowały się dotychczas na zagadnieniach stratygraficznych, natomiast w mniejszym stopniu na tematyce sedymentologicznej, a zwłaszcza pedologicznej (por. Senkowiczowa, 1970;

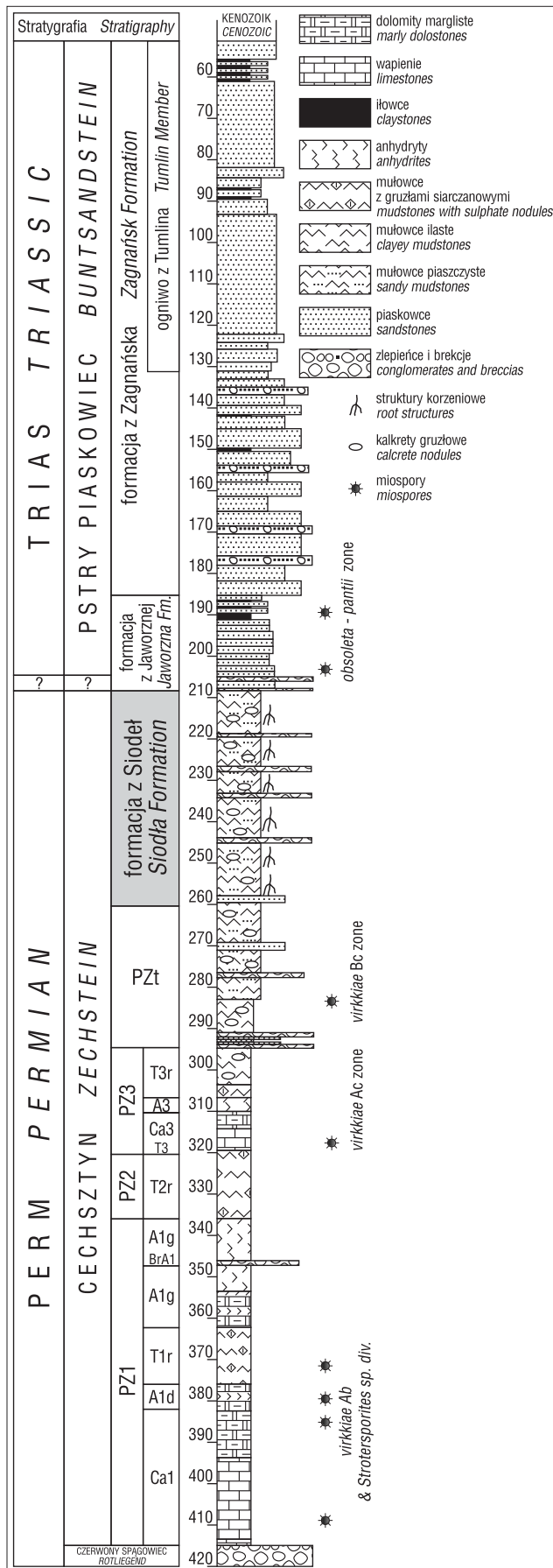
Kowalczewski & Rup, 1989; Pieńkowski, 1989; Fijałkowska, 1992, 1994a, b; Fijałkowska-Mader, 1997, 1999; Nawrocki i in., 2003; Kuleta & Zbroja, 2006; Ptaszyński & Niedźwiedzki, 2004, 2006; Szulc i in., 2015).

Niniejszy artykuł jest wstępnym komunikatem, opisującym wykształcenie paleogleb w sukcesji osadowej pogranicza P/T na przykładzie formacji z Siopeł, występującej w otworze wiertniczym Tumlin Podgrodzie IG 1 na głębokości 208,0–261,4 m (ryc. 1, 2). Otwór ten znajduje się w NW części obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich, w bliskim sąsiedztwie trzonu paleozoicznego (ryc. 2). Badania paleogleb i procesów pedogenicznych formacji z Siopeł obejmowały standardowe obserwacje litologiczne i sedymentologiczne, w trakcie których zwracano uwagę na barwę osadu, grubość ziarna, obecność struktur sedymentacyjnych, bioturbacji i pedoturbacji. Ich uzupełnieniem były obserwacje mikroskopowe płytek cienkich wybranych próbek skalnych. Charakterystyka biostratygraficzna pogranicza P/T została oparta na wynikach wcześniejszych badań palinologicznych (Fijałkowska, 1994a) zilustrowanych na rycinie 3.

### STRATYGRAFIA I LITOLOGIA POGRANICZA PERMU I TRIASU W GÓRACH ŚWIĘTOKRZYSKICH

Strop permu w Górach Świętokrzyskich jest reprezentowany przez czerwono-brunatne mułowce piaszczyste stropowej serii terygenicznego PZt. W otworze wiertniczym

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce; wieslaw.trela@pgi.gov.pl.



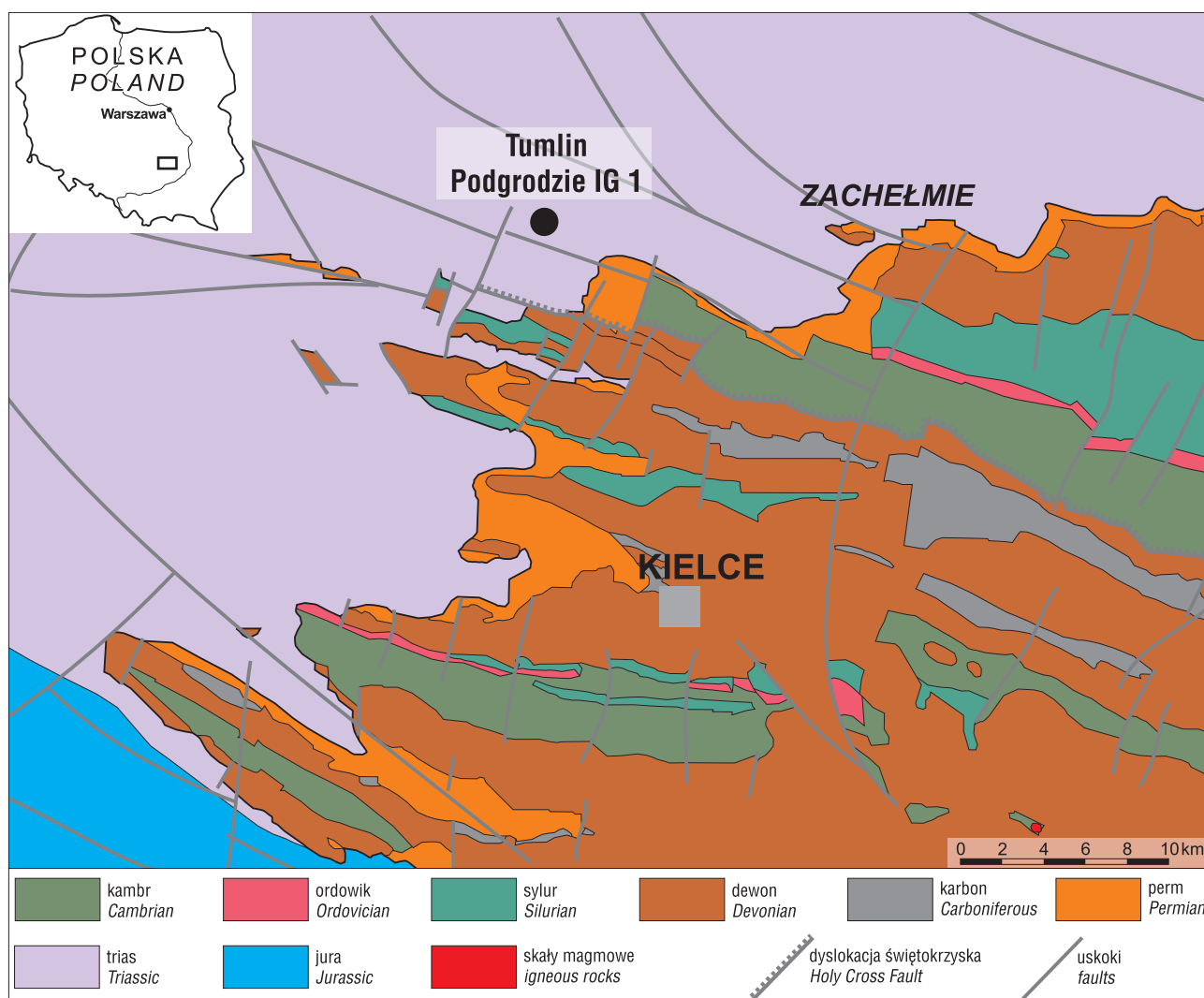
Ryc. 1. Profil litologiczno-stratygraficzny permu i triasu w otworze Tumlin Podgrodzie IG 1 (wg Kulety & Zbroji, 2006, zmienione)

Fig. 1. Lithology and stratigraphy of the Permian and Triassic in the Tumlin Podgrodzie IG 1 borehole (after Kuleta & Zbroja, 2006, modified)

Tumlin Podgrodzie IG 1 osiąga ona miąższość 34 m, a jej pozycję stratygraficzną dokumentuje zespół sporowy podpoziomu *Lueckisporites virkkiae* Bc (Fijałkowska, 1994b; ryc. 1, 3). Ponadto, w profilu serii PZt występują pojedyncze przewarstwienia piaskowców drobnoziarnistych i zlepieńców o miąższości od kilku do maks. 70 cm, a także liczne kalkrety gruzłowe i warstwowe. Niektóre interwały mają charakter heterolitów mułowcowo-piaskowcowych z lokalnymi nagromadzeniami intraklastów mułowcowych. Piaskowce wykazują obecność laminacji poziomej oraz niskokątowego warstwowania przekątnego, niekiedy także słabo zaznaczającego się uziarnienia frakcjonalnego. Natomiast zlepieńce cechują się zwartym lub rozproszonym szkieletem ziarnowym, który tworzą otoczaki węglanowych skał dewońskich, ale także wapieni i mułowców permskich, spojonych ilasto-żelazystym matriksem o zmiennej zawartości cementu węglanowego.

Na stropowej serii terygenicznej PZt spoczywa formacja z Siodeł o miąższości ok. 53 m (ryc. 1), którą tworzą brunatne i pstre (brunatno-szarozielone) mułowce margliste i piaszczyste z nielicznymi przewarstwieniami piaskowców i zlepieńców. W otworze wiertniczym Tumlin Podgrodzie IG 1 jest zachowana ciągłość sedimentacji między tą formacją a serią PZt, natomiast kontakt z nadległą formacją z Jaworznej ma charakter granicy erozyjnej, przykrytej przez ciekłą warstwę zlepieńca podstawowego. Formacja z Siodeł została zaliczona przez Kowalczewskiego i Rup (1989) oraz Ptaszyńskiego i Niedźwiedzkiego (2006) do najwyższego cechsztynu, natomiast Kuleta i Zbroja (2006) ulokowały ją w najniższym pstrym piaskowcu. Ta rozbieżność wynika z braku danych biostratygraficznych umożliwiających dokładne określenie pozycji stratygraficznej tej jednostki. Pierwsze pewne triasowe osady – datowane przez mikrospory poziomu *Lundbladispora obsoleta*–*Protohaploxypinus pantii* najniższego pstręgo piaskowca (ryc. 3) – zostały udokumentowane dopiero w wyżej leżącej formacji z Jaworznej, ok. 3,5 m powyżej jej spągu (zob. Fijałkowska, 1994a, b; ryc. 1). Ptaszyński i Niedźwiedzki (2004) postulują przynależność właśnie spągowej części formacji z Jaworznej do górnego cechsztynu, na podstawie skamieniałości muszloraczków *Falsisca postera* Kozur & Seidel znalezionych w kamieniołomie Zachełmie. Jednak Nawrocki i in. (2005) oraz Becker (2014) zwracają uwagę na ograniczone możliwości stosowania stratygrafii muszloraczkowej w rozpoznaniu granicy P/T. Formację z Jaworznej tworzą czerwone osady piaskowcowo-mułowcowe (o miąższości do 32 m), na ogół margliste, miejscami o charakterze heterolitów z podrzędnym udziałem zlepieńców piaszczystych, zawierających klasty mułowców i dolomitów (Kuleta & Zbroja, 2006). Piaskowce są poziomo laminowane lub warstwowane przekątnie, chociaż część z nich ma postać cienkich, masywnych warstw (Kuleta i in., 2009; Becker & Złonkiewicz, 2015).

Jako kluczowy argument przemawiający za wczesno-triasowym wiekiem formacji z Siodeł (także formacji z Jaworznej) są przytaczane wyniki badań magnetostratygraficznych lokujące ją w obrębie strefy Tbn1 o polarności normalnej, której spąg jest korelowany z dolną granicą triasu (Nawrocki, 1997; Nawrocki i in., 2003). Jednak w świetle przesłanek biostratygraficznych (Fijałkowska, 1994a) postulowana przez Kowalczewskiego i Rup (1989) oraz Ptaszyńskiego i Niedźwiedzkiego (2006) przynależność formacji z Siodeł do górnego cechsztynu wydaje się bardziej uzasadniona. Implikuje to położenie granicy P/T w Górach Świętokrzyskich w dolnej części strefy Tbn1,



**Ryc. 2.** Lokalizacja otworu Tumlin Podgrodzie IG 1 na tle fragmentu mapy geologicznej Gór Świętokrzyskich bez utworów kenozoiku (na podst. Rühle i in., 1977; zmienione)

**Fig. 2.** Location of the Tumlin Podgrodzie IG 1 borehole on the geological map of the Holy Cross Mountains without Cenozoic deposits (after Rühle et al., 1977, modified)

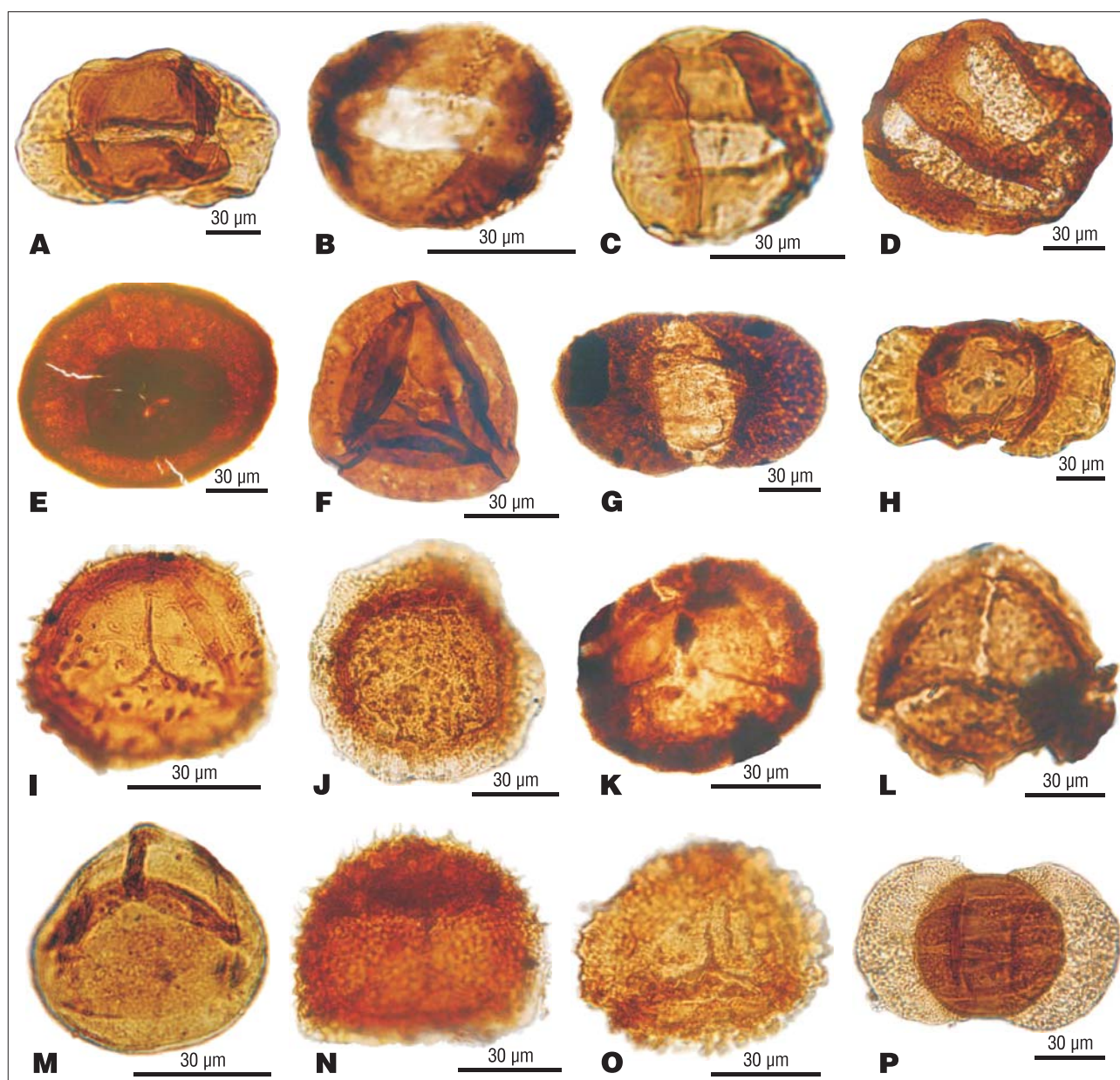
podobnie jak w przypadku kontynentalnych utworów basenu germańskiego (Szurlies, 2007) oraz niektórych profili NW Polski (Nawrocki, 2004; Becker & Nawrocki, 2014).

### CHARAKTERYSTYKA SEDYMENTOLOGICZNA I STRUKTURY PEDOGENICZNE FORMACJI Z SIODEŁ

Cechą charakterystyczną mułowców formacji z Siodeł jest brak dostrzegalnych struktur sedymentacyjnych, poza nielicznymi przypadkami słabo zachowanego warstwowania smużystego. Wyróżnia je natomiast struktura mozaikowa typu *mottling*, obecność licznych rizolitów, węglanowych nodul (gruzłów) glebowych oraz śladów brekcjowania osadu pierwotnego (ryc. 4A). Głównym składnikiem ziarnowym mułowców są słabo obtoczone ziarna kwarcu frakcji pyłowej i drobnopiaszczystej, a także dość dobrze obtoczone otoczki szarych wapieni i brunatnych mułowców o średnicy od 0,2 mm do 1 cm (ryc. 4B). Spoiwo ma postać mieszaniny matriksu i cementu o charakterze bazalnym lub porowo-wypełniającym. Tworzą go minerały ilaste ze zmiennym udziałem tlenków i wodorotlenków żelaza oraz cement kalcytowy reprezentowany głównie przez mikryt i mikrosparyt z gniazdowymi skupieniami sparytu. Część krysz-

tałów kalcytu wykazuje oznaki abrazji, związane prawdopodobnie z ich przemieszczeniem w czasie procesów pedogenicznych. Mułowce charakteryzujące się większym udziałem frakcji psamitowej (mułowce piaszczyste) wykazują cechy teksturalne typowe dla wak kwarcowych, rzadziej litycznych.

Rizolity zachowały się na ogół jako drobne, kalcytowe struktury typu *root casts* (*cement-filled root moulds*, sensu Klappa, 1980) tworzące cienkie, podłużne i owalne formy o długości od kilku mm do maks. 1 cm i średnicy do 1 mm (ryc. 4C). Są one zbudowane z kalcytowego cementu sparytowego i często otacza je obwódka mikrosparytowa (ryc. 4D, E). Lokalnie odnotowano także odlewy większych struktur korzeniowych o długości do kilku cm i szerokości 1–2 cm, które są wypełnione brunatnoszarym materiałem mułowcowo-węglanowym (ryc. 5A; *sediment-filled root moulds* sensu Klappa, 1980). Wokół nich występuje mniej lub bardziej ciągła otoczka złożona z gruzłów węglanowych, o grubości od kilku mm do 1 cm (ryc. 5A; *rhizocretions* sensu Klappa, 1980). W obrazie mikroskopowym obwódka ta ma charakter masy mikrytowej lub mozaiki mikrosparytowej z pojedynczymi większymi kryształami kalcytu sparytowego oraz rozproszonymi ziarnami kwarcu i skaleni. Często obwódki te są jedynym śladem procesów



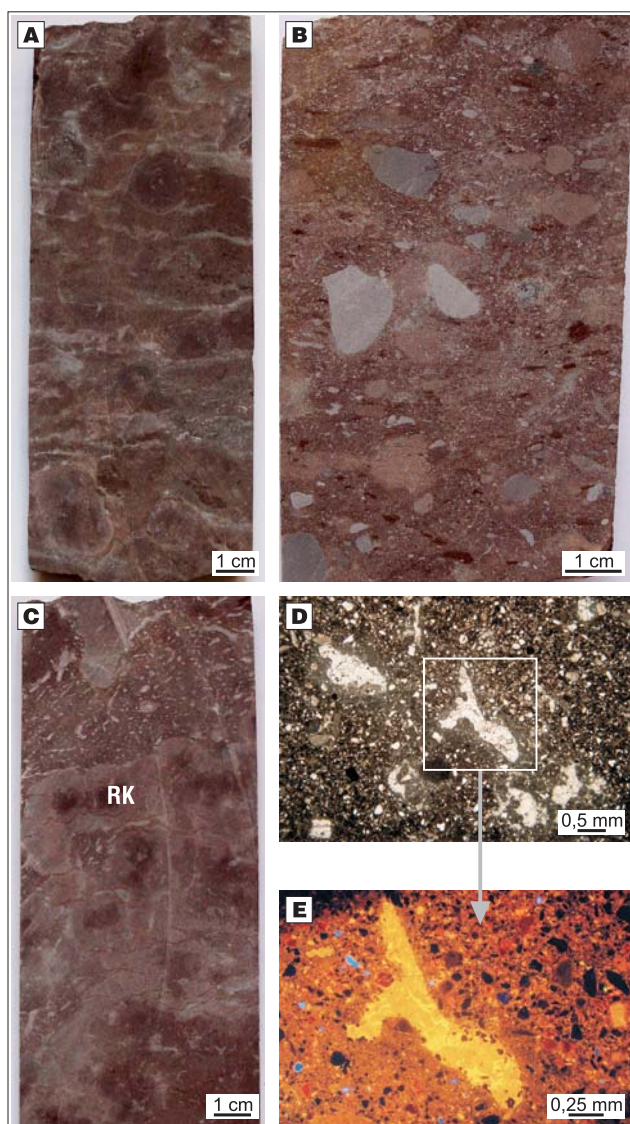
**Ryc. 3.** Miospory pogranicza permu i triasu z otworu Tumlin Podgródzie IG 1. A–H – gł. 283,4 m; zespół późnopermskiego podpoziomu palinologicznego *Lueckisporites virkkiae* Bc: **A** – *Lueckisporites virkkiae* Potonié et Klaus norma (N) Ac wg Visschera, **B** – *L. virkkiae* NBb, **C** – *L. virkkiae* NBc, **D** – *L. virkkiae* NC (*Guttulapollenites*), **E** – *Nuskoisporites dulhntyi* Potonié et Klaus, **F** – *Perisaccus* sp., **G** – *Strotersporites richteri* (Klaus) Wilson, **H** – *Jugasporites delasaueci* (Potonié et Klaus) Leschik; I–P – gł. 204,4 m; zespół późnopermsko-wczesnotriasowego poziomu palinologicznego *Lundbladispora obsoleta*–*Protohaploxypinus pantii*: **I** – *Lundbladispora obsoleta* Balme, **J** – *L. cf. willmotti* Balme, **K** – *Endosporites papillatus* Jansonius, **L** – *Densoisporites playfordi* (Balme) Dettmann, **M** – *Punctatisporites triassicus* Schulz, **N** – *Kraeuselisporites cuspidus* Balme, **O** – *K. apiculatus* Jansonius, **P** – *Protohaploxypinus pantii* (Jansonius) Orłowska-Zwolińska

**Fig. 3.** Miospores of the Permian/Triassic boundary in the Tumlin Podgródzie IG 1 borehole. A–H – depth 283.4 m; assemblage of the late Permian *Lueckisporites virkkiae* Bc palynological subzone: **A** – *Lueckisporites virkkiae* Potonié et Klaus norma (N) Ac after Visscher, **B** – *L. virkkiae* NBb, **C** – *L. virkkiae* NBc, **D** – *L. virkkiae* NC (*Guttulapollenites*), **E** – *Nuskoisporites dulhntyi* Potonié et Klaus, **F** – *Perisaccus* sp., **G** – *Strotersporites richteri* (Klaus) Wilson, **H** – *Jugasporites delasaueci* (Potonié et Klaus) Leschik; I–P – depth 204.4 m, assemblage of the latest Permian–early Triassic *Lundbladispora obsoleta*–*Protohaploxypinus pantii* zone: **I** – *Lundbladispora obsoleta* Balme, **J** – *L. cf. willmotti* Balme, **K** – *Endosporites papillatus* Jansonius, **L** – *Densoisporites playfordi* (Balme) Dettmann, **M** – *Punctatisporites triassicus* Schulz, **N** – *Kraeuselisporites cuspidus* Balme, **O** – *K. apiculatus* Jansonius, **P** – *Protohaploxypinus pantii* (Jansonius) Orłowska-Zwolińska

pedogenicznych związanych z rozwojem systemu korzeniowego. Szarzielone ślady po korzeniach, grubości od 2 mm do ponad 2 cm, są na ogół bezładnie rozmieszczone w masie osadu, chociaż niekiedy jest widoczne ich mniej lub bardziej pionowe i poziome ułożenie.

Powszechnym elementem litologicznym mułowców formacji z Siodeł są węglanowe nodule glebowe, o szarobrunat-

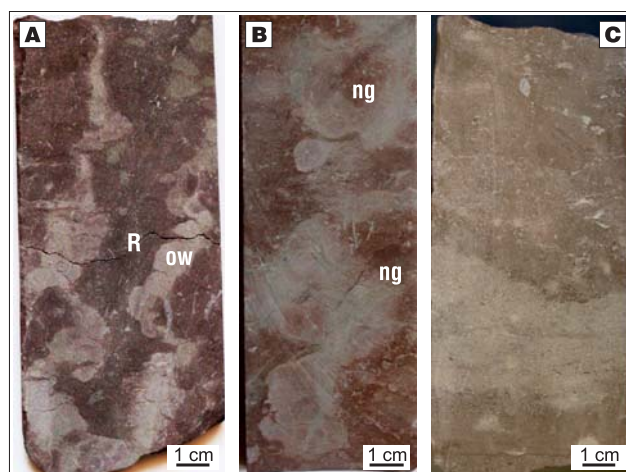
nej barwie i średnicy 0,5–3,0 cm (ryc. 5B), zawierające zmienną domieszkę pyłu kwarcowego. Tkwią rozproszone w tle osadowym jako element towarzyszący śladom korzeniowym, często jednak występują w formie zwartej gleby wapiennej o charakterze kalkretów gruzłowych (ryc. 4C). Część z nich nosi oznaki redepozycji, większość natomiast jest przecięta przez drobne rizolity kalcytowe. W obrazie



**Ryc. 4.** Formacja z Siodeł, otwór wiertniczy Tumlin Podgrodzie IG 1. **A** – mułowce o strukturze typu mottling z inicjalnymi gruzkami glebowymi; **B** – mułowiec piaszczysty z licznymi rozproszonymi, słabo obtoczonymi klastami węglanowymi i mułowcowymi; **C** – masywna, gruzłowa gleba wapienna (RK) przykryta przez mułowiec z licznymi kalcytowymi rizolitami typu *root casts*, gł. 242,7–242,9 m; **D** – obraz mikroskopowy kalcytowych rizolitów z jaśniejszą obwódką mikrytową wokół śladu korzenia, wypełnionego kalcytem sparytowym, nikole II; **E** – obraz w katodoluminescencji (CL) struktury korzeniowej zilustrowanej na rycinie 4D – jasnożółta luminescencja kalcytu wypełniającego strukturę korzeniową

**Fig. 4.** The Siodła Formation in the Tumlin Podgrodzie IG 1 borehole. **A** – mudstones with mottling fabric and initial soil nodules; **B** – sandy mudstones with dispersed, poorly rounded carbonate and mudstone clasts; **C** – massive nodular carbonate soil (RK) overlain by mudstone with numerous calcite root casts, depth 242.7–242.9 m; **D** – photomicrograph of a calcite root cast showing a bright micritic rim around the root trace filled up with calcite spar, PPL; **E** – cathodoluminescence image of the calcite root cast from Figure 4D showing light yellow luminescence

mikroskopowym wykazują obecność mniej lub bardziej owalnych, mikrogruzełkowatych skupień zbudowanych z krypto- lub mikrokrystalicznej substancji węglanowej, niekiedy żelazistej, które często „stapiają” się z tłem skalnym. Powstanie nodul węglanowych jest interpretowane jako efekt zastępowania i cementacji osadu macierzystego węglanem wapnia, który w pierwszej fazie tworzył wy-



**Ryc. 5.** **A** – rizolit (R) otoczony obwódką z węglanu wapnia (ow), wypełniony ciemnym osadem mułowcowo-węglanowym; gł. 210,4–210,5 m; **B** – inicjalne nodule glebowe (ng) towarzyszące śladom po korzeniach, gł. 250,7–250,9 m; **C** – cienka warstwa kalkretu w mułowcu z pojedynczymi strukturami korzeniowymi, gł. 208,9–208,9 m

**Fig. 5.** **A** – rhizolith (R) as a sediment-filled root mould surrounded by irregular calcareous rim (ow), depth 210.4–210.5 m; **B** – initial soil nodules (ng) associated with root traces, depth 250.7–250.9 m; **C** – thin calcrete bed in mudstone showing scarce root structures, depth 208.8–208.9 m

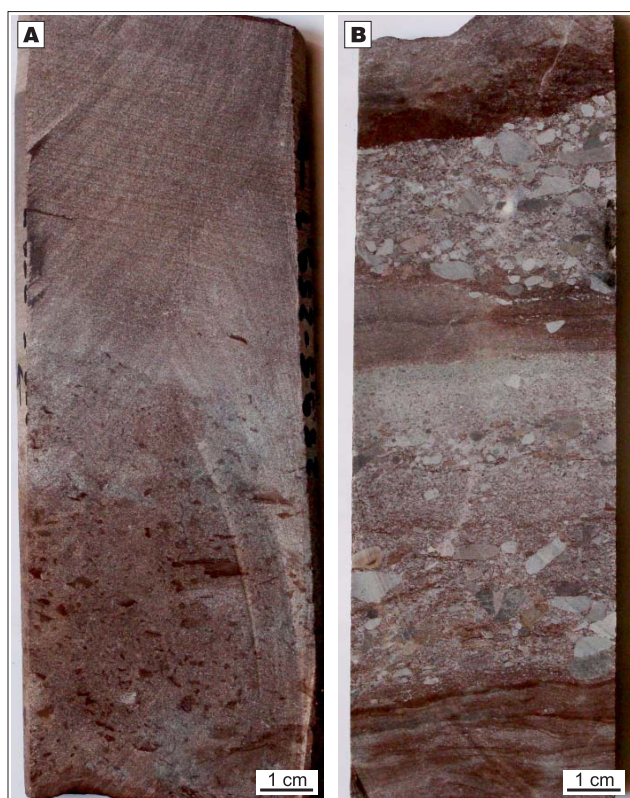
pełnienia pustek i porów w profilu glebowym, a następnie mniej lub bardziej owalne formy (Wright, 1994).

W profilu formacji z Siodeł są także obecne warstwy i soczewki masywnych kalkretów o grubości od 2 do kilku cm oraz jasnoszarej lub szaroróżowej barwie (ryc. 5C). Są one jednak cieńsze i mniej liczne niż w niżej leżącej serii PZt. Niektóre z nich wykazują obecność delikatnych spękań wypełnionych kalcytem mikrosparytowym lub drobnych rizolitów węglanowych. W obrazie mikroskopowym mają charakter mozaiki mikrosparytowej z rozproszonymi skupieniami kalcytu sparytowego, ziarnami kwarcu i drobnymi klastami mułowcowymi, niekiedy także z większą domieszką związków żelaza.

Podrzednym elementem litologicznym w profilu formacji z Siodeł są zlepieńce i piaskowce, tworzące przewarstwienia o miąższości od kilku do kilkunastu cm (ryc. 6A, B). Zlepieńce są zbudowane z otoczków skał węglanowych dewonu i cechsztynu, tworzą mniej lub bardziej zwarty szkielet ziarnowy (miejscami nawet rozproszony), spojony ilasto-żelazystym matriksem ze zmienną domieszką węglanu wapnia. Wśród warstw zlepieńcowych można niekiedy dostrzec dwa lub trzy cykle o normalnej gradacji ziarna (ryc. 6B). Natomiast warstwy piaskowców są na ogół masywne, chociaż część z nich wykazuje obecność laminacji poziomej i warstwowania przekątne, a sporadycznie także drobnych klastów mułowych tworzących nagromadzenia w tle piaskowcowym (ryc. 6A).

#### UWAGI O WARUNKACH SEDYMENTACJI FORMACJI Z SIODEŁ

Na przełomie permu i triasu Góry Świętokrzyskie były obszarem wyżynno-górskim, znajdującym się w suchym lub półsuchym klimacie zwrotnikowym (Kowalczewski & Rup, 1989; Fijałkowska, 1994a; Nawrocki i in., 2003; Becker & Nawrocki, 2007; Świdrowska i in., 2008). Na jego północnym i zachodnim przedpolu rozpościerała się równia



**Ryc. 6.** **A** – piaskowiec z nagromadzeniem drobnych klastów mułowych w części dolnej i warstwowaniem przekątnym w części stropowej, formacja z Siopeł, gł. 259,5–259,7 m; **B** – przewarstwienia zlepieńcowe w mułowcach formacji z Siopeł, gł. 233,6–233,75 m. W warstwie dolnej widoczne dwa cykle o normalnej gradacji ziarna

**Fig. 6.** **A** – sandstone interbed showing numerous mudstone clasts in the basal portion and cross-lamination in the topmost part, the Siodła Formation, depth 259.5–259.7 m; **B** – conglomerate interbeds in mudstone of the Siodła Formation, depth 233.6–233.75 m. Two normally graded cycles visible in the lower bed

mułowa typu playa, która była miejscem depozycji czerwonych osadów terygeniczej serii PZt i formacji z Siopeł (Kuleta & Zbroja, 2006). Mułowce, tworzące trzon litofacjalny tych jednostek, powstały prawdopodobnie w zbiornikach wodnych (Kuleta & Zbroja, 2006) rozwijających się okresowo na obszarze równi. Ich pierwotne struktury sedymentacyjne zostały wtórnie zatarte przez procesy glebotwórcze, związane z rozwojem systemu korzeniowego roślin. Osady równi były rozcinane przez rzeki okresowe, których utwory korytowe są reprezentowane w profilu formacji z Siopeł przez przewarstwienia zlepieńcowe i piaskowcowe o różnej miąższości. Obecność dwóch lub trzech cykli o normalnej gradacji ziarna, w niektórych warstwach zlepieńcowych, świadczy o zmiennej energii przepływu deponujących je strumieni rzecznych. Współczesnym analogiem środowiska sedymentacji formacji z Siopeł, podobnie jak późnopermskiej sukcesji lądowej na zachodnim przedpolu Uralu (Newell i in., 2010), wydaje się być playa jeziora Eyrie w środkowej Australii, zasilana przez okresowe strumienie rzeczne (Fisher i in., 2008).

Liczne ślady struktur korzeniowych w zapisie kopalnym formacji z Siopeł wskazują na wzrost wilgotności podłoża (wzrost poziomu wód gruntowych) w czasie jej depozycji, w przeciwieństwie do niżejleżących osadów serii PZt. Zmiana ta jest zbieżna z ogólną tendencją wzrastającej wilgotności klimatu, która zdaniem Wagnera (1994) została zapoczątkowana w basenie cechsztyńskim Niżu Pol-

skiego pod koniec cyklotemu PZ3. Niemal ciągły zapis procesów pedogenicznych w całym profilu formacji z Siopeł jest argumentem za wielokrotnie powtarzającymi się okresami glebowienia osadu pierwotnego w warunkach zmiennej dostawy materiału terygenicznego. Dłuższe przerwy w akumulacji osadu klastycznego sprzyjały rozwojowi procesów pedogenicznych i poziomów kalkretowych, a w konsekwencji inicjalnych gleb o cechach kalcisoli i ferrasoli. Obecność kalkretów w zapisie kopalnym jest uzależniona od powtarzających się epizodów depozycji, glebowienia i erozji, które z kolei są ściśle powiązane z regionalną aktywnością tektoniczną (zob. Alonzo-Zarza & Wright, 2010). Przewarstwienia kalkretowe w cechszynie świętokrzyskim – częstsze w czasie rozwoju serii PZt niż formacji z Siopeł – sygnalizują zatem przerwy w dostawie osadu terygenicznego, które wydają się mieć związek z powaryscyjską mobilnością tektoniczną Gór Świętokrzyskich (por. Kowalczewski & Rup, 1989; Szulc i in., 2015). Ich obecność w zapisie kopalnym jest także wskaźnikiem okresowego osuszania klimatu, sprzyjającego wytrącaniu węglanu wapnia w strefie subaeralnej.

Występująca wyżej formacja z Jaworznej dokumentuje zmianę warunków sedymentacji w północnej i zachodniej części Gór Świętokrzyskich, będącą następstwem zwiększonej dostawy grubszego osadu terygenicznego na obszar równi mułowej. Reprezentuje ona środowisko dystalnego stożka aluwialnego (zob. Nichols & Fisher, 2007), na którym depozycja odbywała się przy udziale zalewów warstwowych i okresowych strumieni rzecznych oraz w efemerycznych zbiornikach (stawach) wodnych (Szulcowski, 1995; Kuleta i in., 2006, 2009; Becker & Złonkiewicz, 2015). Analogiczna zmiana sedymentacji z mułowej typu playa na fluwialną w strefie dystalnego stożka aluwialnego została szczegółowo rozpoznana w pobliżu granicy P/T na zachodnim przedpolu Uralu (Newell i in., 2010). Miała ona związek z klimatycznie uwarunkowanym deficytem wegetacji roślinnej, który sprzyjał zwiększonej dostawie materiału piaszczysto-żwirowego na obszar równi mułowej (*op. cit.*).

## PODSUMOWANIE

Formacja z Siopeł w otworze Tumlin Podgrodzie IG 1 jest reprezentowana przez brunatnoszare mułowce przeławicane sporadycznie piaskowcami i zlepieńcami. Utwory te zajmują pozycję pośrednią pomiędzy palinologicznie udokumentowanymi osadami terygeniczej serii PZt najwyższego permu, a formacją z Jaworznej najniższego triasu (pstręgo piaskowca). Mułowce z Siopeł charakteryzują się strukturą plamisto-mozaikową (*mottling*) oraz obecnością licznych struktur korzeniowych, którym towarzyszą brekcje, a także mułowcowo-węglanowe gruzły glebowe. Inwentarz struktur korzeniowych tworzą rizolity i towarzyszące im rizokonkrekcje. Powstanie formacji z Siopeł jest związane ze środowiskiem równi mułowej typu playa z okresowo występującymi zbiornikami jeziornymi. Liczne ślady struktur korzeniowych w jej zapisie kopalnym wskazują na wzrost wilgotności podłoża w stosunku do niżej leżących osadów serii terygeniczej PZt. Okresy przerw w depozycji materiału terygenicznego sprzyjały rozwojowi kalkretów gruzłowych i warstwowych, świadczących o okresowym osuszaniu klimatu. Zasadnicza zmiana warunków sedymentacji z równi mułowej typu playa na środowisko dystalnego stożka aluwialnego nastąpiła wraz z depozycją osadów piaszczysto-mułowych formacji z Jaworznej. Ich akumulacja odbywała się przy udziale zalewów warstwowych

wych i okresowych strumieni rzecznych, a także w efemerycznych zbiornikach wodnych. Zwiększona dostawa materiału piaszczystego na obszar równi mułowej w sąsiedztwie granicy P/T została także udokumentowana na zachodnim przedpolu Uralu jako rezultat klimatycznie uwarunkowanego deficytu wegetacji roślinnej (Newell i in., 2010).

Autorzy pragną podziękować dr. hab. Andrzejowi Gąsiewiczowi i anonimowemu Recenzentowi za cenne uwagi, które poprawiły jakość artykułu. Badania paleogeoleg opublikowane w niniejszej pracy zostały sfinansowane z działalności statutowej PIG-PIB (nr zadania 61.2401.0701.00.0).

## LITERATURA

- ALONSO-ZARZA A.M. 2003 – Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Sci. Rev.*, 60: 261–298.
- ALONSO-ZARZA A.M. & WRIGHT V.P. 2010 – Calcretes. [W:] Alonso-Zarza A.M. & Tanner L.H. (red.), Carbonates in continental Setting. *Development in Sedimentology*, 61, 225–267.
- ARMENTEROS I. & HUERTA P. 2006 – The role of clastic sediment influx in the formation of calcrete and palustrine facies: A response to paleogeographic and climatic conditions in the southeastern Tertiary Duero basin (northern Spain). [W:] Alonso-Zarza A.M. & Tanner L.H. (red.), Palaeoenvironmental record and applications of calcretes and palustrine carbonates. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, 416: 119–132.
- BECKER A. 2014 – Muszloraczkowa stratygrafia pogranicza permu i triasu – rzeczywistość czy mit? *Prz. Geol.*, 62: 184–189.
- BECKER A. & NAWROCKI J. 2007 – Buntsandstein. [W:] Szulc J. & Becker A. (red.), Pan-European Correlation of the Epicontinental Triassic 4<sup>th</sup> Meeting. International workshop on the Triassic of southern Poland, September 3–8, 2007. *Fieldtrip Guide*: 7–16.
- BECKER A. & NAWROCKI J. 2014 – Magnetostratigraphy of the Buntsandstein (Lower Triassic) in the Gorzów Wielkopolski IG 1 borehole, eastern German Basin in Poland: evidence of substantial diachronism of palynostratigraphic macrospore zone. *Geol. Quart.*, 58: 369–378.
- BECKER A. & ZŁONKIEWICZ Z. 2015 – Sesja terenowa 1. Mezozoiczna ewolucja i kenozoiczne deformacje północnego obrzeżenia Tetydy. Stanowisko 1. Zachełmie. [W:] Skompski S. (red.) Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych. 84 Zjazd Naukowy PTG, Chęciny, 9–11 września 2015: 109–119.
- ESTEBAN M., KLAPPA C.F. 1983 – Subaerial exposure environment. [W:] Scholle P.A., Bebout D.G. & Moore C.H. (red.), Carbonate Depositional Environments. *AAPG, Memoir*, 33: 1–54.
- FIJAŁKOWSKA A. 1992 – Palynostratygrafia osadów cechsztynu i dolnego pstręgo piaskowca w północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 40 (8): 468–473.
- FIJAŁKOWSKA A. 1994a – Palynostratigraphy of the Lower and Middle Buntsandstein in NW part of the Holy Cross Mts., Poland. *Geol. Quart.*, 38: 59–96.
- FIJAŁKOWSKA A. 1994b – Palynological aspects of the Permo-Triassic succession in the Holy Cross Mountains, Poland. *Documenta naturae*, 87: 1–76.
- FIJAŁKOWSKA-MADER A. 1997 – Correlation of the Zechstein microflora from Southern Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 157: 229–234.
- FIJAŁKOWSKA-MADER A. 1999 – Palynostratigraphy, palaeoecology and palaeoclimatology of the Triassic in South-Eastern Poland. *Zbl. Geol. Paläont., Teil I*, 1998, 7/8: 601–627.
- FISHER J.A., KRAPP C.B.E., LANG S.C., NICHOLS G.J. & PAYENBERG T.H.D. 2008 – Sedimentology and architecture of the Douglas Creek terminal splay, Lake Eyre, central Australia. *Sedimentology*, 55: 1915–1930.
- KLAPPA C.F. 1980 – Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27: 613–629.
- KOWALCZEWSKI Z. & RUP M. 1989 – Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, 362: 5–39.
- KULETA M. & ZBROJA S. 2006 – Wezesny etap rozwoju pokrywy permsko-mezozoicznej Gór Świętokrzyskich. [W:] Skompski S. & Żylińska A. (red.), *Procesy i Zdarzenia w Historii Geologicznej Gór Świętokrzyskich*. LXXVII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 105–125.
- KULETA M., ZBROJA S., PTASZYŃSKI T. & NIEDŹWIEDZKI G. 2006 – Stanowisko 1. Zachełmie k. Zagnańska. [W:] Skompski S. & Żylińska A. (red.), *Procesy i Zdarzenia w Historii Geologicznej Gór Świętokrzyskich*. LXXVII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 174–178.
- KULETA M., TRELA W. & ZBROJA S. 2009 – Paleomorfologia a zapis sedymentacyjny dolnego pstręgo piaskowca (dolny trias) w NW części Gór Świętokrzyskich na przykładzie kamieniołomu Zachełmie. [W:] Ludwikowska-Kędzia M. & Wiatrak M. (red.), *Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii Gór Świętokrzyskich*: 63–74.
- MACK G.H., JAMES W.C. & MONGER H.C. 1993 – Classification of paleosols. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 105: 129–136.
- NAWROCKI J. 1997 – Permian to Early Triassic magnetostratigraphy from the Central European Basin in Poland: Implications on regional and worldwide correlations. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 152: 37–58.
- NAWROCKI J. 2005 – The Permian-Triassic boundary in the Central European Basin: magnetostratigraphic constraints. *Terra Nova*, 16: 139–145.
- NAWROCKI J., KULETA M. & ZBROJA S. 2003 – Buntsandstein magnetostratigraphy from the northern part of the Holy Cross Mountains. *Geol. Quart.*, 47: 253–260.
- NAWROCKI J., PIENKOWSKI G. & BECKER A. 2005 – Conchostraca (muszloraczki) z najniższego pstręgo piaskowca Zachełmia, Góry Świętokrzyskie – dyskusja. *Prz. Geol.*, 53: 222–225.
- NEWELL A.J., SENNIKOV A.G., BENTON M.J., MOLOSTOVSKAYA I.I., GOLUBEV V.K., MINIKH A.V. & MINIKH M.G. 2010 – Disruption of playa-lacustrine depositional systems At the Permian-Triassic boundary: evidence from Vyazniki and Gorokhovents on the Russian Platform. *J. Geol. Soc., London*, 167: 695–716.
- NEWELL A.J., BENTON M.J., KEARSEY T., TAYLOR G., TWITCHETT R. J. & TVERDOKHLEBOV V.P. 2012 – Calcretes, fluvio-lacustrine sediments and subsidence patterns in Permo-Triassic salt-walled minibasins of the south Urals, Russia. *Sedimentology*, 59: 1659–1676.
- NICHOLS G.J. & FISHER J.A. 2007 – Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposition. *Sediment. Geol.*, 195: 75–90.
- PERYT T. 1984 – Subaerialne utwory węglanowe. *Zarys problematyki*. *Prz. Geol.*, 32 (4): 212–216.
- PIENKOWSKI G. 1989 – Sedymentologiczne kryteria wyróżnienia granicy cechsztyń/pstry piaskowiec oraz perm/trias w Polsce. *Prz. Geol.*, 37 (5): 237–244.
- PTASZYŃSKI T. & NIEDŹWIEDZKI G. 2004 – Conchostraca (muszloraczki) z najniższego pstręgo piaskowca Zachełmia, Góry Świętokrzyskie. *Prz. Geol.*, 52 (12): 1151–1155.
- PTASZYŃSKI T. & NIEDŹWIEDZKI G. 2006 – Pstry piaskowiec w Górach Świętokrzyskich: charakterystyka i korelacja litostratygiczna z basenem turyńskim. *Prz. Geol.*, 54 (6): 525–533.
- RETALLACK G.J. 2001 – Soils of the Past – an introduction to paleopedology. *Blackwell Science*, s. 404.
- RÜHLE E., CIUK E., OSIKA R. & ZNOSKO J. 1977 – Mapa geologiczna Polski bez utworów czwartorzędowych 1 : 500 000. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- SENKOWICZOWA H. 1970 – Trias. [W:] Rühle E. (red.), *Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*. *Pr. Inst. Geol.*, 56: 7–48.
- SZULC J., BECKER A. & MADER A. 2015 – Perm i trias – nowe otwarcie w historii Gór Świętokrzyskich. [W:] Skompski S. (red.), *Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych*. 84 Zjazd Naukowy PTG, Chęciny, 9–11 września 2015: 11–27.
- SZULCZEWSKI M. 1995 – Stop 8. Zachełmie quarry. XII International Congress Carboniferous–Permian, August 28 – September 2, 1995, Kraków, Poland. *Guide to Excursion A2*.
- SZURLIES M. 2007 – Latest Permian to Middle Triassic cyclo-magnetostratigraphy from the Central European Basin, Germany: Implications for the geomagnetic polarity timescale. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 261: 602–619.
- ŚWIDROWSKA J., HAKENBERG M., POLUHTOVIĚ B., SEGHEDI A. & VIŠNÁKOV I. 2008 – Evolution of the mesozoic basins on the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania). *Studia Geol. Pol.*, 130: 1–131.
- WAGNER R. 1994 – Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 146: 1–71.
- WRIGHT V.P. 1994 – Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth Sci. Rev.*, 35: 367–395.
- WRIGHT V.P. & TUCKER M.E. 1991 – Calcretes: an introduction. [W:] Wright V.P. & Tucker M.E. (red.), *Calcretes*. *Blackwell*: 1–22.

Praca wpłynęła do redakcji 24.09.2015 r.

Akceptowano do druku 13.12.2016 r.